

UNIVERSITÉ DE LILLE

École doctorale **ED SMRE - 104**

Unité de recherche **Laboratoire d'Optique Atmosphérique**

Thèse présentée par **Raphaël PERONI**

Soutenue le **21 décembre 2023**

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

Discipline **Sciences de la Terre et de l'univers, espace**

Spécialité **Terres, enveloppes fluides**

Téledétection du contenu en vapeur d'eau au-dessus et autour de nuages convectifs

Thèse dirigée par Céline CORNET - PROFESSEURE AU LOA/UNIVERSITÉ DE LILLE directrice
Olivier PUJOL - MCF HDR AU LOA/UNIVERSITÉ DE LILLE co-directeur
Guillaume PENIDE - MCF AU LOA/UNIVERSITÉ DE LILLE co-encadrant
Clémence PIERANGELO - INGÉNIEURE AU CNES co-encadrante

Composition du jury

<i>Rapporteurs</i>	Olivier BOUSQUET	directeur de recherche au LACy/Université de La Réunion	
	Rodolphe MARION	directeur de recherche au CEA	
<i>Examineurs</i>	Didier RICARD	ICPEF au CNRM/Météo France	
	Hélène BROGNIEZ	professeure au LATMOS/Université de Versailles - Saint-Quentin	présidente du jury
<i>Invité</i>	Adrien DESCHAMPS	ingénieur au CNES	

COLOPHON

Mémoire de thèse intitulé « Télédétection du contenu en vapeur d'eau au-dessus et autour de nuages convectifs », écrit par Raphaël PERONI, achevé le 25 janvier 2024, composé au moyen du système de préparation de document [L^AT_EX](#) et de la classe [yathesis](#) dédiée aux thèses préparées en France.

Mots clés : VAPEUR D'EAU, TÉLÉDÉTECTION, ESTIMATION OPTIMALE, NUAGES, C³IEL

Keywords: WATER VAPOR, REMOTE SENSING, OPTIMAL ESTIMATION, CLOUDS, C³IEL

Cette thèse a été préparée au

Laboratoire d'Optique Atmosphérique

LOA UMR 8518

UFR de Physique - Bâtiment P5

Université de Lille

59655 Villeneuve d'Ascq Cedex

France

☎ (33)(0)3 20 43 45 32 / (33)(0)3 20 33 62 98

✉ loa-secretariat@univ-lille.fr

Site <https://loa.univ-lille.fr/>



Je dédie ma thèse et ce manuscrit à ma mère!

Theory is when you know all and nothing works. Practice is when all works and nobody knows why. In this case we have put together theory and practice : nothing works... and nobody knows why!

Albert Einstein, physicien
théoricien d'origine allemande,
1879–1955

Uva in amphora semper dat vinum
in calice!

Olivier Pujol, 2023

La neige est cet or blanc qui n'a de
valeur que dans son
environnement. Éphémère, à peine
attrapée, elle disparaît!

Faustine Mascout, 2024

Résumé

Téledétection du contenu en vapeur d'eau au-dessus et autour de nuages convectifs

Malgré les avancées significatives dans la recherche en physique de l'atmosphère au cours des dernières décennies, de nombreuses incertitudes subsistent concernant notre compréhension du changement climatique. Les connaissances actuelles indiquent que les nuages jouent un rôle majeur dans ces incertitudes, en raison des interactions complexes impliquant les aérosols, la vapeur d'eau, les nuages, la circulation atmosphérique globale, la convection et les précipitations. La vapeur d'eau joue un rôle essentiel dans la formation et le développement des nuages, en particulier ceux issus de phénomènes convectifs qui, eux-mêmes, redistribuent la vapeur d'eau dans l'atmosphère par le biais d'échanges entre les nuages et leur environnement proche. Par conséquent, une compréhension plus approfondie de la teneur en vapeur d'eau au-dessus et autour des nuages est nécessaire pour améliorer notre compréhension des interactions entre la vapeur d'eau et les nuages, et aider la communauté scientifique à mieux contraindre les modèles de type « Large Eddy Simulation » et les modèles numériques de prévisions du temps. Notre recherche s'inscrit dans le cadre de la mission spatiale « Cluster for Cloud evolution, Climate and Lightning » (C³IEL), dont l'objectif est d'améliorer nos connaissances sur l'enveloppe 3D des nuages convectifs, leurs vitesses de développement horizontale et verticale, le contenu en vapeur au-dessus et autour, ainsi que l'activité électrique associée à ces systèmes convectifs. Au cours de cette thèse, notre attention s'est portée sur l'obtention du contenu intégré en vapeur d'eau en présence de nuages à partir d'observation satellite. La restitution de cette quantité a été effectuée grâce à une approche probabiliste Bayésienne : la méthode d'estimation optimale. Jusqu'à présent, peu d'études ont explicitement démontré la faisabilité d'une telle inversion en cas de ciel nuageux, en raison de la pénétration et diffusion du rayonnement dans le nuage qui augmente le nombre de paramètres intervenant dans la relation entre les luminances et le contenu en vapeur d'eau.

Des simulations de transfert radiatif ont été effectuées dans les trois bandes spectrales infrarouge ondes courtes défini pour l'étude du contenu en vapeur d'eau dans le contexte de la mission C³IEL, suivant l'hypothèse d'une atmosphère constituée de couches plans-parallèles homogènes afin de générer des jeux de luminances synthétiques pour tester l'algorithme d'inversion développé au cours de cette thèse. L'application de notre algorithme d'inversion en conditions idéalisées a permis de montrer la faisabilité de la restitution du contenu intégré en vapeur d'eau au-dessus du nuage, situé au-dessus de l'océan à partir des luminances dans l'infrarouge ondes courtes, avec une précision de l'ordre de 1 kg m^{-2} lorsque le nuage est optiquement dense. Cependant, la précision de cette restitution diminue à mesure que l'épaisseur optique du nuage diminue. L'application de l'algorithme sur des profils de vapeur d'eau réalistes, c'est-à-dire présentant des profils verticaux nuageux non homogènes, a montré que le contenu intégré en vapeur d'eau au-dessus de nuages d'eau liquide était restituable avec un biais positif, lié à la pénétration dans le nuage, de l'ordre de $2,18 \text{ kg m}^{-2}$, c'est-à-dire du même ordre de grandeur que ceux obtenus dans des travaux antérieurs en conditions de ciel clair. En présence de nuages de convection contenant de l'eau liquide et de la glace, caractérisés par une épaisseur géométrique importante et donc une altitude de sommet élevée, avec une épaisseur optique très élevée et des contenus en vapeur d'eau très faibles, l'algorithme d'inversion que nous avons développé ne permet pas de réaliser une restitution valable. Des pistes d'améliorations sont donc proposées afin d'améliorer les restitutions du contenu en vapeur d'eau dans des cas réalistes et de définir la limite restituable pour le contenu en vapeur d'eau.

Mots clés : VAPEUR D'EAU, TÉLÉDÉTECTION, ESTIMATION OPTIMALE, NUAGES, C³IEL

Abstract

Remote sensing of water vapor content above and around convective clouds

Despite significant advances in atmospheric physics research over the past few decades, many uncertainties persist regarding our understanding of climate change. Current knowledge indicates that clouds play a major role in these uncertainties due to complex interactions involving aerosols, water vapor, clouds, global atmospheric circulation, convection, and precipitation. Water vapor plays a crucial role in clouds formation and development, especially those resulting from convective phenomena that redistribute water vapor in the atmosphere through exchanges between clouds and their immediate environment. Therefore, a better understanding of water vapor content above and around clouds is necessary to improve our comprehension of interactions between water vapor and clouds and to help the scientific community better constrain Large Eddy Simulation and numerical weather forecasting models. Our research is part of the Cluster for Cloud evolution, CIIimatE and Lightning (C³IEL) space mission, which aims to enhance our knowledge of the 3D envelope of convective clouds, their horizontal and vertical development velocities, the water vapor content above and around clouds, and the electrical activity associated with these convective systems. The focus of this thesis concerns the retrieval of integrated water vapor content in the presence of clouds from satellite observations. This retrieval was achieved through a Bayesian probabilistic approach : the optimal estimation method. So far, few studies have explicitly demonstrated the feasibility of such inversion under cloudy atmosphere because of the complexity related to the penetration and scattering of radiation within the cloud. This increases the number of parameters involved in the relationship between radiance and water vapor content.

Radiative transfer simulations were conducted in the three shortwave infrared spectral bands defined for the study of water vapor content in the context of the C³IEL mission. The atmosphere was assumed to be composed of homogeneous plan-parallel layers, and synthetic radiance datasets were generated for testing the retrieval algorithm developed in this thesis. The feasibility of retrieving integrated water vapor content above a cloud and over the ocean from shortwave infrared radiances was shown with a precision of approximately 1 kg m^{-2} for optically dense clouds. However, the precision of this retrieval decreases as the cloud optical thickness decreases. Tests were then realized with realistic water vapor and cloud extinction profiles that present non-homogeneous cloudy vertical profiles. This shows that integrated water vapor content above liquid water clouds could be retrieved with a positive bias related to cloud penetration of approximately $2,18 \text{ kg m}^{-2}$. This value is of the same order of magnitude than those obtained in previous work under clear-sky conditions. In the presence of convective clouds containing both liquid and ice water, characterized by a significant vertical extension and thus a high top altitude, very high optical thickness and very low water vapor content, the retrieval algorithm does not succeed to provide a valid retrieval. Suggestions are therefore proposed to improve water vapor content retrievals in realistic cases and define the retrievable limit for water vapor content.

Keywords : WATER VAPOR, REMOTE SENSING, OPTIMAL ESTIMATION, CLOUDS, C³IEL

Remerciements

Après trois grosses années de thèse, quatre mois et demi sur ce manuscrit et une soutenance de thèse, voici venu non pas le temps des rires et des chants, mais bel et bien le temps des remerciements. Tout comme l'escalade exige patience, détermination et collaboration, ce voyage intellectuel n'aurait pas été possible sans le soutien précieux de nombreuses personnes que j'ai croisé au cours de ce périple. Comme sur les parois rocheuses où chaque prise compte, chaque conseil, encouragement et assistance ont joué un rôle essentiel dans mon parcours, c'est avec un cœur reconnaissant que je souhaite adresser mes remerciements sincères à ceux qui ont éclairé le sentier de ma recherche. Tout comme les rayons du soleil illuminent le sommet des montagnes, chacun de vous a été une corde solide dans cette escalade académique, m'aidant à atteindre des altitudes que je n'aurais jamais imaginées.

Mes premiers remerciements vont à mes directeurs et encadrants de thèse, Céline, Olivier, Guillaume et Clémence, merci pour votre encadrement et votre suivi régulier. Vos conseils et encouragements m'ont permis de garder la motivation pendant la rédaction du manuscrit et la préparation à la soutenance. Vous avez toujours été patient et pédagogue avec moi. Travailler avec des personnes passionnées et passionnantes fut un vrai plaisir. Je suis fier d'avoir pu apprendre énormément de choses à vos côtés, et avoir pu partager quelques moments avec vous en dehors du labo (en général autour d'une bonne bière dont seuls les Lillois et les Belges ont le secret) a rendu cette expérience de vie encore plus agréable.

Merci aux collègues Français et Israéliens de la mission C^3IEL . Votre intérêt pour mes travaux et vos retours lors des réunions C^3IEL ont donné lieu à des discussions intéressantes. Je remercie également les membres de mon jury de thèse pour avoir donné de leur temps pour lire et évaluer ce document, pour votre bienveillance, vos conseils et votre présence à ma soutenance. Merci à l'école doctorale de m'avoir aidée tout le long de cette thèse pour les démarches administratives et l'organisation de la soutenance.

Je remercie également le CNES d'avoir financé ma thèse. Merci à Philippe et à tout le LOA pour votre accueil, votre sympathie, votre bonne humeur et votre accompagnement. Un grand merci à Anne et Marie-Lyse pour leur soutien, leur gentillesse et leur aide précieuse sur toutes les questions et démarches administratives. Avoir fait votre connaissance a été un immense plaisir.

Je remercie également François pour son aide des plus précieuses sur l'aspect technique et algorithmique. Je n'oublierai jamais cette petite phrase que tu as sortie au cours d'une de ces nombreuses après-midi passées à jouer aux plombiers dans une usine à gaz (ARTDECO, pour ne pas le citer hehe) : « Dans un programme informatique, le problème se situe toujours entre le clavier et la chaise », c'était un moment drôle et détente au milieu de toute cette galère algorithmique. Merci pour toutes les discussions intéressantes au labo ou à la MDE, autour d'une bière ou d'un jus de pomme. Discuter avec quelqu'un d'aussi passionné, investie et toujours de bonne humeur est toujours plaisant et enrichissant.

Et pour finir, un immense merci à ma famille pour leur soutien infaillible et leurs encouragements. Merci à mon père et mes soeurs, merci pour tout, pour m'avoir fait grandir dans l'amour, la liberté et le bonheur, merci à mes deux petits terribles Zozo et Deden hehe, j'espère que tonton vous a rendu fier. Merci papa, Cyn, Maé, Willy, Enzo, Ayden, Anna et Annie d'être venu me voir à Lille pour ma soutenance, vous avez traversé 10 000 km, fait 11h d'avion et êtes passer de 30 °C à 0 °C pour m'entendre parler d'estimation optimale et de nuages convectifs hehe. Je n'oublie bien évidemment pas ma maman, celle pour qui je fais tout ça, je donne le meilleur de moi-même à chaque fois pour que de là où tu es, tu sois fière. Cette thèse, ce titre de docteur et ce manuscrit sont pour la famille et pour toi aussi. Merci également aux ami(e)s de Lille, Faustine, Perla, Lucie, Simonne, Alexandre, Hélène, Christian, Ioana, Romain, Antoine, Robin, William, Athulya, Mafer, Smita, Mégane, Yuyang et Gabriel pour tous les super moments passés ensemble. Merci aux copainG du clan des pintes dorées, Kash, Thun, Binky, Theladar, Nethan, mamie Varna, Lairie et Yaol, pour les soirées jeux de rôles et le week-end kayak-bivouac sur la Loire.

Acronymes

Nombres | A | C | E | G | H | I | J | L | M | N | P | R | S | T | V | W | Z

Nombres

3DMCPOL 3D Monte-Carlo POLarized.

3MI Multi-viewing Multi-channel Multi-polarisation Imager.

A

ADEOS ADvanced Earth Observing Satellite.

AERONET AErosol RObotic NETwork.

AFGL Air Force Geophysics Laboratory.

AMSR-E Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS.

AMSU Advanced Microwave Sounding Unit.

ARTDECO Atmospheric Radiative Transfer Database for Earth and Climate Observation.

AVIRIS Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer.

C

CAMS Copernicus Atmosphere Monitoring Service.

CAPE Convective Available Potential Energy.

CBH Cloud Base Height.

CCN Cloud Condensation Nuclei.

CGT Cloud Geometrical Thickness.

CIW Cloud Ice Water.

CLA Couche Limite Atmosphérique.

CLW Cloud Liquid Water.

CNES Centre National d'Études Spatiales.

C³IEL Cluster for Cloud evolution, ClImatE and Lightning.

COT Cloud Optical Thickness.

CTH Cloud Top Height.

CTP Cloud Top Pressure.

E

ECMWF European Center for Medium-range Weather Forecast.

ENVISAT ENVIronment SATellite.

EPS-SG Eumetsat Polar System - Second Generation.

ESA European Space Agency.

ETR Équation du Transfert Radiatif.

G

G5 Generation 5.

GCOS Global Climate Observing System.

GEWEX Global Energy and Water cycle EXchanges.

GIEC Groupe Intergouvernemental d'Experts sur l'évolution du Climat.

GNSS Global Navigation Satellite System.

H

HATPRO Humidity And Temperature PROfiler.

I

IASI Interféromètre Atmosphérique de Sondage Infrarouge.

IFS Integrated Forecast System.

IN Ice Nuclei.

IRS International Radiation Symposium.

ISA Israel Space Agency.

ISCCP International Satellite Cloud Climatology Project.

ISRO Indian Space Research Organisation.

IWC Ice Water Content.

IWV Integrated Water Vapor.

J

JAXA Japan Aerospace Exploration Agency.

L

LMI Lifetime Maximum Intensity.

LOA Laboratoire d'Optique Atmosphérique.

LUT LookUp Table.

LWC Liquid Water Content.

M

MAD Méthode d’Absorption Différentielle.
MEO Méthode d’Estimation Optimale.
MERIS MEdium Resolution Imaging Spectrometer.
Meso-NH mesoscale non-hydrostatic.
MODIS MODerate-resolution Imaging Spectroradiometer.
MRD Mission Requirements Document.

N

NASA National Aeronautics and Space Administration.

P

PARASOL Polarisation et Anisotropie des Réflectances au sommet de l’Atmosphère, couplées avec un Satellite d’Observation emportant un Lidar.
PDF Probability Density Function.
PHOTONS PHOtométrie pour le Traitement Opérationnel de Normalisation Satellitaire.
PLASMA Photomètre Léger Aéroporté pour la Surveillance des Masses d’Air.
POLDER POLarization and Directionality of the Earth’s Reflectances.

R

RAMS Regional Atmospheric Modeling System.
RPG Radiometer Physics GmbH.

S

SAPHIR Sondeur Atmosphérique du Profil d’Humidité Intertropicale par Radiométrie.
SSA Single Scattering Albedo.
SWIR Short Wavelength InfraRed.
SZA Solar Zenith Angle.

T

TCWV Total Column Water Vapor.
TIR Thermal InfraRed.
TOA Top Of Atmosphere.
TOSCA Terre solide, Océan, Surfaces Continentales, Atmosphère.
TR Transfert Radiatif.
TWC Total Water Content.

V

VAA View Azimuth Angle.

VENUS Vegetation and Environment monitoring on a New Micro-Satellite.

VZA View Zenith Angle.

W

WMO World Meteorological Organization.

Z

ZCIT Zone de Convergence InterTropicale.

Table des matières

Résumé	xi
Abstract	xiii
Remerciements	xv
Acronymes	xvii
Table des matières	xxi
Liste des tableaux	xxv
Table des figures	xxvii
Introduction générale	1
1 Nuages et vapeur d'eau atmosphérique	9
1.1 Pourquoi étudier la vapeur d'eau et les nuages?	11
1.1.1 Impact radiatif des nuages et de la vapeur d'eau	11
1.1.2 La vapeur d'eau, un élément primordial dans le cycle de l'eau	16
1.2 Les interactions vapeur d'eau - nuages	18
1.2.1 Profils atmosphériques moyens de vapeur d'eau en ciel clair	19
1.2.2 Formation de gouttelettes nuageuses par condensation de la vapeur d'eau	20
1.2.3 Les différentes unités pour exprimer la vapeur d'eau . .	22
1.2.4 Formation et développement des nuages	23
1.2.5 Divers types de nuages	23
1.3 Les nuages convectifs	25
2 Restitution de la vapeur d'eau par télédétection	39

2.1	Observations locales par télédétection au sol	41
2.1.1	Le Radiomètre micro-ondes RPG-HATPRO-G5	41
2.1.2	Les photomètres solaires	47
2.2	Télédétection de la vapeur d'eau par observations satellites . .	49
2.2.1	Mesures dans le domaine des micro-ondes et de l'infrarouge thermique	49
2.2.2	Mesures dans le proche infrarouge	52
2.3	La mission Franco-Israélienne C ³ IEL	65
2.3.1	Caractéristiques de la mission	66
2.3.2	Les différents objectifs et instruments du projet C ³ IEL . .	67
2.4	L'absorption différentielle pour les bandes WV C ³ IEL	70
2.4.1	Restitution de l'IWV en ciel clair	70
2.4.2	Restitution de l'IWV en ciel nuageux	74
3	L'estimation optimale, application sur des cas idéalisés	85
3.1	La Méthode d'Estimation Optimale	86
3.1.1	Le formalisme général	86
3.1.2	Recherche d'une solution optimale	89
3.1.3	Les critères de convergence	93
3.1.4	La caractérisation des incertitudes	94
3.2	Vecteur mesure, vecteur d'état et modèle atmosphérique	97
3.2.1	Le vecteur mesure et le vecteur d'état	97
3.2.2	Le modèle de nuage utilisé pour l'inversion	98
3.2.3	Le principe de l'inversion de l'IWV AC	98
3.3	Restitutions à partir de profils idéalisés	101
3.3.1	Base de données idéalisées, AFGL	101
3.3.2	Sensibilité des luminances des canaux C ³ IEL au COT et à l'IWV AC	104
3.3.3	Restitution de COT et de l'IWV AC sur des cas idéalisés	107
4	La base de données réalistes ECMWF-IFS	117
4.1	Filtrage des données	119
4.2	Présentation des profils nuageux à phase liquide	122
4.3	Présentation des profils nuageux à phase liquide et glace	128
4.4	Création des données de luminances pour tester l'algorithme . .	137
4.5	Modèles de nuage et hypothèses pour l'inversion en condition réaliste	138
5	Restitutions à partir de profils réalistes	145
5.1	Les paramètres d'entrées de l'algorithme et le schéma d'inversion	147
5.2	Restitution du COT sur des nuages d'eau liquide	150

5.3	Restitution de l'IWV AC pour des nuages d'eau liquide	152
5.4	Restitution sur des nuages mixtes	160
5.5	Causes de non-convergence sur l'inversion de l'IWV AC	165
5.6	Causes d'erreur sur l'inversion de l'IWV AC	169
5.7	Test du schéma d'inversion	172
5.8	Restitution suivant différents angles d'observations	174
5.9	Discussion sur les incertitudes restituées	177
5.10	Apport de la bande très absorbante à 1,37 μm	179
5.11	Ajout d'un bruit instrumental lors de la restitution	181
Conclusion générale et perspectives		185
	Conclusion générale	186
	Perspectives	194
	L'optimisation de l'algorithme d'inversion	194
	Pistes d'amélioration de l'algorithme de restitution de l'IWV AC	195
	Algorithme adaptable, la mission 3MI	201
	La tomographie de la vapeur d'eau	202
Contributions et activités annexes		209
	Contributions scientifiques pendant la thèse	209
	Activités annexes pendant la thèse	210
Bibliographie		211
A Stratification de l'atmosphère terrestre		225
B Mécanismes de refroidissement et formation des nuages		229
C Transfert radiatif, équation et modèle de résolution		233
C.1	L'équation du transfert radiatif	234
C.2	Le modèle de transfert radiatif pour la résolution de l'ETR . . .	235
C.3	Les propriétés optiques pour le code de transfert radiatif . . .	236
	C.3.1 Le coefficient d'extinction	236
	C.3.2 L'albédo de diffusion simple	236
	C.3.3 Les fonctions et matrices de phase	237
D Travaux complémentaires pour l'amélioration de l'algorithme		241
D.1	Restitution de l'IWV AC après ajustement du CTH	242
D.2	Restitution pour des valeurs intermédiaires d'IWV AC	244

Liste des tableaux

2.1	Résolution spatiale, précision et fréquences pour la mesure du profil de température et d'humidité	42
2.2	Integrated Water Vapor (IWV) restitué par le radiomètre micro-ondes sur une année à Villeneuve d'Ascq	47
2.3	Caractéristiques des six bandes spectrales de l'instrument Sondeur Atmosphérique du Profil d'Humidité Intertropicale par Radiométrie (SAPHIR)	50
2.4	Caractéristiques des bandes spectrales des radiomètres Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU)-A et AMSU-B	51
2.5	Caractéristiques des bandes spectrales vapeur d'eau des instruments MODerate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) et POLarization and Directionality of the Earth's Reflectances (POLDER)	54
2.6	Synthèse des instruments avec leur résolution spatiale permettant d'obtenir des informations sur la température et l'humidité . .	64
2.7	Caractéristiques des bandes spectrales Cluster for Cloud evolution, CLImatE and Lightning (C ³ IEL)	70
3.1	IWV total et au-dessus du nuage pour les profils Air Force Geophysics Laboratory (AFGL)	103
5.1	Moyenne, écart-type et RMSE sur la restitution du Cloud Optical Thickness (COT) et de l'IWV AC pour les profils nuageux réalistes (eau liquide)	173
5.2	Pourcentage de profils qui ne permettent pas de converger et pourcentages de valeurs vraies incluses dans l'intervalle de confiance à 99%	177

5.3	Moyenne, écart-type, RMSE et pourcentage de profils qui ne permettent pas de converger sur la restitution de l'IWV AC pour les profils nuageux réalistes (eau liquide) en combinant les deux bandes spectrales WV et en utilisant que la bande moyennement absorbante	179
D.1	Biais et RMSE calculé pour les quatre classes d'IWV AC « vraie »	244

Table des figures

1.1	Représentation des échanges d'énergies dans le système Terre-Atmosphère-Espace	12
1.2	Diagramme « camembert » représentant la contribution des différents gaz à effet de serre	13
1.3	La contribution de différents composants de l'atmosphère au changement de température en 2019 par rapport à 1750	14
1.4	Flux hydrologiques globaux et réservoirs associés aux cycles naturels et anthropogéniques à partir de diverses sources	17
1.5	Profils typiques d'humidité absolue issus de la base de données AFGL	19
1.6	Classification des nuages	24
1.7	Représentation schématique du processus de formation d'un nuage convectif	25
1.8	Représentation schématique d'un <i>cumulonimbus</i> et de ses trois étages	27
1.9	Exemples de formes de cristaux de glace couramment observés pour des températures comprises entre -20 et -40 °C	28
1.10	Coupe verticale de la vitesse verticale à l'intérieur d'un nuage de convection profonde	31
2.1	Radiomètre micro-ondes du LOA	41
2.2	Évolution temporelle des mesures du radiomètre micro-ondes	43
2.3	Profils d'humidité moyen - « Daytime » - mesuré par le radiomètre micro-ondes	45
2.4	Anomalies d'humidité calculées à partir des profils mesurés par le radiomètre micro-ondes	46
2.5	Estimation du contenu total en eau précipitante par MODIS	55
2.6	Estimation de l'IWV-POLDER et comparaison Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS (AMSR-E) et radiosondes	57

2.7	Fonction de poids indiquant la contribution de chaque couche nuageuse à l'absorption totale par la vapeur d'eau par rapport au ciel clair au-dessus de l'océan	61
2.8	RMSE sur le contenu intégré en vapeur d'eau au-dessus du nuage	62
2.9	Principe de mesures et configuration des satellites de la mission C ³ IEL	66
2.10	Spectre de transmission de la vapeur d'eau en ciel clair et en visée nadir	69
2.11	Représentation schématique des simulations radiatives réalisées pour des conditions de ciel clair	72
2.12	Absorption Différentielle sur les simulations radiatives réalisées pour des conditions de ciel clair	73
2.13	Rapport d'absorption différentielle sur les simulations radiatives réalisées pour des conditions de ciel nuageux, effet de l'altitude du sommet du nuage et de l'épaisseur optique sur les rapports de bandes	74
2.14	Représentation schématique de l'effet de l'épaisseur optique du nuage sur le rayonnement	76
2.15	Rapport d'absorption différentielle sur les simulations radiatives réalisées pour des conditions de ciel nuageux, effet de l'extension verticale du nuage sur les rapports de bandes	78
2.16	Effets de la fonction de phase de diffusion sur les rapports de bandes WV/C ³ IEL	80
3.1	Illustration du concept de la Méthode d'Estimation Optimale (MEO) et de la relation entre l'espace des états et l'espace des mesures	88
3.2	Illustration du principe d'ajustement du profil de vapeur d'eau	100
3.3	Profils d'humidité absolue avec et sans l'hypothèse d'un RH à 100% dans le nuage et distribution de l'IWV au-dessus du nuage	102
3.4	Sensibilité de la bande non absorbante au COT	105
3.5	Sensibilité des luminances des deux bandes absorbantes à l'IWV	106
3.6	Configuration angulaire des inversions en atmosphère idéalisée	107
3.7	Erreur absolue et relative sur le COT restitué en conditions idéalisées	108
3.8	IWV AC restitué en fonction de l'altitude du sommet du nuage (Cloud Top Height (CTH)) pour différentes épaisseurs optiques du nuage	110
3.9	Erreur absolue et relative sur l'IWV AC restitué en conditions idéalisées	111

3.10	Erreur absolue et relative sur l'IWV AC restitué en conditions idéalisées, zoom sur les petits contenus en vapeur d'eau	113
4.1	Répartition géographique des profils de la base European Center for Medium-range Weather Forecast (ECMWF)	118
4.2	Répartition géographique des profils filtrés de la base ECMWF	120
4.3	Classification des nuages issus de la base ECMWF	121
4.4	Profils d'humidité absolue de la base ECMWF avec nuages liquides	123
4.5	Profils de Liquid Water Content (LWC) et distribution du Cloud Base Height (CBH) et CTH provenant de la base ECMWF avec nuages liquides	124
4.6	Profils d'épaisseur optique et coefficient d'extinction calculés à partir de la base ECMWF avec nuages liquides	126
4.7	Distribution du COT « Total » et de l'IWV AC calculés à partir la base ECMWF avec nuages liquides	127
4.8	Profils d'humidité absolue de la base ECMWF avec nuages mixtes	129
4.9	Profils du Total Water Content (TWC) et distribution du CTH provenant de la base ECMWF avec nuages mixtes	130
4.10	Distribution du diamètre effectif moyen des cristaux de glace calculé pour la base ECMWF avec nuages mixtes	132
4.11	Efficacité d'extinction pour les bandes spectrales WV/C ³ IEL en fonction du D_{eff} de la LookUp Table (LUT) de Baum	133
4.12	Profils d'épaisseur optique et coefficient d'extinction provenant de la base ECMWF avec nuages mixtes	134
4.13	Distribution du COT « Total » et de l'IWV AC provenant de la base ECMWF avec nuages mixtes	135
4.14	Profil d'IWV cumulé depuis le sommet de l'atmosphère	136
4.15	Distribution de l'altitude de l'isotherme 0 °C des profils de la base ECMWF avec nuages mixtes	140
4.16	Représentation schématique des deux modèles de nuages définis dans l'estimation optimale	141
5.1	Représentation schématique des paramètres d'entrées et sorties de l'algorithme d'inversion	147
5.2	Relation entre le COT restitué et le COT « vraie » pour les profils constitués d'un nuage liquide provenant de la base ECMWF	150
5.3	Erreur absolue sur la restitution du COT pour les profils constitués d'un nuage liquide provenant de la base ECMWF	151
5.4	Relation entre l'IWV AC restitué et l'IWV AC « vrai »	153
5.5	Erreur absolue sur la restitution de l'IWV AC pour les profils constitués d'un nuage liquide provenant de la base ECMWF	155

5.6	Erreur absolue sur la restitution de l'IWV AC pour les profils constitués d'un nuage liquide provenant de la base ECMWF en fonction du COT	156
5.7	Erreur relative sur la restitution de l'IWV AC pour les profils constitués d'un nuage liquide provenant de la base ECMWF	157
5.8	COT restitué en fonction du COT « vrai »	161
5.9	IWV AC restitué en fonction de l'IWV AC « vrai »	163
5.10	CTH, IWV AC et COT : comparaison entre les cas de convergence et de non-convergence	166
5.11	Exemple pour illustrer les cas de non-convergence	168
5.12	Exemples de profils de vapeur d'eau ajustés lors du processus d'inversion de l'IWV AC comparés aux profils « vrais »	170
5.13	Représentation schématique des observations multi-angulaires de la mission C ³ IEL, illustration des 11 positions du satellite	174
5.14	Restitution de l'IWV AC en fonction du View Zenith Angle (VZA)	175
5.15	Dispersion des 11 valeurs d'IWV AC restituées par profil	176
5.16	Valeur absolue de l'erreur absolue sur l'IWV AC restitué en fonction de l'IWV AC « vrai »	180
5.17	IWV AC restitué (sans bruit instrumental) en fonction de l'IWV AC restitué (avec 5% de bruit instrumental)	181
5.18	Proposition d'une classification des profils atmosphériques pour la détermination du profil initial dans l'inversion et de la valeur <i>a priori</i> pour l'IWV AC	198
5.19	Schéma du principe d'observation des satellites dans le cadre de la tomographie de la vapeur d'eau	203
5.20	Exemple de restitution de la perturbation par rapport à la moyenne du champ 2D de vapeur d'eau	204
A.1	Structure verticale de l'atmosphère Terrestre	227
B.1	Représentation schématique des processus de formation d'un nuage	231
C.1	Représentation des coefficients de la matrice de phase, de la LUT de Baum	238
D.1	Nouvelle distribution de l'IWV AC pour des nuages liquides	242
D.2	Restitution de l'IWV AC après correction sur l'estimation du CTH	243
D.3	Nouvelle distribution de l'IWV AC pour des nuages mixtes	245
D.4	Restitution de l'IWV AC après la réduction de 4 km sur l'altitude du sommet du nuage	246

Introduction générale

« *Le commencement de toutes les sciences, c'est l'étonnement de ce que les choses sont ce qu'elles sont.* » (Aristote)

Le changement climatique actuel, lié aux activités humaines, est devenu une réalité incontestable qui représente de fait l'un des enjeux les plus importants de notre époque. L'un des signes les plus flagrants de ce phénomène est le réchauffement à l'échelle planétaire qui s'accroît de manière inquiétante depuis le début du ^{xxi}^{ème} siècle (MASSON-DELMOTTE et al. 2021). Ce phénomène a des répercussions préoccupantes sur notre planète, ses écosystèmes, ses habitants, ainsi que sur nos modes de vie.

Le réchauffement climatique est un sujet de recherche largement documenté par de nombreuses publications au sein de la communauté scientifique mondiale et dont la synthèse est réalisée dans les rapports réguliers du Groupe Intergouvernemental d'Experts sur l'évolution du Climat (GIEC) (MASSON-DELMOTTE et al. 2021). Les constats sont nombreux et alarmants : les températures moyennes à la surface de la Terre augmentent, les océans se réchauffent, les glaciers fondent, les phénomènes météorologiques extrêmes s'intensifient et le niveau des mers et des océans augmente.

La compréhension fine des processus atmosphériques revêt donc une importance fondamentale pour anticiper les conséquences du réchauffement climatique et élaborer des solutions d'atténuation. Parmi ces processus, l'interaction complexe entre la vapeur d'eau, les nuages et le rayonnement joue un rôle essentiel.

Cette interaction affecte non seulement la dynamique atmosphérique et les précipitations mais également la répartition de l'énergie dans le système climatique (e.g., BONY et al. 2015). Ainsi, l'effet des nuages sur le climat représente un défi majeur pour les chercheurs (WCRP 2021).

La vapeur d'eau atmosphérique, en tant que composant minoritaire le plus abondant dans l'atmosphère (DELMAS et al. 2005), et principal gaz à effet de serre dans l'atmosphère (e.g., KIEHL et al. 1997), joue un rôle crucial dans la régulation de la température terrestre en absorbant et en émettant du rayonnement infrarouge et micro-ondes dans l'atmosphère : c'est l'effet de serre, phénomène naturel et indispensable à la vie sur Terre qui assure une température moyenne de l'ordre de 15 °C. Pour information, elle serait d'environ -18 °C sans cet effet.

Cependant, depuis le début de l'ère industrielle, l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre, due aux activités anthropiques, conduit à un effet de serre dit additionnel qui engendre une anomalie positive de la température globale.

Une atmosphère plus chaude contient une quantité de vapeur d'eau plus importante qui conduit à une rétroaction positive en accroissant l'effet de serre et qui d'autre part peut impacter la formation et l'évolution des nuages du fait du lien étroit entre la vapeur d'eau et les nuages. Ces rétroactions nuageuses sont différentes suivant l'altitude et le type de nuages formés (e.g., FOUQUART 2006), et sont liées à de nombreux processus multi-échelles spatiales et temporelles. Cette complexité fait qu'ils sont encore mal représentés dans les modèles (MASSON-DELMOTTE et al. 2021). Pourtant, les nuages ont un effet non négligeable sur le bilan radiatif de la Terre en contribuant à l'effet de serre et l'effet parasol (SCHMIDT et al. 2010 ; CRUTZEN et al. 2003), sur le cycle hydrologique, en jouant sur la formation des précipitations ainsi que sur la température de surface, influençant les processus d'évaporation/évapotranspiration.

Les nuages convectifs, en particulier, jouent un rôle central dans la redistribution verticale de la vapeur d'eau, de la chaleur et des aérosols, ce qui les place au cœur de la régulation de la composition atmosphérique et de la distribution d'énergie dans l'atmosphère.

Cependant, la convection est particulièrement difficile à représenter dans les modèles car les différentes paramétrisations proposées doivent prendre en compte une multitude d'informations, eux-mêmes complexes à représenter. La taille des grilles dans les modèles globaux ou de prévision numérique du temps, bien plus grande que l'échelle des processus convectifs simulés rend la tâche encore plus complexe (RIO et al. 2019).

Aujourd'hui encore, les modèles ont du mal à prédire les phénomènes météorologiques extrêmes. À titre d'exemple, le 18 Août 2022, la Corse a été touchée par un orage avec des rafales de vents atteignant des valeurs impressionnantes (jusqu'à 225 km h^{-1}). Des rafales de vent d'une telle intensité n'avaient jamais été enregistrées auparavant en France métropolitaine (<https://meteofrance.com/actualites-et-dossiers/actualites/evenement-exceptionnel-du-18-aout-2022-en-corse-les-actions>). Cet événement exceptionnel n'a pas pu être prédit avec certitude par les modèles de Météo-France et des mesures de protection n'ont pas pu être prises à temps (https://www.lemonde.fr/planete/article/2022/08/18/orages-en-corse-meteo-france-invoque-une-situation-difficilement-previsible_6138393_3244.html).

Avec l'intensification des tempêtes (McCABE et al. 2001 ; FYFE 2003), prédite par les modèles climatiques, dans les années à venir, il est donc crucial de collecter des données sur la variabilité temporelle et spatiale de la vapeur d'eau dans une atmosphère nuageuse pour améliorer notre compréhension des liens entre la vapeur d'eau et les nuages, et pour mieux contraindre les modèles physiques des nuages à petite échelle et les modèles numériques de prévision du temps.

Pour y parvenir, la télédétection spatiale est une approche de plus en plus utilisée. La télédétection est un ensemble de techniques utilisées pour la détermination à distance des propriétés d'un objet naturel ou artificiel, grâce au rayonnement émis et/ou réfléchi par ce dernier. Elle peut être de deux sortes, passive ou active.

La télédétection passive consiste à capter et analyser le rayonnement émis par une source naturelle (le Soleil par exemple) alors que la télédétection active consiste à étudier le rayonnement provenant de l'instrument de télédétection utilisé (les lidars par exemple sont des instruments de télédétection active). Ainsi, cette approche a révolutionné notre capacité à étudier ces processus complexes. Actuellement, les contenus et les profils de vapeur d'eau sont généralement obtenus en conditions de ciel clair dans le proche infrarouge, et en tout ciel dans le domaine des micro-ondes ou de l'infrarouge thermique à des échelles d'une ou quelques dizaines de kilomètres.

Actuellement, très peu d'études sur le contenu en vapeur d'eau en ciel nuageux et dans le proche infrarouge ont été réalisées (e.g., ALBERT et al. 2001). La majorité des études précédentes sur ce sujet ont été effectuées pour des conditions de ciel clair. Les travaux réalisés dans le cadre de cette thèse se distinguent car ils concernent la restitution du contenu en vapeur en conditions nuageuses à haute résolution spatiale, dans le domaine de l'infrarouge ondes courtes. La restitution de cette quantité permettra de révéler des aspects jusqu'ici peu explorés sur les interactions vapeur d'eau - nuage. Les développements menés révèlent non seulement la complexité inhérente à la caractérisation de la vapeur d'eau dans ces conditions atmosphériques particulières. Cette approche offre une perspective intéressante sur les interactions entre la vapeur d'eau et les nuages, ouvrant ainsi la voie à de nouvelles avancées dans la compréhension de processus météorologiques complexes. Ces travaux s'inscrivent dans le contexte de la mission spatiale C³IEL pour « Cluster for Cloud evolution, Climate and Lightning » (<https://arxiv.org/abs/2202.03182>). Il s'agit d'un projet de mission spatiale Franco-Israélien, fruit d'une collaboration entre l'agence spatiale française (Centre National d'Études Spatiales (CNES)) et l'agence spatiale israélienne (Israel Space Agency (ISA)). Cette mission, dont le lancement est prévu pour 2027, sera dédiée à l'observation et l'étude des nuages convectifs. Elle a pour objectif d'obtenir l'enveloppe 3D des nuages et les vitesses horizontales et verticales de développement de ces systèmes convectifs (DANDINI et al. 2022), l'activité électrique qui en découle, et la vapeur d'eau au-dessus et autour des nuages (sujet de cette thèse).

Dans le cadre de cette mission spatiale, l'étude de la vapeur d'eau sera rendue possible grâce aux mesures que fourniront les trois imageurs vapeur d'eau, observant dans le Short Wavelength InfraRed (SWIR). Ces mesures doivent permettre d'obtenir, à fine résolution spatiale, le contenu intégré de vapeur d'eau au-dessus des nuages et ses variations, ouvrant ainsi de nouvelles perspectives pour une meilleure compréhension de la dynamique atmosphérique, des interactions vapeur d'eau-nuage et de leurs implications sur le climat et la prévision du temps. Les travaux menés dans cette thèse, ont consisté à développer un algorithme de restitution du contenu intégré en vapeur d'eau au-dessus des nuages (pas uniquement convectifs) et à en estimer les performances en utilisant une base de données issus de réanalyses du centre de données européen ECMWF.

Ce document est structuré de la manière suivante :

Le chapitre 1 est dédié à la présentation du contexte de notre étude. Des généralités sur la vapeur d'eau atmosphérique et les nuages ainsi que sur leurs interactions sont présentées, avec un focus sur les nuages convectifs.

Le chapitre 2 est quant à lui consacré à la présentation des méthodes et instruments permettant la télédétection de la vapeur d'eau atmosphérique. L'objectif de ce chapitre est de faire un bilan non exhaustif des moyens dont nous disposons pour restituer la vapeur d'eau, depuis le sol ou l'espace, et dans différents domaines spectraux. Un focus sera fait sur la restitution de la vapeur d'eau dans le proche infrarouge (SWIR) qui est le domaine spectral défini pour l'étude de la vapeur d'eau dans le cadre de la mission C³IEL.

Le chapitre 3 décrit le formalisme du schéma d'inversion utilisé dans le cadre de ma thèse pour la restitution de l'épaisseur optique du nuage et du contenu intégré en vapeur d'eau au-dessus des nuages. Ce chapitre mettra également en avant les résultats d'inversion obtenus en conditions idéalisées.

Le chapitre 4 présente la base de données réalistes utilisée pour tester et valider l'algorithme d'inversion. Il présentera également les paramètres requis par l'algorithme d'inversion développé au cours de cette thèse, à savoir l'altitude du sommet du nuage, le rayon effectif des gouttelettes d'eau (noté R_{eff}) et le diamètre effectif des cristaux de glace (noté D_{eff}). Nous montrerons comment ils ont été obtenus, ainsi que les hypothèses et les modèles de nuages que nous avons défini pour contraindre au mieux l'algorithme d'inversion.

Le chapitre 5 est dédié à l'application de l'algorithme d'inversion sur les profils réalistes, présentés dans le chapitre 4. L'algorithme a été testé sur plusieurs types de nuages, des nuages composés uniquement de gouttelettes mais aussi des nuages constitués de gouttelettes d'eau et de cristaux de glace, au-dessus de l'océan et à différentes latitudes.

Enfin, le document se termine par la présentation des conclusions générales et des principales perspectives envisageables pour la suite de ce travail.

Bibliographie du présent chapitre

- ALBERT, P., R. BENNARTZ et J. FISCHER (2001). « Remote Sensing of Atmospheric Water Vapor from Backscattered Sunlight in Cloudy Atmospheres ». In : *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. DOI : [10.1175/1520-0426\(2001\)018<0865:RSOAWV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2001)018<0865:RSOAWV>2.0.CO;2).
- BONY, S., B. STEVENS, D. M. W. FRIERSON, C. JAKOB, M. KAGEYAMA, R. PINCUS, T. G. SHEPHERD, S. C. SHERWOOD, A. P. SIEBESMA, A. H. SOBEL, M. WATANABE et M. J. WEBB (2015). « Clouds, circulation and climate sensitivity ». In : *Nature Geoscience*, p. 261-268. DOI : [10.1038/ngeo2398](https://doi.org/10.1038/ngeo2398). URL : <https://www.nature.com/articles/ngeo2398>.
- CRUTZEN, P. J. et V. RAMANATHAN (2003). « The Parasol Effect on Climate ». In : *Science*, p. 1679-1681. DOI : [10.1126/science.302.5651.1679](https://doi.org/10.1126/science.302.5651.1679). URL : <https://www.science.org/doi/10.1126/science.302.5651.1679>.
- DANDINI, P., C. CORNET, R. BINET, L. FENOUIL, V. HOLODOVSKY, Y. Y. SCHECHNER, D. RICARD et D. ROSENFELD (2022). « 3D cloud envelope and cloud development velocity from simulated CLOUD (C3IEL) stereo images ». In : *Atmospheric Measurement Techniques*, p. 6221-6242. DOI : [10.5194/amt-15-6221-2022](https://doi.org/10.5194/amt-15-6221-2022). URL : <https://amt.copernicus.org/articles/15/6221/2022/>.
- DELMAS, R., G. MÉGIE et V.-H. PEUCH, éd. (2005). *Physique et chimie de l'atmosphère*. Échelles. Paris : Belin. ISBN : 9782701137001.
- FOUQUART, Y. (2006). *Les nuages et leur rétroaction, pourquoi tant d'incertitudes sur les prévisions climatiques?* <https://www.futura-sciences.com/planete/dossiers/climatologie-tant-incertitudes-previsions-climatiques-638/page/4/>.
- FYFE, J. C. (2003). « Extratropical Southern Hemisphere Cyclones : Harbingers of Climate Change? » In : *Journal of Climate*, p. 2802-2805. DOI : [10.1175/1520-0442\(2003\)016<2802:ESHCHO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<2802:ESHCHO>2.0.CO;2). URL : [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442\(2003\)016%3C2802:ESHCHO%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442(2003)016%3C2802:ESHCHO%3E2.0.CO;2).
- KIEHL, J. T. et K. E. TRENBERTH (1997). « Earth's Annual Global Mean Energy Budget ». In : *Bulletin of the American Meteorological Society*, p. 197-208. DOI : [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). URL : [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0477\(1997\)078%3C0197:EAGMEB%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0477(1997)078%3C0197:EAGMEB%3E2.0.CO;2).
- MASSON-DELMOTTE, V. P., A. ZHAI, S. L. PIRANI, C. CONNORS, S. PÉAN, N. BERGER, Y. CAUD, L. CHEN, M. I. GOLDFARB, M. GOMIS, K. HUANG, E. LEITZELL, J. B. R. LONNOY, T. K. MATTHEWS, T. MAYCOCK, O. WATERFIELD, R. Y. YELEKÇI et B. ZHOU (2021). *Climate Change 2021 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press. In Press.

- MCCABE, G. J., M. P. CLARK et M. C. SERREZE (2001). « Trends in Northern Hemisphere Surface Cyclone Frequency and Intensity ». In : *Journal of Climate*, p. 2763-2768. DOI : [10.1175/1520-0442\(2001\)014<2763:TINHSC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<2763:TINHSC>2.0.CO;2). URL : [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442\(2001\)014%3C2763:TINHSC%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442(2001)014%3C2763:TINHSC%3E2.0.CO;2).
- RIO, C., A. D. DEL GENIO et F. HOURDIN (2019). « Ongoing Breakthroughs in Convective Parameterization ». In : *Current Climate Change Reports*, p. 95-111. DOI : [10.1007/s40641-019-00127-w](https://doi.org/10.1007/s40641-019-00127-w). URL : <http://link.springer.com/10.1007/s40641-019-00127-w>.
- SCHMIDT, G. A., R. A. RUEDY, R. L. MILLER et A. A. LACIS (2010). « Attribution of the present-day total greenhouse effect ». In : *Journal of Geophysical Research*. DOI : [10.1029/2010JD014287](https://doi.org/10.1029/2010JD014287). URL : <http://doi.wiley.com/10.1029/2010JD014287>.
- WCRP (2021). *Grand Challenge on Clouds, Circulation and Climate*. <https://www.wcrp-climate.org/>.

Nuages et vapeur d'eau atmosphérique

Sommaire du présent chapitre

1.1 Pourquoi étudier la vapeur d'eau et les nuages ?	11
1.1.1 Impact radiatif des nuages et de la vapeur d'eau . . .	11
1.1.2 La vapeur d'eau, un élément primordial dans le cycle de l'eau	16
1.2 Les interactions vapeur d'eau - nuages	18
1.2.1 Profils atmosphériques moyens de vapeur d'eau en ciel clair	19
1.2.2 Formation de gouttelettes nuageuses par condensation de la vapeur d'eau	20
1.2.3 Les différentes unités pour exprimer la vapeur d'eau	22
1.2.4 Formation et développement des nuages	23
1.2.5 Divers types de nuages	23
1.3 Les nuages convectifs	25

« *Every cloud engenders not a storm.* » (William Shakespeare dans « King Henry VI (Part 3) », dramaturge-poète-acteur anglais, 1564–1616)

Les nuages et la vapeur d'eau atmosphérique sont des éléments essentiels de l'atmosphère terrestre (voir Annexe A, page 225, pour une brève présentation de la structure verticale de l'atmosphère terrestre). Ils jouent un rôle fondamental dans l'atmosphère et sont des régulateurs du climat.

La vapeur d'eau est la forme gazeuse de l'eau présente dans l'atmosphère. La quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère dépend des conditions météorologiques et sa concentration est en constante évolution en raison de la présence de processus quasi-permanents d'advection, de convection, de condensation et d'évaporation/évapotranspiration (et parfois de sublimation).

Les nuages sont des amas visibles de gouttelettes d'eau et/ou de cristaux de glace en suspension dans l'air. Ils se forment lorsque la vapeur d'eau présente dans l'atmosphère se condense autour de noyaux de condensation (Cloud Condensation Nuclei (CCN)) ou noyaux glaçogènes (Ice Nuclei (IN)) qui sont des « aérosols » présents dans l'atmosphère (de fines particules solides ou liquides en suspension dans l'air, de tailles et de natures variées). Selon l'état de l'atmosphère, cette condensation donne naissance à des nuages de formes et d'altitudes diverses, allant des petits nuages optiquement fins aux nuages épais et menaçants.

Ensemble, les nuages et la vapeur d'eau sont des acteurs majeurs du cycle de l'eau, influençant donc directement les conditions météorologiques au quotidien, ainsi que le climat à plus long terme. Ils représentent un domaine d'étude crucial pour comprendre et anticiper les changements climatiques et les phénomènes météorologiques à plus court terme.

Dans ce chapitre, nous allons présenter quelques généralités et aspects théoriques sur les nuages et la vapeur d'eau atmosphérique. L'accent est mis sur les nuages de convection profonde et les interactions entre la vapeur d'eau et les nuages.

1.1 Pourquoi étudier la vapeur d'eau et les nuages ?

La vapeur d'eau atmosphérique est la phase gazeuse de l'eau qui est présente dans l'atmosphère terrestre sous ces trois états selon les conditions de température et de pression atmosphérique. Elle se forme soit par évaporation lorsque l'eau dans son état liquide s'évapore en raison d'un apport d'énergie, soit par effet de sublimation lorsque la transition de l'eau a lieu de l'état solide vers l'état gazeux. Il s'agit du constituant minoritaire le plus répandu dans l'atmosphère. À l'échelle mondiale, elle représente environ 0,33% de la masse totale de l'atmosphère (DELMAS et al. 2005).

Les nuages, avec de nombreuses différences en termes d'apparence, de nature, de dimension et d'altitude, sont des éléments omniprésents au quotidien. Ils recouvrent environ 66% de la surface terrestre (STOCKER et al. 2013 ; MENDOZA et al. 2021) et jouent donc un rôle fondamental sur la régulation du cycle de l'eau en influençant la météo et le climat de diverses façons.

Pour les scientifiques qui s'intéressent aux études portant sur le climat les nuages représentent un défi majeur. Ainsi, de nombreuses incertitudes et questions persistent, que ce soit dans leur processus de formation ou leurs évolutions et donc sur leur impact sur le climat (STOCKER et al. 2013 ; MASSON-DELMOTTE et al. 2021).

1.1.1 Impact radiatif des nuages et de la vapeur d'eau

L'impact radiatif des nuages et de la vapeur d'eau atmosphérique est un élément crucial pour l'étude de notre système climatique. Ils interagissent avec le rayonnement solaire incident et le rayonnement infrarouge émis par la Terre. Ces interactions ont des implications majeures sur le climat de notre planète tels que l'effet de serre et l'effet parasol. Ces effets sont représentés sur la FIGURE 1.1 (page 12) issue de DUFRESNE et al. (2011).

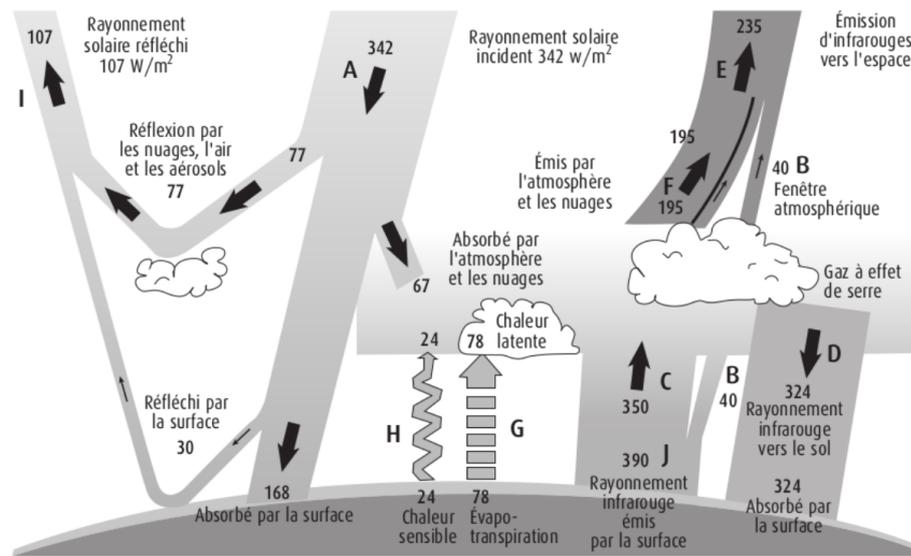


FIGURE 1.1 – Représentation des échanges d'énergies dans le système Terre-Atmosphère-Espace exprimés en W m^{-2} . A : rayonnement solaire incident ; C : rayonnement infrarouge émis par la Terre ; D : rayonnement infrarouge émis par l'atmosphère vers la Terre ; F : rayonnement infrarouge émis par l'atmosphère et les nuages vers l'espace. Cette figure est issue de DUFRESNE et al. (2011).

La quantité d'échanges énergétiques qui se déroulent dans le système Terre-Atmosphère-Espace permet de se rendre compte de la complexité du sujet et pourquoi autant d'incertitudes et de questions persistent au sujet de l'impact sur le climat des différents éléments qui constituent l'atmosphère.

La vapeur d'eau, un gaz à effet de serre naturel

Comme mentionné dans l'introduction, l'atmosphère permet grâce au phénomène d'effet de serre d'avoir une température vivable sur Terre.

L'effet de serre est un processus naturel qui se produit dans l'atmosphère et qui est essentiel à la régulation de la température de notre planète. Il est causé par certains gaz atmosphériques, appelés « gaz à effet de serre », qui piègent une partie du rayonnement solaire reçue par la Terre et du rayonnement infrarouge émis par la surface terrestre.

L'augmentation des émissions de gaz à effet de serre tels que le dioxyde de carbone (CO_2) et le méthane (CH_4), par les activités anthropiques, accentue cet effet de piégeage du rayonnement solaire et infrarouge, conduisant au réchauffement climatique.

La vapeur d'eau atmosphérique est considérée comme le principal gaz à effet de serre naturel dans l'atmosphère (e.g., KIEHL et al. 1997 ; EASTERBROOK 2016) devant le dioxyde de carbone et l'ozone. Comme le montre la FIGURE 1.2 (page 13), elle contribue à hauteur d'environ 60% à l'effet de serre, contre 26% pour le CO_2 et 8% pour l'ozone (KIEHL et al. 1997 ; SCHMIDT et al. 2010).

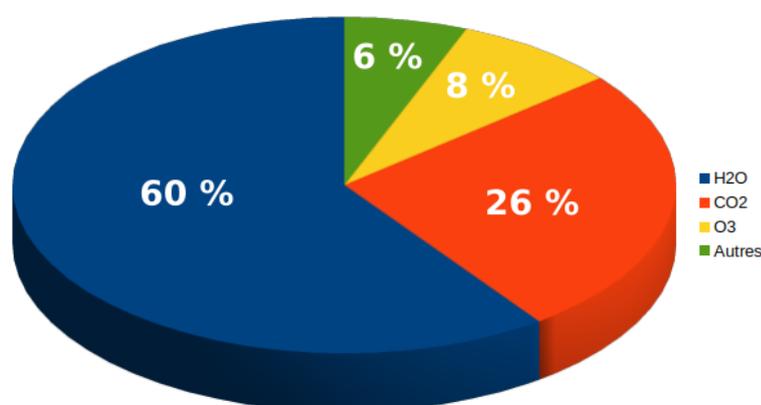


FIGURE 1.2 – Diagramme « camembert » représentant la contribution des différents gaz à effet de serre. Les chiffres sont issus de KIEHL et al. (1997) et SCHMIDT et al. (2010).

L'accroissement de la concentration de vapeur d'eau dans l'atmosphère est étroitement lié à l'élévation des températures de surface, qui est accentuée par l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre. Pour illustrer l'impact des gaz à effet de serre sur le bilan radiatif, qui fait le bilan de l'énergie reçue, émise et réfléchie par le système Terre-Océan-Atmosphère, les figures 7.6 et 7.7 (voir FIGURE 1.3, page 14) du dernier rapport du GIEC (MASSON-DELMOTTE et al. 2021, pages 959 et 961) présentent respectivement le forçage radiatif effectif exprimé en $W m^{-2}$ et les anomalies de température en $^{\circ}C$ entre 1750 et 2019, attribuables aux gaz à effet de serre et à la vapeur d'eau stratosphérique, entre autres.

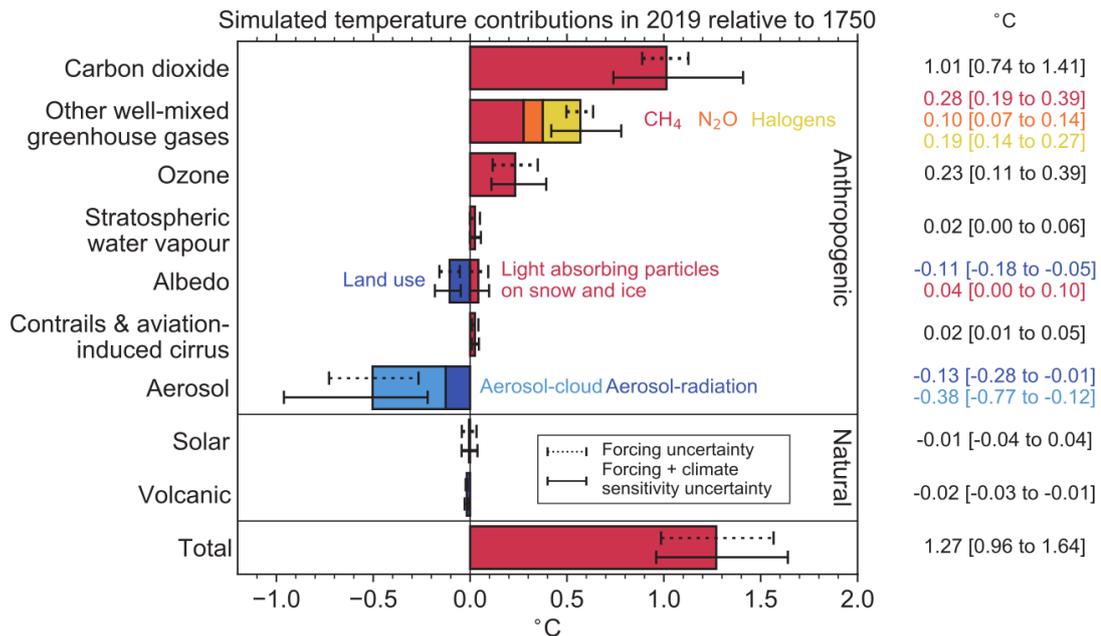


FIGURE 1.3 – La contribution de différents composants de l'atmosphère au changement de température en 2019 par rapport à 1750. Figure 7.7 du dernier rapport du GIEC (MASSON-DELMOTTE et al. 2021).

On peut voir sur cette figure que la contribution des gaz à effet de serre, sur le changement de température, est importante et positive, ce qui montre bien que les gaz à effet de serre contribuent au réchauffement climatique. En comparant l'effet des différents éléments présentés sur cette figure, on peut voir que la contribution des gaz à effet de serre est bien plus importante que celle des aérosols, des nuages et de la vapeur d'eau troposphérique qui sont regroupés dans le groupe « Aerosol-cloud ». Par conséquent, on constate une anomalie (globale) positive de la température, donc un réchauffement du climat qui influence indéniablement la quantité de vapeur d'eau que peut contenir l'atmosphère.

Le forçage radiatif caractérise la quantité d'énergie conservée par le système Terre-Atmosphère exprimée en $W m^{-2}$, suite à une perturbation du système (par exemple l'augmentation de la concentration de gaz à effet de serre). On le calcule en faisant la différence entre l'énergie radiative reçue et l'énergie radiative émise par le système climatique étudié.

Si cette grandeur est positive, l'énergie reçue est plus importante que celle émise, alors le système climatique étudié tend à se réchauffer pour se rééquilibrer (la température augmente pour que l'émission du système soit plus élevée). Si au contraire cette grandeur est négative, l'énergie émise est plus importante que celle reçue, alors le climat aura tendance à se refroidir (toujours dans l'optique de retrouver un état d'équilibre radiatif). Le forçage radiatif positif induit par les gaz à effet de serre entraîne une augmentation de la température et indirectement la quantité de vapeur d'eau que peut contenir l'atmosphère (MASSON-DELMOTTE et al. 2021).

La vapeur d'eau présente dans la basse stratosphère, suite à des événements d'« overshoot » (injection/intrusion de masse d'air humide dans la basse stratosphère, au-dessus de systèmes convectifs avec des mouvements ascensionnels intenses dans le coeur convectif, e.g., figures 8.9 et 8.14 : HOUZE 1993), qui peuvent se produire pendant le cycle de vie des nuages de convection profonde joue également sur l'effet de serre induit par la vapeur d'eau. FORSTER et al. (2002) ont montré qu'une augmentation de la concentration de vapeur d'eau dans la stratosphère conduit à un refroidissement de ce dernier et un réchauffement en surface.

D'autant plus que la vapeur d'eau, une fois injectée dans la stratosphère, possède un temps de résidence et donc un temps de vie beaucoup plus grand que la vapeur d'eau troposphérique, car elle ne condense pas (il n'y aura donc pas de précipitation) et n'est pas soumise aux mêmes processus dynamiques. En plus de contribuer à l'effet de serre, les variations de la vapeur d'eau stratosphérique peuvent également affecter la circulation troposphérique (e.g., TANDON et al. 2011 ; MAYCOCK et al. 2013).

L'impact des nuages : effet de serre et effet parasol

L'interaction des nuages avec le rayonnement a un impact significatif sur la manière dont l'énergie circule dans l'atmosphère et donc sur le climat. En effet, les nuages jouent un rôle non négligeable dans le bilan radiatif terrestre.

L'effet radiatif des nuages dépend de plusieurs facteurs, notamment leurs altitudes, leurs températures et leurs caractéristiques. Les nuages bas, épais et constitués principalement d'eau liquide, réfléchissent fortement le rayonnement solaire, contribuant ainsi à refroidir la Terre ; on parle ici d'effet parasol (CRUTZEN et al. 2003). En revanche, les nuages hauts, fins et composés de cristaux de glace, laissent passer une part importante du rayonnement solaire et absorbent une partie du rayonnement thermique émis par la Terre pour réémettre une énergie plus faible, la température étant plus faible à haute altitude. Ce phénomène contribue à l'effet de serre (FOUQUART 2006 ; SCHMIDT et al. 2010) et par conséquent, tend à augmenter la température de surface.

L'effet radiatif des nuages est globalement négatif avec une valeur de l'ordre de -18 W m^{-2} (LOEB et al. 2018) mais il est actuellement difficile de prédire avec certitudes l'évolution des nuages dans un climat plus chaud (Voir section 7.4.2.4 du dernier rapport du GIEC : MASSON-DELMOTTE et al. 2021).

1.1.2 La vapeur d'eau, un élément primordial dans le cycle de l'eau

Le cycle hydrologique est partie prenante des conditions météorologiques et climatiques (FIGURE 1.4, page 17). L'eau, via ses transitions de phase, impacte fondamentalement la thermodynamique du système climatique en influençant les échanges d'humidité et d'énergie entre l'atmosphère et la surface terrestre et contribue soit au réchauffement local de l'environnement, par effet de condensation, soit au refroidissement local de celui-ci, par évaporation (CHAHINE 1992).

Comme mentionné précédemment, les activités anthropiques émettent dans l'atmosphère des gaz à effet de serre qui entraîne une augmentation de la température de l'atmosphère, lui permettant de contenir une quantité de vapeur d'eau plus importante. Les modifications de l'environnement (urbanisation, déforestation, etc...) induites par les activités humaines contribuent aussi à perturber le cycle hydrologique. En effet, ces modifications difficilement réversibles modifient les flux de vapeur d'eau entre la surface et l'atmosphère (STERLING et al. 2013).

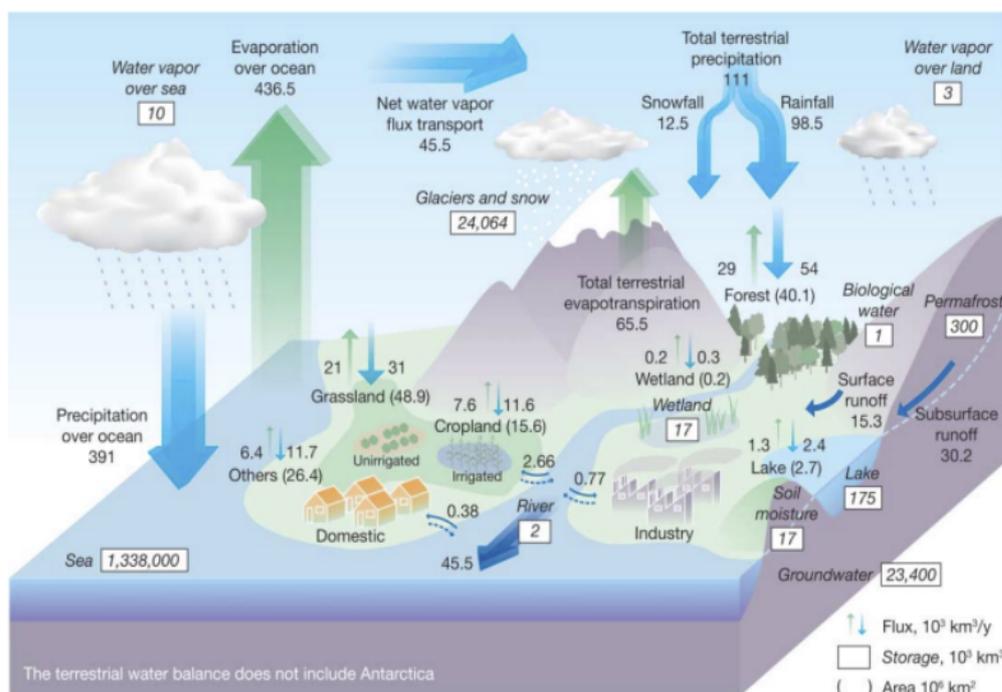


FIGURE 1.4 – Flux hydrologiques globaux ($1000 \text{ km}^3/\text{an}$) et réservoirs (1000 km^3) associés aux cycles naturels et anthropogéniques à partir de diverses sources. Les grandes flèches verticales représentent les précipitations ainsi que l'évapotranspiration totales annuelles sur les terres et les océans. Les plus petites flèches détaillent la contribution des principaux paysages ; les parenthèses indiquent la superficie (en millions de km^2). Cette figure est issue de OKI et al. (2006).

Pour conclure cette section, les modèles climatiques fondés sur la paramétrisation des processus prédisent avec plus ou moins de certitudes différentes rétroactions des nuages suite à l'élévation de température du système Terre-Atmosphère, qui induisent différents forçages radiatifs.

En s'appuyant sur les observations et la majorité des modèles, ils prévoient une élévation de l'altitude des nuages élevés, ce qui aurait pour conséquence de renforcer l'effet de serre. Il est aussi probable que les trajectoires des cyclones se déplacent vers les pôles, on parle de « poleward shift » (e.g., YIN 2005; CHANG et al. 2012; TAMARIN et al. 2017). Ceci aurait pour effet d'assécher les régions subtropicales et d'humidifier les zones de hautes latitudes, générant ainsi une rétroaction climatique positive résultant du déplacement de la répartition des nuages vers des régions moins ensoleillées. L'activité cyclonique dans les régions tropicales s'en retrouverait impactée. En effet, certaines études montrent que cet effet de « poleward shift » entraînerait une augmentation de l'intensité des cyclones (e.g., McCABE et al. 2001; FYFE 2003; KNUTSON et al. 2019) et un déplacement de la latitude de la Lifetime Maximum Intensity (LMI), latitude à laquelle les cyclones atteignent leur intensité maximale, à raison de 80-100 km par décennie (e.g., KOSSIN et al. 2014).

L'ampleur exacte de la rétroaction qui découlerait du déplacement probable des tempêtes vers les pôles, ainsi que de l'intensification des événements cycloniques demeure très incertaine. Par conséquent, comprendre ces effets et leurs évolutions en termes de rétroactions climatiques est capital pour les prévisions climatiques.

1.2 Les interactions vapeur d'eau - nuages

Comme mentionné en introduction de ce chapitre, la vapeur d'eau est sans aucun doute un élément clé dans le processus de formation des nuages. En effet, sans vapeur d'eau il ne peut y avoir de nuages, de même que sans aérosols la formation de nuages est impossible. Ces petites particules naturelles (sels marins, poussières désertiques, ...) ou anthropiques (feux de biomasse, particules de pollution) présentes dans l'atmosphère sont en effet nécessaires à la condensation de la vapeur d'eau.

Ainsi, pour qu'un nuage puisse se former il faut des aérosols et de la vapeur d'eau. Le type de nuage susceptible de se former va dépendre des mouvements dynamiques des masses d'air et de la quantité de vapeur d'eau disponible. La quantité maximale de vapeur d'eau présente dans l'atmosphère dépend de la température. Une atmosphère plus chaude peut contenir une quantité de vapeur d'eau plus élevée. Cette quantité variera donc en fonction de l'altitude et de la latitude.

1.2.1 Profils atmosphériques moyens de vapeur d'eau en ciel clair

La FIGURE 1.5 (page 19) montre des profils typiques d'humidité absolue, provenant de la base de données ciel clair de « Air Force Geophysics Laboratory » (AFGL, ANDERSON et al. 1986) présentée plus en détail dans le chapitre 3 (page 86), section 3.3.1.

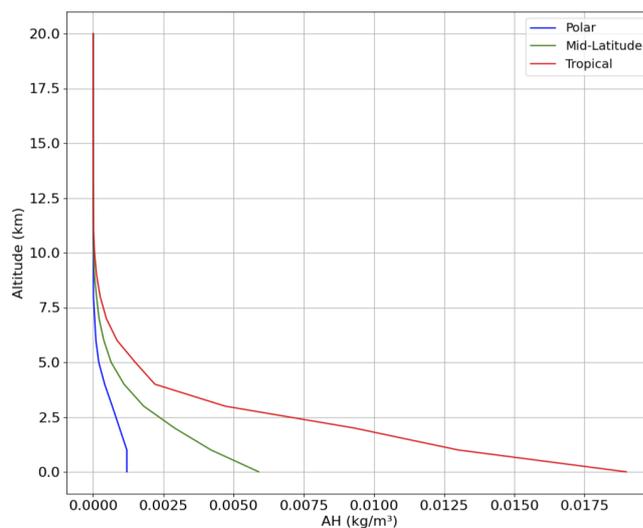


FIGURE 1.5 – Profils typiques d'humidité absolue issus de la base de données AFGL (ANDERSON et al. 1986).

On observe bien une variation de la quantité de vapeur d'eau avec l'altitude, se traduisant par une forte décroissance sur les dix premiers kilomètres, pour atteindre ensuite des valeurs très faibles, quasi nulles au-delà, c'est-à-dire au-delà de la tropopause.

On observe également une forte variabilité suivant la latitude. La courbe bleue, qui représente un profil caractéristique des régions de hautes latitudes, admet une humidité absolue maximale de l'ordre de $0,0012 \text{ kg m}^{-3}$, tandis que la courbe rouge, représentant un profil de vapeur d'eau typique des tropiques, donne une humidité absolue maximale de $0,019 \text{ kg m}^{-3}$, soit 15,8 fois plus qu'en région polaire.

Autour de ces profils moyens, il existe une variabilité saisonnière et journalière de la vapeur d'eau. Par exemple, l'étude conduite par KALINNIKOV et al. (2017) révèle que le cycle diurne du contenu intégré en vapeur d'eau (I WV) est principalement influencé par la température de l'air en surface. Les travaux de MEZA et al. (2020) montrent la variabilité saisonnière et journalière de l'eau précipitante à partir de mesures obtenues par Global Navigation Satellite System (GNSS).

La vapeur d'eau atmosphérique est un gaz qui suit en première approximation la loi des gaz parfaits à tous les niveaux de l'atmosphère. Par conséquent, la température joue un rôle important sur cette quantité, à tous les niveaux et en particulier dans la Couche Limite Atmosphérique (CLA) (CARRUTHERS 1989). En effet, la quantité de vapeur d'eau présente dans la CLA va avoir une influence sur le type de nuage qui se forme.

1.2.2 Formation de gouttelettes nuageuses par condensation de la vapeur d'eau

L'atmosphère est composée d'un mélange de gaz dont les quantités sont définies par leurs pressions partielles. La pression partielle de vapeur d'eau (notée P_v) correspond à la pression exercée exclusivement par les molécules de vapeur d'eau dans un mélange de gaz. Plus précisément, elle représente la contribution de la vapeur d'eau à la pression totale du mélange à une température donnée.

La quantité maximale de vapeur d'eau qui peut être présente dans l'atmosphère dépend de la pression de vapeur saturante (notée P_{sat}), parfois appelée tension de vapeur.

Cette valeur correspond à la pression partielle à laquelle la phase gazeuse d'une substance coexiste en équilibre avec sa phase liquide (ou solide) à une température spécifique dans un système fermé. Cette valeur augmente de manière non linéaire avec la température selon la formule de Clausius-Clapeyron. En milieu ouvert comme l'atmosphère, en contact avec l'air, la pression de vapeur saturante représente la pression partielle de vapeur d'eau au-delà de laquelle aucune molécule supplémentaire ne peut passer à l'état gazeux, ce qui signifie que l'air est saturé. Si la pression partielle de vapeur d'eau dépasse la pression de vapeur saturante, en présence d'aérosols, cela entraîne la condensation liquide ou solide de la vapeur d'eau et donc la formation de gouttelettes nuageuses ou de cristaux de glace.

Dans l'atmosphère la pression de vapeur saturante peut être atteinte soit en augmentant la quantité de vapeur d'eau présente (par évaporation ou advection), soit en réduisant la température (par l'élévation d'une masse d'air ou par refroidissement radiatif). Dans le second cas, lorsque la température d'une masse d'air atteint la température du point de rosée (température à laquelle la pression partielle de vapeur d'eau est égale à la pression de vapeur saturante, i.e., l'air est saturé en vapeur d'eau) ou de givrage, alors la saturation est atteinte et il peut y avoir condensation liquide ou solide.

Ainsi, une CLA très humide peut favoriser la formation de brouillard ou de nuages de basses altitudes mais également, contribuer à l'instabilité thermique de l'atmosphère, qui est un facteur clé dans la formation et le développement des nuages convectifs.

Le profil atmosphérique d'humidité est donc important dans les processus thermodynamiques de l'atmosphère (convection, formation de brouillard ou de nuages, etc...). Les processus thermodynamiques, se produisant de façon quasi permanente dans l'atmosphère, il existe une modification constante de la quantité de vapeur d'eau disponible dans l'atmosphère.

La prochaine section est dédiée à la description des différentes unités de mesure de la vapeur d'eau.

1.2.3 Les différentes unités pour exprimer la vapeur d'eau

Dans la section précédente, nous avons vu la notion de pression partielle pour décrire la quantité de vapeur d'eau disponible dans l'atmosphère mais d'autres unités, que nous décrivons dans cette section, sont couramment utilisées.

La quantité de vapeur d'eau peut être exprimée en termes de concentration (cm^{-3}) ou, en termes de fraction volumique (*ppmv* pour « partie par million en volume »). Cette notion est couramment utilisée pour quantifier les gaz traces dans l'atmosphère.

Elle peut également être exprimée en termes d'humidité absolue ($g\ m^{-3}$ ou $kg\ m^{-3}$), qui décrit la masse de vapeur d'eau contenue dans un volume d'air de $1\ m^3$, ainsi qu'en termes d'humidité spécifique (ou teneur en eau), qui représente le rapport entre la masse de vapeur d'eau dans l'air et la masse d'air humide (g/kg ou kg/kg). Contrairement à l'humidité absolue ou l'humidité relative (présentée au prochain paragraphe), l'humidité spécifique demeure constante lorsqu'il y a des variations d'altitude ou de température (à condition qu'il n'y ait ni condensation ni évaporation).

Le rapport de mélange de vapeur d'eau, lui aussi exprimé en kg/kg définit le rapport entre la masse de vapeur d'eau et la masse d'air sec.

Enfin, elle peut être exprimée en termes d'humidité relative (appelé aussi degré hygrométrique), qui est le rapport entre la pression partielle de vapeur d'eau et la pression de vapeur saturante. L'humidité relative (exprimée en % et dépendante de la température) est une donnée cruciale pour comprendre le comportement de l'atmosphère et les conditions météorologiques locales et globales. Lorsque le RH est égal à 100%, un nuage peut se former.

L'humidité relative se calcule de la façon suivante :

$$RH(\%) = \frac{P_v}{P_{sat}(T)} \times 100 \quad (1.1)$$

1.2.4 Formation et développement des nuages

Les nuages se forment par condensation de la vapeur d'eau présente dans l'atmosphère sur des particules en suspension dans l'atmosphère : les aérosols. La condensation de la vapeur d'eau sur ce support solide est rendue possible lorsqu'il y a un apport suffisant en vapeur d'eau et/ou lors de l'élévation de masses d'air qui conduisent au refroidissement de celle-ci.

Par conséquent, la pression de vapeur saturante peut être atteinte et la vapeur d'eau pourra alors condenser sur les aérosols appelés CCN (Cloud Condensation Nuclei) pour former des gouttelettes de nuages ou sur les IN pour former des cristaux de glaces.

La formation et le développement d'un nuage dépendra principalement de la quantité de vapeur d'eau disponible dans l'atmosphère et du profil de température. En effet, suivant la quantité de vapeur d'eau disponible dans l'atmosphère, les gouttelettes ou cristaux peuvent continuer à grossir par condensation ou au contraire s'évaporer. Ils peuvent également grossir par effet de collision/coalescence (par contact) entre les gouttelettes, par agrégation entre les cristaux de glace ou encore par givrage, i.e., accrétion d'eau surfondue qui se solidifie sur les cristaux. Ces différents processus de croissance contribuent à la formation des précipitations. Pour plus d'informations concernant les différents mécanismes de refroidissement et de formation des nuages, voir Annexe B (page 229).

1.2.5 Divers types de nuages

Généralement, les nuages sont classifiés en dix catégories en fonction de leur forme, de leur extension verticale et de l'altitude de leur base. On distingue les nuages qui ont une apparence en couches (développement horizontal), appelés nuages stratiformes et ceux qui ont une apparence en « boules » ou en amas (développement vertical), appelés nuages cumuliformes.

Les nuages se trouvent à des altitudes comprises entre le niveau de la mer et la haute troposphère, et peuvent être divisés verticalement en trois étages distincts : l'étage inférieur, l'étage moyen et l'étage supérieur. Les limites de ces étages varient en fonction de la latitude. Selon leur altitude, les nuages situés à des altitudes moyennes portent le préfixe « alto », tandis que ceux situés à des altitudes élevées portent le préfixe « cirro ».

La FIGURE 1.6 (page 24) montre une classification des nuages, disponible sur le site de Météo France (<https://meteofrance.com/comprendre-la-meteo/nuages/les-differents-types-de-nuages>).

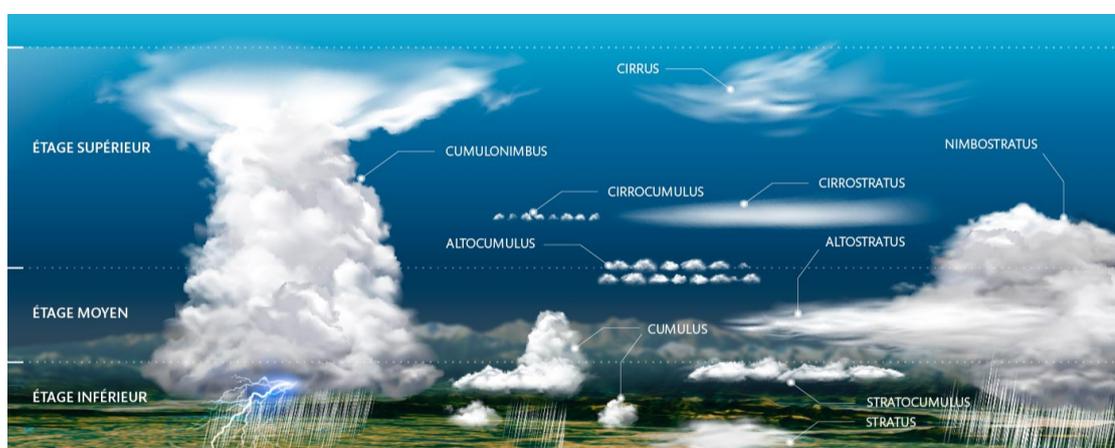


FIGURE 1.6 – Classification des nuages. On distingue trois étages, dont les limites (en altitude) varient en fonction de la latitude. L'étage inférieur qui s'étend de la surface jusqu'à 2 km (région polaire, tempérée et tropicale), l'étage moyen qui s'étend de 2 à 4 km (région polaire), 7 km (région tempérée) et 8 km (région tropicale), et l'étage supérieur qui s'étend de 3 à 8 km (région polaire), 5 à 13 km (région tempérée) et 6 à 18 km (région tropicale). L'image et les informations associées sont disponibles sur le site de Météo France (<https://meteofrance.com/comprendre-la-meteo/nuages/les-differents-types-de-nuages>), ©Météo France.

1.3 Les nuages convectifs

Les nuages issus de la convection atmosphérique tels que les *cumulus* et *cumulus congestus*, nuage convectif avec un sommet pouvant atteindre au plus 7 km d'altitude, et les *cumulonimbus*, nuage avec l'extension verticale la plus importante dont le sommet peut s'élever jusqu'à 17-18 km d'altitude (hauteur de la tropopause tropicale) se caractérisent par un aspect bourgeonnant. Les nuages de convection profonde incluant les *cumulonimbus*, les systèmes convectifs à méso-échelle (MCS) et les supers cellules convectives tels que « Hector the convector » (DAUHUT et al. 2016), se caractérisent par un sommet et une opacité très élevée. Ils sont souvent responsables de phénomènes météorologiques extrêmes, de fortes précipitations (HOUZE 1997), d'orages (CAREY et al. 1996), de chutes de grêle et d'épisodes de givrage.

La FIGURE 1.7 (page 25) montre un schéma représentant le processus de formation d'un nuage par convection atmosphérique.

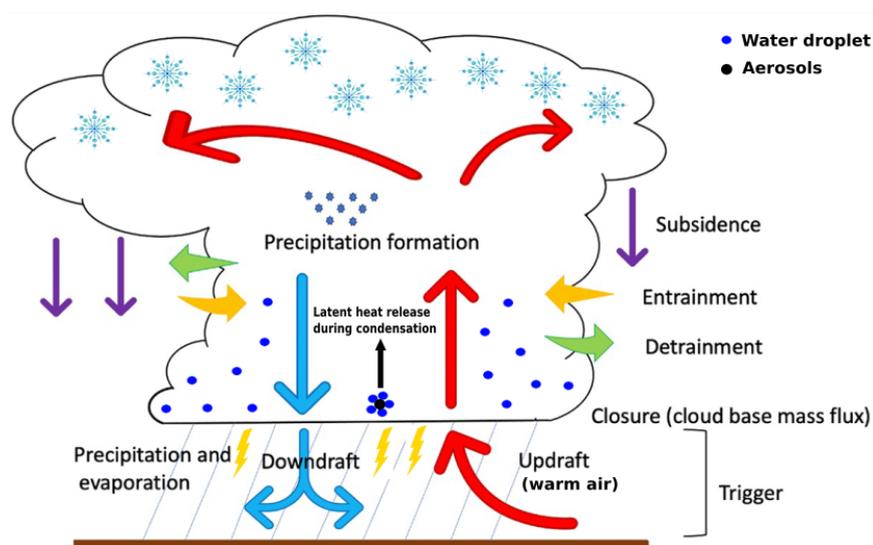


FIGURE 1.7 – Représentation schématique du processus de formation d'un nuage convectif. Cette figure est issue et adaptée de VILLALBA-PRADAS et al. 2022.

Le processus de formation d'un nuage convectif commence par le réchauffement de la surface terrestre, ce qui entraîne le réchauffement de l'air près du sol.

L'air chaud, moins dense, commence alors à monter. En montant, il se refroidit en raison de la diminution de la température avec l'altitude (gradient de température négatif : $-6,5\text{ °C}$ tous les kilomètres). Lorsque cet air atteint une altitude où la température atteint le point de rosée, la vapeur d'eau se condense pour former des gouttelettes d'eau. Ces gouttelettes s'agrègent pour former un nuage. Le processus de convection continue, et le nuage peut se développer en une structure convective telle qu'un *cumulus* ou un *cumulonimbus*.

Du fait de leur importante extension verticale, les nuages de convection profonde tels que les *cumulonimbus* sont globalement constitués de trois parties distinctes. La première partie, la plus basse, est principalement constituée d'eau liquide et la partie supérieure principalement composée de cristaux de glace. Entre les deux, se trouve une zone constituée d'un mélange de cristaux de glace et d'eau liquide, appelée « eau surfondue » (e.g., KOROLEV et al. 2017). L'eau surfondue est de l'eau qui conserve son état liquide malgré des températures inférieures à son point de congélation normal, qui est de 0 °C . Cela se produit généralement lorsque l'eau liquide est refroidie très rapidement par exemple lors de mouvements ascendants importants, ce qui retarde la formation de cristaux de glace. Cependant, l'eau surfondue est généralement instable et se transforme rapidement en glace dès qu'elle est perturbée ou exposée à un élément qui va déclencher la cristallisation.

La FIGURE 1.8 (page 27) montre un schéma représentant un *cumulonimbus* et les trois étages qui le constituent.

Les gouttelettes d'eau nuageuse présentes dans la partie liquide sont essentiellement de forme sphérique et ont des tailles comprises entre 1 et $100\text{ }\mu\text{m}$ (voir HDR de C. Planche, page 30 : <https://hal.science/tel-03390352/document>).

En ce qui concerne les cristaux de glace présents dans la zone de mélange et dans la partie supérieure du nuage, ils peuvent avoir des tailles et des formes très variés (FIGURE 1.9, page 28). La taille et la forme des cristaux de glace va dépendre des processus de formation mis en jeu et de l'altitude à laquelle il se forme.

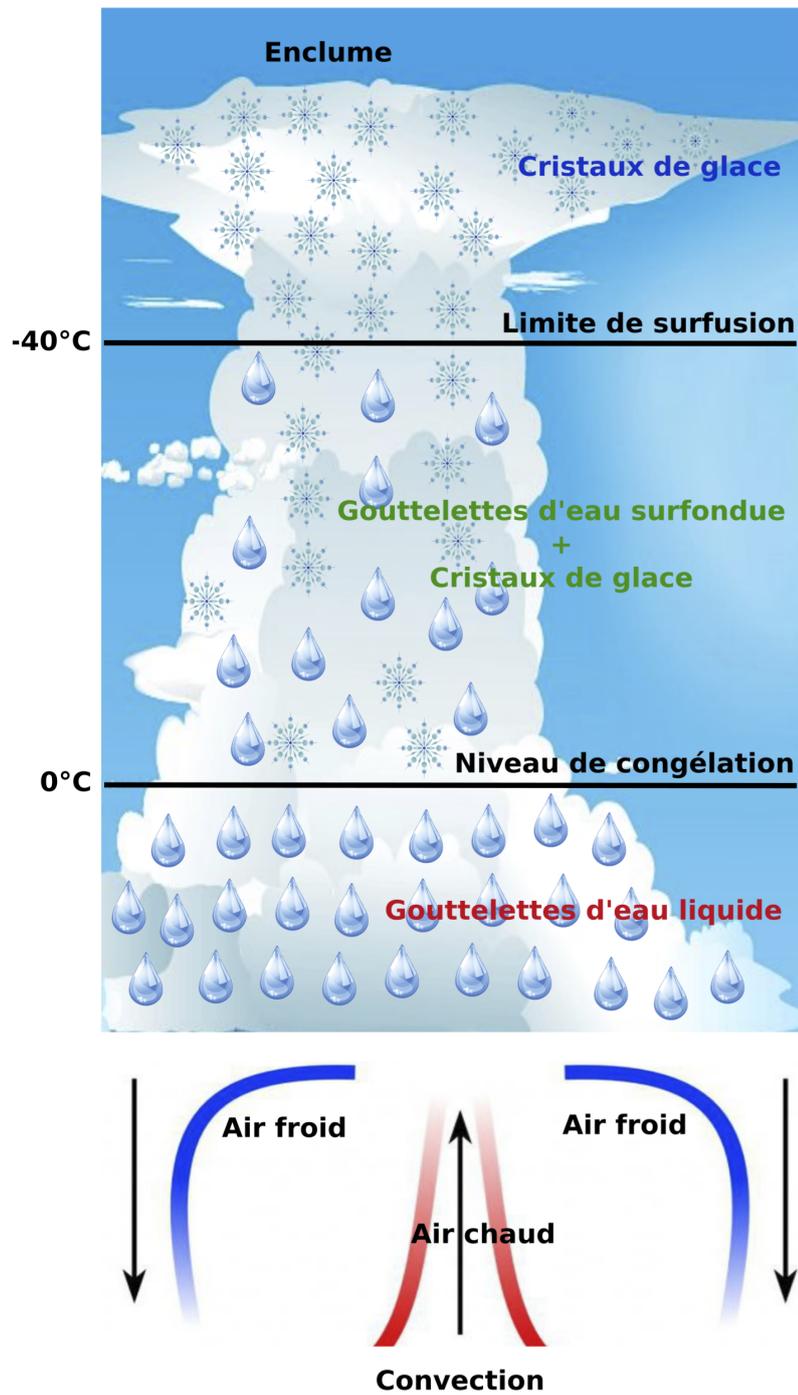


FIGURE 1.8 – Représentation schématique d'un *cumulonimbus* et de ses trois étages.

Le cycle de vie des nuages de convection profonde peut se décomposer en quatre phases (HOUBE 1982). Ces phases décrivent comment ces nuages se forment, se développent, atteignent leur maturité et finissent par se dissiper :

1. La phase de formation (ou d'initiation) : Cette phase commence lorsque de l'air chaud et humide s'élève rapidement en raison de divers mécanismes tels que le réchauffement de la surface par le rayonnement solaire ou la convergence des vents. L'air, en s'élevant, se refroidit, permettant ainsi la condensation de la vapeur d'eau autour des aérosols et donc, la formation des premières gouttelettes. La chaleur latente libérée lors de la condensation apporte localement de l'énergie et renforce les processus dynamiques dans le nuage. Elle va, par conséquent, contribuer au développement du nuage.
2. La phase de maturité : Pendant cette phase, le nuage de convection profonde (*cumulonimbus*) atteint sa taille maximale. À l'intérieur du nuage, des courants ascendants puissants maintiennent les gouttelettes d'eau et les cristaux de glace en suspension, formant ainsi la partie visible du nuage. Si l'atmosphère présente une inversion de température comme c'est le cas au niveau de la tropopause, le développement vertical du nuage est stoppé et l'énergie existante conduit à un étalement du nuage visible sous forme d'enclume qui se forme au sommet du nuage où coexistent des courants ascendants et descendants. La phase de maturité est souvent associée à des phénomènes météorologiques violents tels que les orages, les fortes précipitations et parfois même la grêle. De plus, à ce stade du cycle de vie des nuages convectifs, il n'est pas rare d'observer une partie stratiforme entraînée à l'arrière de la partie convective contenant de gros cristaux de glace (majoritairement des agrégats) avec un R_{eff} pouvant aller jusqu'à 200-300 μm , en raison de leur temps de résidence important (PENIDE et al. 2010, figure 10; BOUNIOL et al. 2010, figure 7).

3. La phase d'affaiblissement : Cette phase commence lorsque de l'air environnant (plus sec) commence à pénétrer dans le nuage ou lorsqu'il n'y a plus assez d'énergie pour renforcer (ou maintenir) une convection suffisante, ce qui va interférer avec les courants ascendants. Les courants ascendants vont faiblir, les précipitations diminuent, et le nuage commence à perdre sa structure caractéristique en forme d'enclume.
4. La phase de dissipation (dissipation totale) : Dans cette dernière phase, le nuage a complètement disparu, laissant place à un ciel clair ou à des nuages moins développés.

Il convient de souligner que la durée de chaque phase peut varier considérablement en raison des conditions atmosphériques locales, de la force de la convection et de l'efficacité des processus qui participent au développement dynamique du nuage. Ces processus impliquent la redistribution d'énergie et de vapeur d'eau dans l'atmosphère, notamment l'entraînement atmosphérique, qui caractérisent la capture d'air sec environnant par le nuage, et le déentraînement atmosphérique, caractérisant l'éjection d'air humide hors du nuage (BLYTH 1993). Les orages peuvent être brefs ou durer plusieurs heures, mais ils suivent généralement ce schéma général de cycle de vie.

Les nuages convectifs sont associés à une turbulence intense et à des mouvements verticaux très importants (LANE et al. 2014; STRAUSS et al. 2019). La FIGURE 1.10 (page 31) montre une coupe verticale de la vitesse verticale à l'intérieur d'un nuage de convection profonde type *cumulonimbus*.

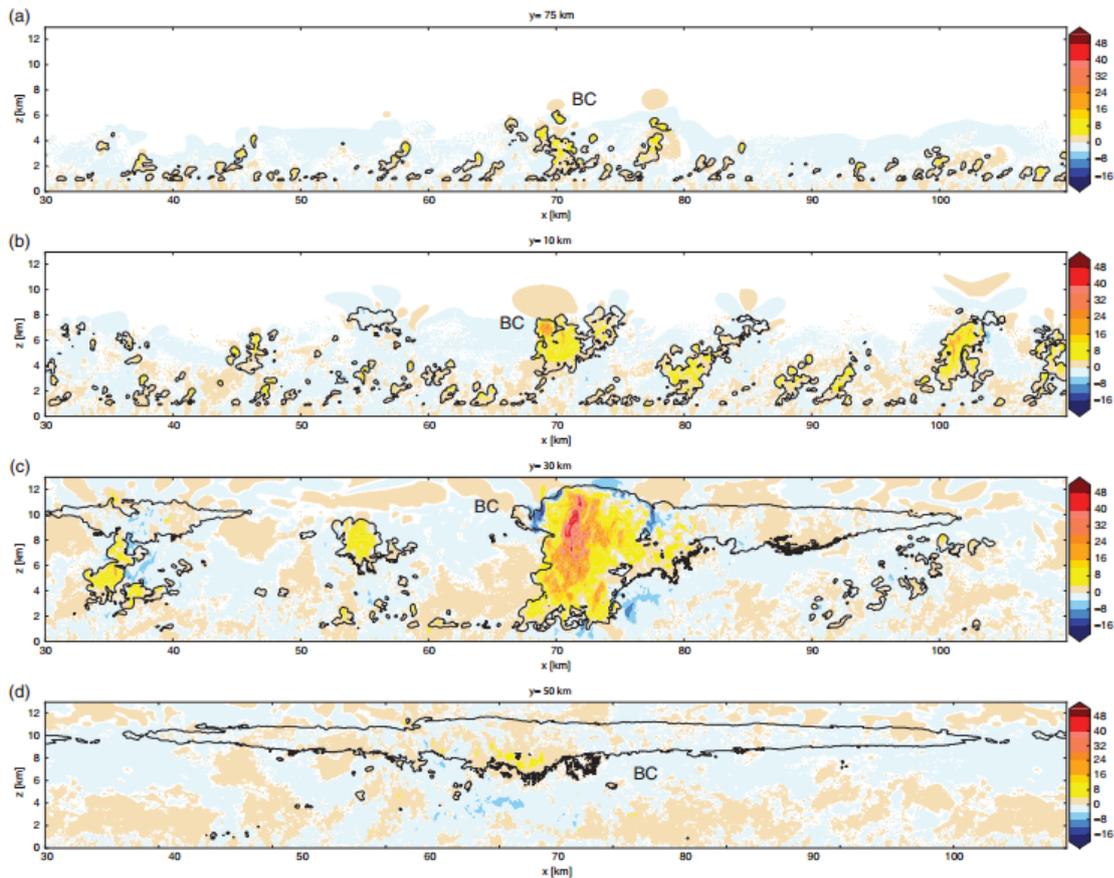


FIGURE 1.10 – Coupe verticale de la vitesse verticale à l’intérieur d’un nuage de convection profonde. (BC) désigne le nuage convectif. La ligne noire définit le contour du nuage au début du mouvement ascendant (a), pendant la phase d’initiation du nuage (b), lorsque le nuage est arrivé à maturité (c) et, pendant la phase de dissipation (d). Cette figure est tirée de STRAUSS et al. (2019).

Au moment de la phase d’initiation (b), on remarque que la vitesse verticale peut atteindre, au niveau de la zone convective des vitesses verticales de l’ordre de 30 m s^{-1} à une altitude d’environ 7 km. C’est pendant la phase de maturité du nuage (c), que les vitesses verticales sont les plus importantes, notamment au niveau de ce qu’on appelle le « cœur convectif » où les vitesses ascensionnelles peuvent atteindre des valeurs qui avoisinent les 50 m s^{-1} .

LANE et al. (2014) montrent qu'il y a des zones significatives de turbulence juste en dessous du nuage (la convergence des basses couches vient alimenter le nuage par le bas). Ils montrent également que des zones étendues de turbulence sont présentes dans les zones d'éjection en altitude, avec une turbulence plus prononcée à l'arrière du nuage. Les mouvements turbulents intenses dans ces zones d'éjection en altitude vont avoir une influence sur les boucles d'entraînement et de déentraînement.

Une grandeur utilisée pour prédire et caractériser le développement d'un nuage convectif est l'énergie potentielle de convection disponible ou en anglais Convective Available Potential Energy (CAPE). Cette grandeur est une mesure de l'énergie potentiellement disponible pour une parcelle d'air chaud lors de son ascension. Cette énergie dépend des profils de température et d'humidité environnementale. Elle est étroitement liée à la vitesse verticale maximale potentiellement atteignable par un courant ascendant.

WEISMAN et al. (1982) ont montré que lorsque la CAPE présente des valeurs élevées, les conditions sont propices à la formation d'un nuage de convection profonde. Autrement dit, plus la CAPE est grande et plus la convection sera importante. En revanche, lorsque la CAPE est faible, la convection n'est pas suffisamment forte pour permettre aux nuages d'avoir une extension verticale importante, ils pourront s'étendre que jusqu'à des altitudes moyennes, généralement entre 4 et 7 km (typique des *cumulus congestus*). La valeur de la CAPE dépend également de l'intensité du processus d'entraînement atmosphérique. En effet, la capture d'air sec dans le nuage peut provoquer une diminution de la CAPE (ZHANG 2009) et par conséquent, impacter la formation et le développement des *cumulonimbus*.

Pour conclure, l'évolution des nuages convectifs est influencée par des processus microphysiques et dynamiques complexes, notamment divers mécanismes de croissance ou de diminution des particules nuageuses, des changements de phase thermodynamique, avec potentiellement la formation de précipitations et des échanges d'air avec l'environnement.

Les processus mis en jeu présentent des variations à des échelles bien plus petites que celles utilisées dans les grilles des modèles de prévision numérique du temps et des modèles de circulation générale. Il est donc nécessaire de paramétrer ces processus à l'échelle de la grille. Les différentes hypothèses utilisées dans de telles paramétrisations (LOPEZ 2007), entraînent des incertitudes importantes quant à la représentation des effets des nuages et de la convection dans ce type de modèles.

L'humidité au-dessus et autour des nuages est un paramètre essentiel dans le processus de développement des nuages, et tout particulièrement les nuages convectifs. Améliorer nos connaissances sur le contenu en vapeur d'eau, sa variation spatiale et temporelle autour des nuages et ses interactions dans l'atmosphère nous permettra de mieux contraindre les modèles physiques de petite-échelle et d'améliorer les paramétrisations des modèles numériques de prévision du temps et des modèles climatiques de plus grande échelle.

Le prochain chapitre porte sur les méthodes et techniques pour restituer la vapeur d'eau en conditions de ciel clair et de ciel nuageux. La mission C³IEL qui est dédiée à l'observation de l'évolution des nuages convectifs à fine résolution spatiale et temporelle est aussi présentée.

Bibliographie du présent chapitre

- ANDERSON, G. P., J. H. CHETWYND et E. P. SHE (1986). « AFGL Atmospheric Constituent Profiles (0-120km) ». In : p. 47.
- BAILEY, M. et J. HALLETT (2004). « Growth Rates and Habits of Ice Crystals between -20° and -70°C ». In : *Journal of the Atmospheric Sciences*, p. 514-544. DOI : [10.1175/1520-0469\(2004\)061<0514:GRAH0I>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2004)061<0514:GRAH0I>2.0.CO;2). URL : [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0469\(2004\)061%3C0514:GRAH0I%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0469(2004)061%3C0514:GRAH0I%3E2.0.CO;2).
- BLYTH, A. M. (1993). « Entrainment in Cumulus Clouds ». In : p. 626-641. DOI : [10.1175/1520-0450\(1993\)032<0626:eicc>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1993)032<0626:eicc>2.0.co;2). URL : [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1993\)032%3C0626:eicc%3E2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1993)032%3C0626:eicc%3E2.0.co;2).
- BOUNIOL, D., J. DELANOË, C. DUROURE, A. PROTAT, V. GIRAUD et G. PENIDE (2010). « Microphysical characterisation of West African MCS anvils ». In : *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, p. 323-344. DOI : [10.1002/qj.557](https://doi.org/10.1002/qj.557).
- CAREY, L. D. et S. A. RUTLEDGE (1996). « A multiparameter radar case study of the microphysical and kinematic evolution of a lightning producing storm ». In : *Meteorology and Atmospheric Physics*, p. 33-64. DOI : [10.1007/BF01032000](https://doi.org/10.1007/BF01032000). URL : <http://link.springer.com/10.1007/BF01032000>.
- CARRUTHERS, D. J. (1989). « An introduction to Boundary Layer ». In : p. 308-309. DOI : [10.1017/s0016756800022433](https://doi.org/10.1017/s0016756800022433). URL : <https://doi.org/10.1017/s0016756800022433>.
- CHAHINE, M. T. (1992). « The hydrological cycle and its influence on climate ». In : *Nature*, p. 373-380. DOI : [10.1038/359373a0](https://doi.org/10.1038/359373a0). URL : <https://www.nature.com/articles/359373a0>.
- CHANG, E. K. M., Y. GUO et X. XIA (2012). « CMIP5 multimodel ensemble projection of storm track change under global warming : CMIP5 MODEL-PROJECTED STORM TRACK CHANGE ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. DOI : [10.1029/2012JD018578](https://doi.org/10.1029/2012JD018578). URL : <http://doi.wiley.com/10.1029/2012JD018578>.
- CRUTZEN, P. J. et V. RAMANATHAN (2003). « The Parasol Effect on Climate ». In : *Science*, p. 1679-1681. DOI : [10.1126/science.302.5651.1679](https://doi.org/10.1126/science.302.5651.1679). URL : <https://www.science.org/doi/10.1126/science.302.5651.1679>.
- DAUHUT, T., J.-P. CHABOUREAU, J. ESCOBAR et P. MASCART (2016). « Giga-LES of Hector the Convective and Its Two Tallest Updrafts up to the Stratosphere ». In : *Journal of the Atmospheric Sciences*, p. 5041-5060. DOI : [10.1175/JAS-D-16-0083.1](https://doi.org/10.1175/JAS-D-16-0083.1). URL : <https://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JAS-D-16-0083.1>.
- DELMAS, R., G. MÉGIE et V.-H. PEUCH, éd. (2005). *Physique et chimie de l'atmosphère. Échelles*. Paris : Belin. ISBN : 9782701137001.

- DUFRESNE, J.-L. et J. TREINER (2011). « L'effet de serre atmosphérique : plus subtil qu'on ne le croit ! » In : *La Météorologie*, p. 31. DOI : [10.4267/2042/39839](https://doi.org/10.4267/2042/39839). URL : https://lameteorologie.fr/issues/2011/72/meteo_2011_72_31.
- EASTERBROOK, D. J. (2016). « Greenhouse Gases ». In : *Evidence-Based Climate Science*. Elsevier, p. 163-173. ISBN : 978-0-12-804588-6. DOI : [10.1016/B978-0-12-804588-6.00009-4](https://doi.org/10.1016/B978-0-12-804588-6.00009-4).
- FORSTER, P. M. De F. et K. P. SHINE (2002). « Assessing the climate impact of trends in stratospheric water vapor : CLIMATE ROLE OF STRATOSPHERIC WATER VAPOR ». In : *Geophysical Research Letters*. DOI : [10.1029/2001GL013909](https://doi.org/10.1029/2001GL013909). URL : <http://doi.wiley.com/10.1029/2001GL013909>.
- FOUQUART, Y. (2006). *Les nuages et leur rétroaction, pourquoi tant d'incertitudes sur les prévisions climatiques?* <https://www.futura-sciences.com/planete/dossiers/climatologie-tant-incertitudes-previsions-climatiques-638/page/4/>.
- FYFE, J. C. (2003). « Extratropical Southern Hemisphere Cyclones : Harbingers of Climate Change? » In : *Journal of Climate*, p. 2802-2805. DOI : [10.1175/1520-0442\(2003\)016<2802:ESHCHO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<2802:ESHCHO>2.0.CO;2). URL : [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442\(2003\)016%3C2802:ESHCHO%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442(2003)016%3C2802:ESHCHO%3E2.0.CO;2).
- HOUZE, R. A. (1982). « Cloud Clusters and Large-Scale Vertical Motions in the Tropics ». In : *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, p. 396-410. DOI : [10.2151/jmsj1965.60.1_396](https://doi.org/10.2151/jmsj1965.60.1_396). URL : https://www.jstage.jst.go.jp/article/jmsj1965/60/1/60_1_396/_article.
- (1993). *Cloud dynamics*. International geophysics v. 53. Academic Press.
- (1997). « Stratiform Precipitation in Regions of Convection : A Meteorological Paradox? » In : *Bulletin of the American Meteorological Society*, p. 2179-2196. DOI : [10.1175/1520-0477\(1997\)078<2179:SPIROC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1997)078<2179:SPIROC>2.0.CO;2). URL : [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0477\(1997\)078%3C2179:SPIROC%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0477(1997)078%3C2179:SPIROC%3E2.0.CO;2).
- KALINNIKOV, V. V. et O. G. KHUTOROVA (2017). « Diurnal variations in integrated water vapor derived from a GPS ground network in the Volga–Ural region of Russia ». In : *Annales Geophysicae*, p. 453-464. DOI : [10.5194/angeo-35-453-2017](https://doi.org/10.5194/angeo-35-453-2017). URL : <https://angeo.copernicus.org/articles/35/453/2017/>.
- KIEHL, J. T. et K. E. TRENBERTH (1997). « Earth's Annual Global Mean Energy Budget ». In : *Bulletin of the American Meteorological Society*, p. 197-208. DOI : [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). URL : [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0477\(1997\)078%3C0197:EAGMEB%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0477(1997)078%3C0197:EAGMEB%3E2.0.CO;2).
- KNUTSON, T., S. J. CAMARGO, J. C. L. CHAN, K. EMANUEL, C-H HO, J. KOSSIN, M. MOHAPATRA, M. SATOH, M. SUGI, K. WALSH et L. WU (2019). « Tropical Cyclones and Climate Change Assessment : Part II : Projected Response to

- Anthropogenic Warming ». In : *Bulletin of the American Meteorological Society*. DOI : [10.1175/BAMS-D-18-0194.1](https://doi.org/10.1175/BAMS-D-18-0194.1). URL : <https://journals.ametsoc.org/view/journals/bams/101/3/bams-d-18-0194.1.xml>.
- KOROLEV, A., G. MCFARQUHAR, P. R. FIELD, C. FRANKLIN, P. LAWSON, Z. WANG, E. WILLIAMS, S. J. ABEL, D. AXISA, S. BORRMANN, J. CROSIER, J. FUGAL, M. KRÄMER, U. LOHMANN, O. SCHLENCZEK, M. SCHNAITER et M. WENDISCH (2017). « Mixed-Phase Clouds : Progress and Challenges ». In : *Meteorological Monographs*, p. 5.1-5.50. DOI : [10.1175/AMSMONOGRAPHIS-D-17-0001.1](https://doi.org/10.1175/AMSMONOGRAPHIS-D-17-0001.1). URL : <https://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/AMSMONOGRAPHIS-D-17-0001.1>.
- KOSSIN, J. P., K. A. EMANUEL et G. A. VECCHI (2014). « The poleward migration of the location of tropical cyclone maximum intensity ». In : *Nature*, p. 349-352. DOI : [10.1038/nature13278](https://doi.org/10.1038/nature13278). URL : <https://www.nature.com/articles/nature13278>.
- LANE, T. P. et R. D. SHARMAN (2014). « Intensity of thunderstorm-generated turbulence revealed by large-eddy simulation ». In : *Geophysical Research Letters*, p. 2221-2227. DOI : [10.1002/2014GL059299](https://doi.org/10.1002/2014GL059299). URL : <http://doi.wiley.com/10.1002/2014GL059299>.
- LOEB, N. G., D. R. DOELLING, H. WANG, W. SU, C. NGUYEN, J. G. CORBETT, L. LIANG, C. MITRESCU, F. G. ROSE et S. KATO (2018). « Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) Energy Balanced and Filled (EBAF) Top-of-Atmosphere (TOA) Edition-4.0 Data Product ». In : *Journal of Climate*, p. 895-918. DOI : [10.1175/JCLI-D-17-0208.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0208.1). URL : <https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/31/2/jcli-d-17-0208.1.xml>.
- LOPEZ, P. (2007). « Cloud and Precipitation Parameterizations in Modeling and Variational Data Assimilation : A Review ». In : *Journal of the Atmospheric Sciences*, p. 3766-3784. DOI : [10.1175/2006JAS2030.1](https://doi.org/10.1175/2006JAS2030.1). URL : <https://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/2006JAS2030.1>.
- MASSON-DELMOTTE, V. P., A. ZHAI, S. L. PIRANI, C. CONNORS, S. PÉAN, N. BERGER, Y. CAUD, L. CHEN, M. I. GOLDFARB, M. GOMIS, K. HUANG, E. LEITZELL, J. B. R. LONNOY, T. K. MATTHEWS, T. MAYCOCK, O. WATERFIELD, R. Y. YELEKÇI et B. ZHOU (2021). *Climate Change 2021 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press. In Press.
- MAYCOCK, A. C., M. M. JOSHI, K. P. SHINE et A. A. SCAIFE (2013). « The Circulation Response to Idealized Changes in Stratospheric Water Vapor ». In : *Journal of Climate*, p. 545-561. DOI : [10.1175/JCLI-D-12-00155.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00155.1). URL : <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JCLI-D-12-00155.1>.
- MCCABE, G. J., M. P. CLARK et M. C. SERREZE (2001). « Trends in Northern Hemisphere Surface Cyclone Frequency and Intensity ». In : *Journal of Climate*, p. 2763-2768. DOI : [10.1175/1520-0442\(2001\)014<2763:TINHSC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<2763:TINHSC>2.0.CO;2).

- URL : [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442\(2001\)014%3C2763:TINHSC%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442(2001)014%3C2763:TINHSC%3E2.0.CO;2).
- MENDOZA, V., M. PAZOS, R. GARDUÑO et B. MENDOZA (2021). « Thermodynamics of climate change between cloud cover, atmospheric temperature and humidity ». In : *Scientific Reports*, p. 21244. DOI : [10.1038/s41598-021-00555-5](https://doi.org/10.1038/s41598-021-00555-5). URL : <https://www.nature.com/articles/s41598-021-00555-5>.
- MEZA, A., L. MENDOZA, M. P. NATALI, C. BIANCHI et L. FERNÁNDEZ (2020). « Diurnal variation of precipitable water vapor over Central and South America ». In : *Geodesy and Geodynamics*, p. 426-441. DOI : [10.1016/j.geog.2020.04.005](https://doi.org/10.1016/j.geog.2020.04.005). URL : <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1674984720300719>.
- OKI, T. et S. KANAÉ (2006). « Global Hydrological Cycles and World Water Resources ». In : *Science*, p. 1068-1072. DOI : [10.1126/science.1128845](https://doi.org/10.1126/science.1128845). URL : <https://www.science.org/doi/10.1126/science.1128845>.
- PENIDE, G., V. GIRAUD, D. BOUNIOL, P. DUBUISSON, C. DUROURE, A. PROTAT et S. CAUTENET (2010). « Numerical simulation of the 7 to 9 September 2006 AMMA mesoscale convective system : Evaluation of the dynamics and cloud microphysics using synthetic observations ». In : *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, p. 304-322. DOI : [10.1002/qj.558](https://doi.org/10.1002/qj.558). URL : <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/qj.558>.
- SCHMIDT, G. A., R. A. RUEDY, R. L. MILLER et A. A. LACIS (2010). « Attribution of the present-day total greenhouse effect ». In : *Journal of Geophysical Research*. DOI : [10.1029/2010JD014287](https://doi.org/10.1029/2010JD014287). URL : <http://doi.wiley.com/10.1029/2010JD014287>.
- STERLING, S. M., A. DUCHARNE et J. POLCHER (2013). « The impact of global land-cover change on the terrestrial water cycle ». In : *Nature Climate Change*, p. 385-390. DOI : [10.1038/nclimate1690](https://doi.org/10.1038/nclimate1690). URL : <https://www.nature.com/articles/nclimate1690>.
- STOCKER, T. F., D. QIN, G.-K. PLATTNER, M. M. B. TIGNOR, S. K. ALLEN, J. BOSCHUNG, A. NAUELS, Y. XIA, V. BEX et P. M. MIDGLEY, éd. (2013). *Climate change 2013 : the physical science basis : Working Group I contribution to the Fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press. ISBN : 9781107057999.
- STRAUSS, C., D. RICARD, C. LAC et A. VERRELLE (2019). « Evaluation of turbulence parametrizations in convective clouds and their environment based on a large-eddy simulation ». In : *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, p. 3195-3217. DOI : [10.1002/qj.3614](https://doi.org/10.1002/qj.3614). URL : <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/qj.3614>.
- TAMARIN, T. et Y. KASPI (2017). « The poleward shift of storm tracks under global warming : A Lagrangian perspective ». In : *Geophysical Research Letters*. DOI :

- 10.1002/2017GL073633. URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/2017GL073633>.
- TANDON, N. F., L. M. POLVANI et S. M. DAVIS (2011). « The Response of the Tropospheric Circulation to Water Vapor-Like Forcings in the Stratosphere ». In : *Journal of Climate*, p. 5713-5720. DOI : [10.1175/JCLI-D-11-00069.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00069.1). URL : <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JCLI-D-11-00069.1>.
- VILLALBA-PRADAS, A. et F. J. TAPIADOR (2022). « Empirical values and assumptions in the convection schemes of numerical models ». In : *Geoscientific Model Development*, p. 3447-3518. DOI : [10.5194/gmd-15-3447-2022](https://doi.org/10.5194/gmd-15-3447-2022). URL : <https://gmd.copernicus.org/articles/15/3447/2022/>.
- WEISMAN, M. L. et J. B. KLEMP (1982). « The Dependence of Numerically Simulated Convective Storms on Vertical Wind Shear and Buoyancy ». In : *Monthly Weather Review*, p. 504-520. DOI : [10.1175/1520-0493\(1982\)110<0504:TDONSC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1982)110<0504:TDONSC>2.0.CO;2). URL : [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0493\(1982\)110%3C0504:TDONSC%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0493(1982)110%3C0504:TDONSC%3E2.0.CO;2).
- YIN, J. H. (2005). « A consistent poleward shift of the storm tracks in simulations of 21st century climate : POLEWARD SHIFT OF THE STORM TRACKS ». In : *Geophysical Research Letters*. DOI : [10.1029/2005GL023684](https://doi.org/10.1029/2005GL023684). URL : <http://doi.wiley.com/10.1029/2005GL023684>.
- ZHANG, G. J. (2009). « Effects of entrainment on convective available potential energy and closure assumptions in convection parameterization ». In : *Journal of Geophysical Research*. DOI : [10.1029/2008JD010976](https://doi.org/10.1029/2008JD010976). URL : <http://doi.wiley.com/10.1029/2008JD010976>.

Restitution de la vapeur d'eau par télédétection

Sommaire du présent chapitre

2.1 Observations locales par télédétection au sol	41
2.1.1 Le Radiomètre micro-ondes RPG-HATPRO-G5	41
2.1.2 Les photomètres solaires	47
2.2 Télédétection de la vapeur d'eau par observations satellites	49
2.2.1 Mesures dans le domaine des micro-ondes et de l'infrarouge thermique	49
2.2.2 Mesures dans le proche infrarouge	52
2.3 La mission Franco-Israélienne C³IEL	65
2.3.1 Caractéristiques de la mission	66
2.3.2 Les différents objectifs et instruments du projet C ³ IEL	67
2.4 L'absorption différentielle pour les bandes WV C³IEL	70
2.4.1 Restitution de l'IWV en ciel clair	70
2.4.2 Restitution de l'IWV en ciel nuageux	74

« *Toute eau aspire à devenir vapeur, et toute vapeur à redevenir eau.* » (Marguerite Yourcenar, écrivaine française, 1903–1987)

La caractérisation précise de la vapeur d'eau atmosphérique est importante pour comprendre les processus climatiques et météorologiques tels que la formation de nuages et les précipitations. Les stations météorologiques ou les radiosondages à partir de ballons permettent une mesure *in situ* de la vapeur d'eau soit au niveau du sol ou le long d'un profil vertical. Ces observations régulières opérées par les services météorologiques nationaux sont utilisées pour les prévisions météorologiques. Pour accéder à une information sur l'ensemble de l'atmosphère, des mesures par télédétection peuvent aussi être utilisées. Elles peuvent être locales et continues ou globales à partir de satellites. Les mesures locales utilisent des instruments de télédétection tels que des radiomètres ou des photomètres solaires par exemple. Bien que ces mesures fournissent des données détaillées et précises, elles sont limitées en termes de couverture spatiale.

En revanche, les mesures par satellite qui utilisent des capteurs embarqués pour restituer la vapeur d'eau offrent une couverture globale et régulière. Ainsi, en combinant les avantages de ces deux approches, il est possible d'obtenir des informations complémentaires sur la distribution et les variations de la vapeur d'eau dans l'atmosphère, ce qui est essentiel pour améliorer nos modèles climatiques et météorologiques.

Dans ce chapitre, je vais vous présenter succinctement divers exemples de mesures par télédétection depuis le sol telles que l'utilisation de radiomètres micro-ondes et de photomètres solaires, ou embarqués à bord de satellites tels que le radiomètre SAPHIR embarqué à bord du satellite MEGHA-TROPIQUES, l'instrument Interféromètre Atmosphérique de Sondage Infrarouge (IASI), le radiomètre POLDER sur la plateforme Polarisation et Anisotropie des Réflectances au sommet de l'Atmosphère, couplées avec un Satellite d'Observation emportant un Lidar (PARASOL) ou le radiomètre MODIS embarqué à bord de deux satellites développé par la National Aeronautics and Space Administration (NASA), les satellites Terra en 1999 puis, Aqua en 2002.

2.1 Observations locales par télédétection au sol

Le principe d'observations locales par télédétection depuis le sol consiste à effectuer des mesures précises dans la basse atmosphère, de manière localisée géographiquement, en continu et en temps réel. Dans cette section, je vais présenter quelques exemples d'instruments au sol qui permettent d'obtenir des informations sur le contenu en vapeur d'eau. Parmi ces instruments, il y a notamment le radiomètre micro-ondes utilisé au Laboratoire d'Optique Atmosphérique (LOA), sur lequel j'ai travaillé pendant la première année de ma thèse.

2.1.1 Le Radiomètre micro-ondes RPG-HATPRO-G5

Le radiomètre micro-ondes Radiometer Physics GmbH (RPG)-Humidity And Temperature PROfiler (HATPRO)-Generation 5 (G5), FIGURE 2.1 (page 41) est un instrument de télédétection passif. Il mesure l'énergie micro-ondes émise par les molécules, généralement l'eau dans son état gazeux. L'énergie micro-ondes reçue dépend de la quantité de vapeur d'eau présente dans l'atmosphère : plus il y a de vapeur d'eau, plus l'énergie reçue par le radiomètre sera importante. Cet instrument permet de faire un profilage vertical de l'atmosphère, en continu et en temps réel, dans sept canaux (TABLEAU 2.1, page 42) avec approximativement un profil acquis par minute. Il permet de restituer des profils d'humidité absolue, d'humidité relative et de température.



FIGURE 2.1 – Photographie du radiomètre micro-ondes opéré au LOA par O. Pujol (olivier.pujol@univ-lille.fr).

Ce type de mesures dans le domaine des micro-ondes (mais aussi dans le domaine de l'infrarouge), est basé sur l'émission d'énergie des constituants atmosphériques dont la vapeur d'eau présente dans l'atmosphère. La loi de Kirchhoff établit que le flux émis par un milieu ou une surface, à l'équilibre thermodynamique, est égale au flux absorbé. En radiométrie micro-ondes, les particules atmosphériques absorbent le rayonnement micro-ondes émis par la surface ou d'autres niveaux atmosphériques, puis le réémettent selon la loi de Planck (loi d'émission d'un corps noir) modulé par un coefficient d'émissivité.

En plus des mesures d'humidité et de température, cet instrument fournit également des informations sur le contenu intégré en vapeur d'eau (IWV), l'altitude de la base du nuage (CBH) et la quantité de précipitations (équivalent eau liquide). Il permet de détecter la présence de précipitations, mais ne permet pas d'identifier leur nature. Cet instrument vise à la verticale jusqu'à une altitude de 10 km, la résolution verticale, la précision et les fréquences utilisées pour la mesure des profils de température et d'humidité sont présentées dans le TABLEAU 2.1 (page 42).

CREWELL et al. (2003), CIMINI et al. (2006), IASSAMEN et al. (2009) et LOUF et al. (2015), par exemple, ont permis d'illustrer la précision des restitutions et analyses des profils vapeur d'eau que permet un tel radiomètre.

	Température	Humidité
Fréquences	51-58 GHz	22-31 GHz
Résolution	200 m (0-5 km) 400 m (5-10 km)	200 m (0-2 km) 400 m (2-5 km) 800 m (5-10 km)
Précision	0,25 K RMS (0-0,5 km) 0,5 K RMS (0,5-1,2 km) 0,75 K RMS (1,2-4 km) 1 K RMS (4-10 km)	0,1 g m ⁻³ RMS, AH (0-10 km) 5% RMS, RH (0-10 km)

TABLEAU 2.1 – Résolution spatiale, précision et fréquences pour la mesure du profil de température et d'humidité (humidité absolue et humidité relative). Pour l'IWV, la précision sur la mesure est de $\pm 0,2 \text{ kg m}^{-2}$ RMS (donnée constructeur).

Évolution temporelle des profils de température, profils d'humidité et du contenu intégré en vapeur d'eau

Dans cette section, je vais présenter quelques résultats pour illustrer les mesures réalisées par le radiomètre du LOA à Villeneuve d'Ascq. La FIGURE 2.2 (page 43) montre les profils de température, d'humidité ainsi que l'information sur le contenu intégré en vapeur d'eau pendant le mois de Mars 2020, en conditions de ciel clair et nuageux (altitude de la base du nuage : CBH < 10 km, la limite supérieure des profils obtenus par le radiomètre).

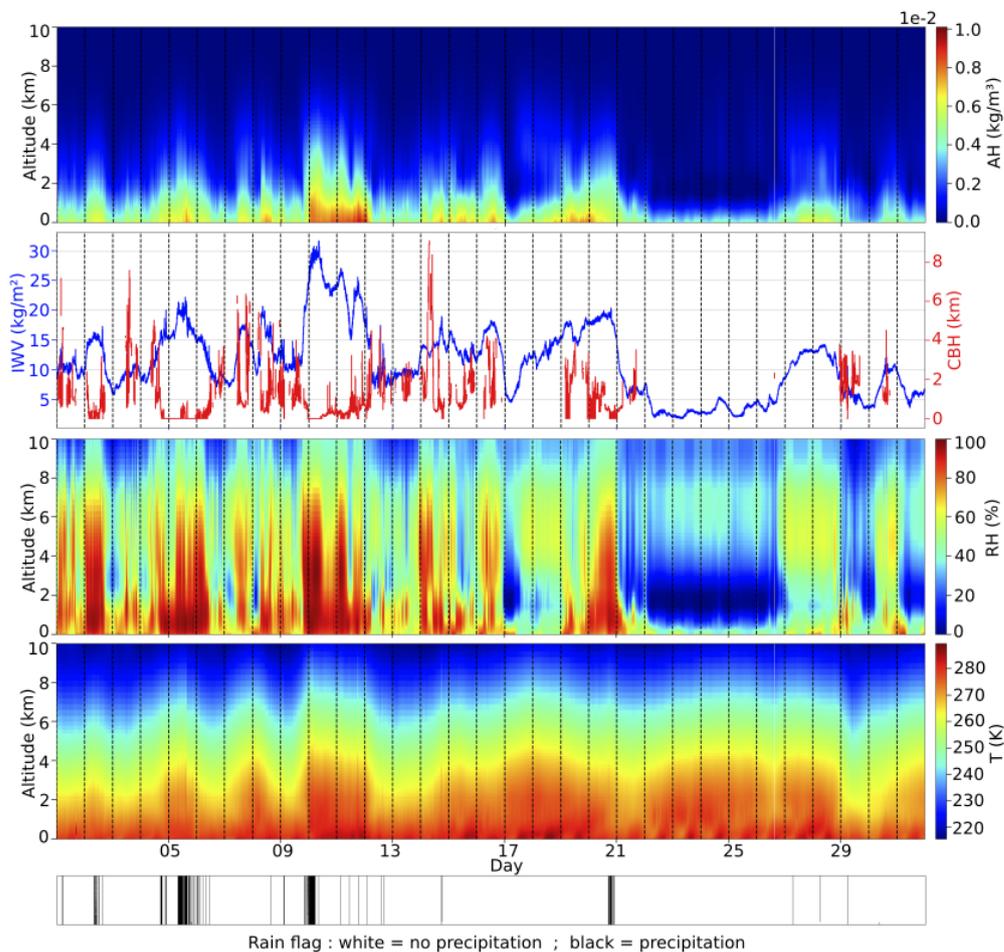


FIGURE 2.2 – Évolution temporelle (Mars 2020) du profil d'humidité absolue (1^{ère} ligne), du contenu intégré en vapeur d'eau (IWV et de l'altitude de la base du nuage (CBH) (2^{ème} ligne), du profil d'humidité relative (3^{ème} ligne), du profil de température (4^{ème} ligne) ainsi que des précipitations (5^{ème} ligne).

Dans la FIGURE 2.2 (page 43), la 2^{ème} ligne représente l'évolution du CBH et de l'IWV. À partir des profils de température et d'humidité, le radiomètre détermine un profil de « Liquid Water Content » (LWC), en cherchant la première et dernière valeur non nulle du profil de LWC on peut estimer l'altitude de la base et du sommet du nuage. La mesure du CBH nous donne donc l'information sur la présence d'un nuage.

Nous nous intéressons ici à la différence entre ciel clair et ciel nuageux. En présence de nuages, on observe une augmentation de l'humidité absolue et donc une augmentation de l'IWV. À une altitude équivalente, par exemple 1 km, on observe une différence significative de l'humidité absolue entre des conditions de ciel clair (environ 10^{-3}kg m^{-3}) et des conditions de ciel nuageux (environ 10^{-2}kg m^{-3}), ce qui se traduit par une valeur plus élevée de l'IWV, qui est de quelques kg m^{-2} en ciel clair, et peut atteindre un maximum de 30 kg m^{-2} en ciel nuageux. En ce qui concerne l'humidité relative, on observe des valeurs avoisinants 100% dans le nuage. Cette observation nous permet de valider l'hypothèse que nous ferons pour la suite de notre étude, à savoir une humidité relative homogène et uniforme à 100% dans le nuage.

La FIGURE 2.3 (page 45) montre le profil d'humidité absolue moyen, mesurés de jour, sur le mois de Mars 2020 pour différentes situations atmosphériques.

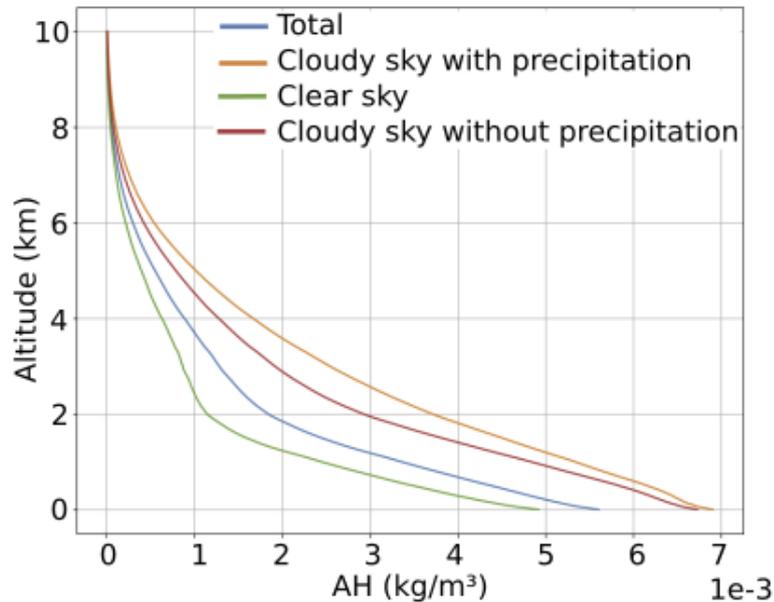


FIGURE 2.3 – Profil moyen d'humidité absolue, à Villeneuve d'Ascq (Mars 2020).

Quatre situations sont représentées : la moyenne des cas ciel clair (courbe verte), des cas ciel nuageux avec précipitations (courbe orange), des cas ciel nuageux sans précipitations (courbe rouge) et « Total », la combinaison des trois situations : ciel clair et ciel nuageux avec et sans précipitations (courbe bleue).

L'effet de la présence d'un nuage et des précipitations est clairement visible, principalement dans la partie basse de l'atmosphère avec une hausse de l'humidité dans l'atmosphère. Afin de mieux illustrer la contribution des nuages et des précipitations sur les profils d'humidité absolue, la FIGURE 2.4 (page 46) montre les anomalies sur les profils d'humidité absolue, sur le mois de Mars 2020 à Villeneuve d'Ascq. Ces anomalies sont calculées par rapport à la moyenne temporelle des profils d'humidité absolue.

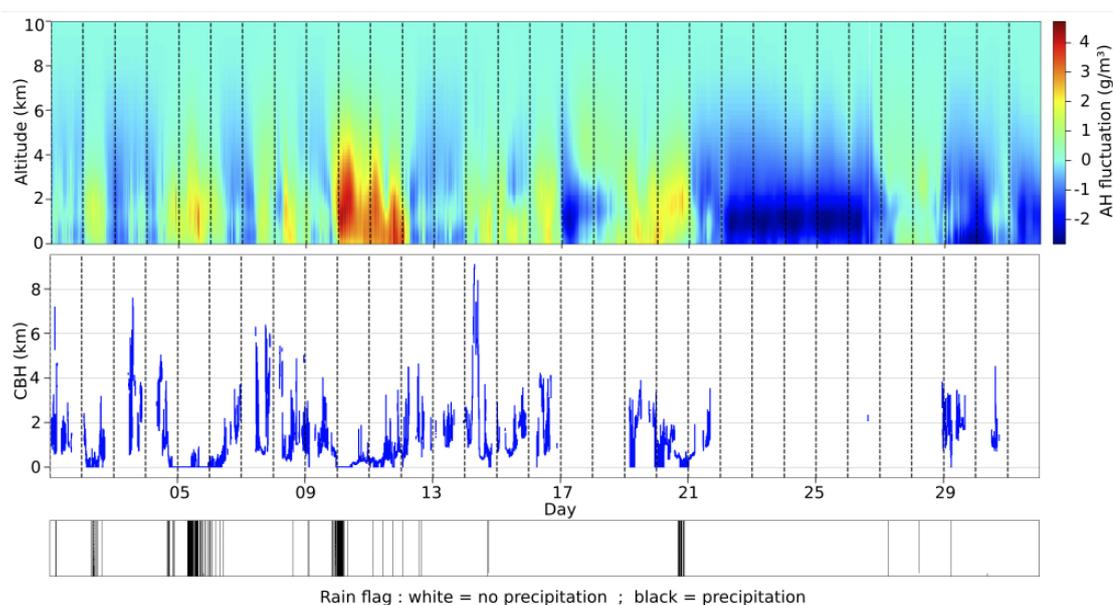


FIGURE 2.4 – Anomalies sur les profils d’humidité absolue (1^{ère} ligne) et évolution temporelle du CBH (2^{ème} ligne) et des précipitations (3^{ème} ligne), à Villeneuve d’Ascq (Mars 2020).

On observe principalement des anomalies positives d’humidité absolue, i.e., un excès en vapeur d’eau, en présence de nuages.

Ces anomalies sont plus marquées lorsqu’il y a des précipitations et peuvent atteindre jusqu’à $+4 \text{ g m}^{-3}$ dans le nuage. On observe en contrepartie un déficit en vapeur d’eau en l’absence de nuages (ciel clair), pouvant atteindre jusqu’à -2 g m^{-3} à certaines altitudes. Ces anomalies sont d’autant plus importantes et variables près de la surface, là où les concentrations en vapeur d’eau sont les plus élevées, comme attendu.

Pour conclure cette section relative au radiomètre micro-ondes et fournir une estimation approximative de la quantité totale de vapeur d’eau intégrée à Lille, qui se trouve aux moyennes latitudes, veuillez-vous référer au TABLEAU 2.2 (page 47).

Mois, Année	IWV (kg m^{-2})	Mois, Année	IWV (kg m^{-2})
Feb, 2020	[4,81 ; 40,27]	Jul, 2020	[9,24 ; 51,98]
Mar, 2020	[1,81 ; 31,61]	Sep, 2020	[5,47 ; 62,36]
Apr, 2020	[4,17 ; 46,32]	Oct, 2020	[8,34 ; 54,96]
May, 2020	[3,73 ; 39,58]	Nov, 2020	[5,78 ; 46,40]
Jun, 2020	[7,17 ; 61,68]	Dec, 2020	[6,66 ; 43,61]

TABLEAU 2.2 – IWV en kg m^{-2} minimal et maximal restitué par le radiomètre micro-ondes à Villeneuve d’Ascq, sur l’année 2020. Dans ce tableau il n’y a pas les données du mois de Janvier car beaucoup trop de données étaient erronées, et du mois d’Août car le radiomètre est éteint pendant les vacances d’été.

Ce tableau présente les valeurs minimales et maximales de la quantité de vapeur d’eau intégrée sur toute la colonne atmosphérique, en ciel clair et nuageux et sans distinction entre le jour et la nuit, pour la période de Février à Décembre 2020 à Villeneuve d’Ascq. Il met en avant la forte variabilité du contenu en vapeur d’eau au cours d’un même mois, par exemple, en Février le radiomètre a restitué un contenu en vapeur d’eau minimal de $4,83 \text{ kg m}^{-2}$ et maximal de $40,27 \text{ kg m}^{-2}$ soit environ 8 fois plus que la valeur minimale. Il montre également une variabilité saisonnière du contenu en vapeur d’eau. L’étude faite sur les données du radiomètre micro-ondes nous informe sur les ordres de grandeur pour le contenu intégré en vapeur d’eau en ciel nuageux.

2.1.2 Les photomètres solaires

Outre les restitutions de concentration en vapeur d’eau faites par radiométrie micro-ondes, la restitution d’un contenu intégré en vapeur par photométrie solaire est également possible (e.g., PLANA-FATTORI et al. 1998 ; TORRES et al. 2010). Elle est obtenue en utilisant une technique appelée « photométrie solaire différentielle ». Cette technique exploite la manière dont la vapeur d’eau absorbe le rayonnement solaire à certaines longueurs d’onde spécifiques, principalement dans le proche infrarouge. Le photomètre mesure l’atténuation du rayonnement solaire à une longueur d’onde où le rayonnement sera fortement absorbé par la vapeur d’eau, cette mesure est ensuite comparée à une mesure dite « référence », i.e., une mesure réalisée à une longueur d’onde non-absorbante.

La différence entre l'intensité lumineuse mesurée et la « référence » donne une estimation de la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère. Le LOA, en collaboration avec SNO PHOTONS, développe et opère un photomètre solaire, le Photomètre Léger Aéroporté pour la Surveillance des Masses d'Air (PLASMA), qui permet de mesurer l'extinction du faisceau solaire durant le mouvement de l'instrument (KAROL et al. 2013). Cette mesure fournit des informations sur l'épaisseur optique spectrale des particules en suspension dans l'air, le coefficient d'Angström de ces particules et la quantité de vapeur d'eau présente dans l'atmosphère. C'est un instrument compact et léger qui peut être intégré à différentes plateformes mobiles et utilisé comme photomètre mobile dans le réseau PHOTométrie pour le Traitement Opérationnel de Normalisation Satellitaire (PHOTONS)/Aerosol RObotic NETwork (AERONET).

L'instrument PLASMA a notamment été déployé en 2019 à La Réunion, dans le cadre de la campagne aéroportée « AEROMARINE » (MASCAUT et al. 2022). Le bassin Sud-Ouest de l'océan Indien, à proximité de La Réunion, ainsi que la zone Est de l'océan Indien, sont des zones où la formation de systèmes convectifs est fréquente (cyclones tropicaux, « Hector the Convecteur » à proximité des îles Tiwi au Nord de l'Australie). De plus, l'océan Indien est un bassin océanique chaud et convectif, ce qui peut en faire une zone d'étude de choix pour la mission C³IEL. Des mesures d'IWV ont été effectuées pendant la campagne « AEROMARINE ». Il s'agit de la valeur mesurée le long de la trajectoire de l'avion, intégrée sur toute la colonne atmosphérique au-dessus de celui-ci. L'IWV mesuré pendant la campagne oscille, en moyenne, entre 40 kg m^{-2} en surface et 10 kg m^{-2} vers 3 km d'altitude. Pour rappeler le contexte, on se trouve dans une région tropicale, en Mars-Avril, ce qui correspond à l'inter-saison été-hiver (le passage de la saison cyclonique vers la saison sèche) dans l'hémisphère sud.

Pour conclure cette section sans entrer dans les détails, il faut indiquer qu'au-delà de l'utilisation d'instruments utilisant les techniques décrites précédemment, il existe d'autres instruments permettant de restituer la vapeur d'eau, tels que les capteurs GNSS (e.g., MEZA et al. 2020; BOUSQUET et al. 2020; BOSSER et al. 2022). Comme pour le radiomètre micro-ondes, les capteurs GNSS permettent de restituer la vapeur d'eau en toutes conditions.

2.2 Télédétection du contenu en vapeur d'eau à partir d'observations satellites

L'utilisation des satellites pour restituer la vapeur d'eau est de plus en plus répandue et vient compléter les mesures au sol en offrant une couverture spatiale globale et régulière. Les restitutions du contenu en vapeur d'eau peuvent être réalisées en conditions de ciel clair et/ou nuageux par l'intermédiaire d'instruments tels que POLDER ou MODIS qui observent le flux solaire réfléchi par la Terre dans le proche infrarouge, vers $1\ \mu\text{m}$ (contenu intégré seulement dans ce premier cas) ou émis par la surface terrestre et l'atmosphère tels que IASI dans le Thermal InfraRed (TIR) (entre environ 4 et $15\ \mu\text{m}$) et par exemple, MEGHATROPIQUES dans les micro-ondes (profil vertical résolu dans ce second cas). Dans cette section, je vais montrer quelques exemples d'instruments permettant d'obtenir une information sur le contenu en vapeur d'eau depuis l'espace, dans le domaine des micro-ondes et dans l'infrarouge ainsi que leurs caractéristiques.

2.2.1 Mesures dans le domaine des micro-ondes et de l'infrarouge thermique

Le domaine des micro-ondes est intéressant car il rend possible les mesures en tout temps. Les longueurs d'onde sont très importantes devant la taille des particules, suffisamment pour traverser l'atmosphère et atteindre la surface, rendant ainsi les nuages, non précipitants, transparents dans ce domaine spectral. On utilise également la fréquence comme unité (on peut parler ici de mesures hyperfréquences) que l'on obtient comme suit : $f(\text{Hz}) = \frac{c}{\lambda}$ avec c la vitesse de la lumière dans le vide ($3 \times 10^8\ \text{ms}^{-1}$) et λ la longueur d'onde (exprimée en m). De plus, il est possible, à partir de mesures dans plusieurs canaux, de faire du profilage vertical (humidité et température par exemple) de l'atmosphère en raison des processus d'émission/absorption du rayonnement par les molécules d'eau notamment. Voici donc deux exemples d'instruments permettant d'obtenir des informations sur la vapeur d'eau atmosphérique dans le domaine des micro-ondes et, un exemple d'instrument dans le TIR.

Les radiomètres micro-ondes : SAPHIR et AMSU

L'instrument SAPHIR est un radiomètre micro-ondes embarqué à bord du satellite MEGHA-TROPIQUES, un satellite Franco-Indien, issu d'une collaboration entre les agences spatiales française et indienne (CNES et Indian Space Research Organisation (ISRO)). Il a pour objectif d'étudier le cycle de l'eau et les échanges d'énergie dans la Zone de Convergence InterTropicale (ZCIT) (zone où se forment les phénomènes météorologiques les plus violents tels que les cyclones tropicaux ou les moussons), les modalités du transport et de la distribution de la vapeur d'eau dans l'atmosphère, les conséquences sur le bilan énergétique dans les régions tropicales ainsi que la formation et l'évolution des systèmes convectifs tropicaux (DESBOIS et al. 2007).

Il permet de restituer la distribution des profils de vapeur d'eau dans l'atmosphère. Cette restitution est fondée sur la mesure du rayonnement dans six bandes spectrales étroites de différentes largeurs, proche d'une raie de la vapeur d'eau située à 183,3 GHz (TABLEAU 2.3, page 50).

En faisant soit des régressions sur les températures de brillance, soit de l'inversion directe avec un code de transfert radiatif suivant les bandes spectrales, il est possible d'obtenir une information sur six couches atmosphériques, de la surface jusqu'à environ 12 km d'altitude, pour une résolution spatiale de 10 km au nadir. RAO et al. (2013) montrent la validation des profils d'humidité relative dérivés de l'instrument SAPHIR, par comparaisons avec des radiosondages.

Le TABLEAU 2.3 (page 50) montre les caractéristiques spectrales de l'instrument SAPHIR.

Bande	Fréquence (GHz)	Largeur (MHz)
S1	$183,3 \pm 0,2$	200
S2	$183,3 \pm 1,1$	350
S3	$183,3 \pm 2,8$	500
S4	$183,3 \pm 4,2$	700
S5	$183,3 \pm 6,8$	1200
S6	$183,3 \pm 11,0$	2000

TABLEAU 2.3 – Caractéristiques des six bandes spectrales de l'instrument SAPHIR.

Les instruments AMSU, AMSU-A et AMSU-B, sont des radiomètres micro-ondes, qui ont volé sur plusieurs satellites américains (NOAA ou Aqua). Ils permettent également d'obtenir des profils de température et d'humidité pour des résolutions spatiales, au nadir, de 48 km et 16 km respectivement. Le TABLEAU 2.4 (page 51) montre les caractéristiques spectrales des radiomètres AMSU-A et AMSU-B.

Instrument	Bande	Fréquence (GHz)	Fonction
AMSU-A	1-4	23,8-52,8	Vapeur d'eau
	5-8	53,6-55,5	Température (Troposphère)
	9-14	autour de 57,3	Température (Stratosphère)
	15	89	Sommet du nuage / Neige
AMSU-B	16	$89,9 \pm 0,9$	« Window channel »
	17	150 ± 1	« Window channel »
	18	$183,3 \pm 1,0$	Vapeur d'eau
	19	$183,3 \pm 3,0$	Vapeur d'eau
	20	$183,3 \pm 7,0$	Vapeur d'eau

TABLEAU 2.4 – Caractéristiques des bandes spectrales des radiomètres AMSU-A et AMSU-B.

Les deux « Window channel » de AMSU-B fournissent des informations sur la vapeur d'eau dans les basses couches de l'atmosphère et sur la température de surface.

L'instrument IASI pour la restitution de la vapeur d'eau

L'instrument IASI, monté sur la charge utile de MetOP, une série de trois satellites (MetOP-A, MetOP-B et MetOP-C) développés conjointement par l'European Space Agency (ESA) et EUMETSAT, est un interféromètre de Michelson, spectromètre à transformée de Fourier (développé par le CNES) observant dans le domaine de l'infrarouge thermique (TIR) de 3,7 à 15,5 μm . Les spécifications de l'instrument IASI, sont présentées en détail dans l'article de HILTON et al. (2012).

IASI permet d'estimer des profils de température et de vapeur d'eau troposphérique avec une précision respective de 1 K et d'environ 10 à 20% (HILTON et al. 2012), pour une résolution verticale de 1 et 2 km. L'instrument IASI intègre également un canal imageur infrarouge, de résolution spatiale 1 km, dans la gamme spectrale 10,3-12,5 μm . Le but de ce canal est de détecter la présence des nuages dans le champ de vue de IASI. En effet, les nuages ne sont pas transparents pour le rayonnement infrarouge. IASI est dédié à la restitution de différents gaz atmosphériques, en ciel clair ou quasi-clair (SCHLÜSSEL et al. 2002).

Par conséquent, il est essentiel de repérer les nuages en amont, avant de procéder à la restitution des profils souhaités. POUGATCHEV et al. (2009) et MASIELLO et al. (2013) ont montré la faisabilité de restituer un profil d'humidité et de température en ciel clair avec une précision respective d'environ 10% et 0,6 K entre 800 et 300 hPa (environ 1,5 K au niveau de la Tropopause et 2 K à la surface).

2.2.2 Mesures dans le proche infrarouge

Contrairement aux mesures dans le domaine des micro-ondes ou dans le TIR, les mesures dans le proche infrarouge, SWIR sont basés sur la réflexion du rayonnement solaire. Les radiomètres disposant de canaux dans les bandes d'absorption de la vapeur d'eau tels que MODIS et POLDER ne permettent pas de restituer des profils verticaux mais d'estimer une quantité intégrée sur la colonne atmosphérique. En revanche, les techniques instrumentales de ces mesures dans le SWIR permettent d'obtenir une image à résolution spatiale horizontale fine, contrairement aux capteurs micro-ondes et dans le TIR qui ne permettent d'obtenir que des pixels gros (plusieurs km) et en général disjoints.

Présentons succinctement ces deux instruments ainsi que quelques résultats de restitution du contenu en vapeur d'eau, obtenus principalement principalement en ciel clair, à partir de la Méthode d'Absorption Différentielle (MAD).

Les radiomètres MODIS et POLDER

L'instrument MODIS, développé par la NASA, est un radiomètre multi-spectral observant la Terre, la biosphère, les océans et l'atmosphère, embarqué à bord du satellite Terra de la NASA (lancé en 1999) puis du satellite Aqua de la NASA (lancé en 2002), dans 36 bandes spectrales allant du visible à l'infrarouge (de 0,405 μm à 14,385 μm) à trois résolutions spatiales de 250 m pour les bandes 1 et 2, 500 m pour les bandes 3 à 7 et 1 km pour les bandes 8 à 36. Les bandes MODIS SWIR dédiées à l'étude de la vapeur d'eau (17, 18 et 19) ont donc une résolution spatiale de 1 km (BARNES et al. 1998).

L'instrument POLDER, développé par le CNES, est un radiomètre imageur à large champ, observant dans le visible et le proche infrarouge (SWIR), de 443 à 910 nm. Il est dédié à l'analyse de l'intensité du rayonnement solaire réfléchi par la Terre et l'atmosphère et de sa signature angulaire. Certains canaux permettent aussi la mesure de la polarisation du rayonnement, c'est-à-dire de l'orientation préférentielle des oscillations d'une onde électromagnétique. L'objectif principal de POLDER est d'étudier les propriétés des nuages et des aérosols à une résolution spatiale de 6 km au nadir (DESCHAMPS et al. 1994). De 1996 à 2013, trois instruments POLDER se sont succédé, POLDER 1 & 2, embarqués à bord des satellites japonais (ADvanced Earth Observing Satellite (ADEOS) et ADEOS 2) développés par la Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA) et, POLDER 3 à bord du microsatellite français PARASOL.

Le TABLEAU 2.5 (page 54) montre les caractéristiques des bandes spectrales, proche infrarouge, dédiées à l'étude de la vapeur d'eau des instruments MODIS et POLDER.

Instrument	Bande	Longueur d'onde
MODIS	17	890-920 nm
	18	931-941 nm
	19	915-965 nm
POLDER 1&2 + PARASOL/POLDER		910 nm
POLDER et MODIS		865 nm

TABLEAU 2.5 – Caractéristiques des bandes spectrales vapeur d'eau des instruments MODIS et POLDER. La bande à 865 nm est utilisée comme bande « référence », non-absorbante.

Restitution en ciel clair du contenu en vapeur à partir des mesures POLDER et MODIS par Méthode d'Absorption Différentielle (MAD)

L'Absorption Différentielle est une technique qui consiste à comparer l'intensité de rayonnements, à deux longueurs d'onde différentes. Dans l'une, le rayonnement est fortement absorbé par la molécule dont on souhaite connaître la concentration et dans l'autre faiblement voire pas du tout. Le rapport des luminances aux deux longueurs d'onde est proportionnel au contenu intégré de la molécule absorbante. En comparant à des mesures réelles obtenues soit à partir de radiomètres micro-ondes, soit à partir de sondeurs infrarouges, soit à partir de radiosondages ou à partir de simulations, il est possible d'établir une relation entre le rapport de luminances et la concentration de la molécule étudiée.

Cette technique est très utilisée pour estimer le contenu en vapeur d'eau atmosphérique en ciel clair. Les instruments MODIS et POLDER, notamment, utilisent ce principe pour estimer le contenu intégré en vapeur, en ciel clair (KAUFMAN et al. 1992; GAO et al. 2003; VESPERINI et al. 1999; RIEDI et al. 2013).

La FIGURES 2.5 (page 55) montre des résultats de restitution du contenu en vapeur d'eau obtenu KAUFMAN et al. (1992) et GAO et al. (2003) à partir du radiomètre MODIS.

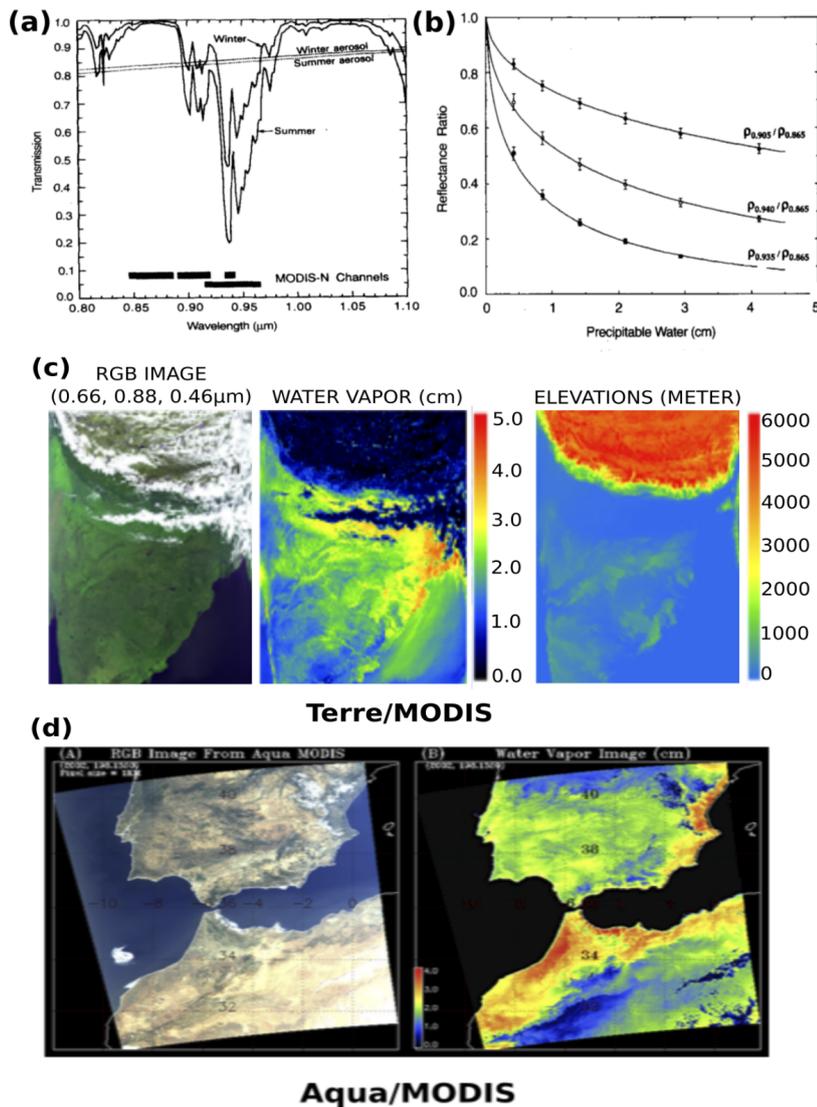


FIGURE 2.5 – Estimation du contenu total en eau précipitante par MODIS. (a) le spectre de transmission, moyenne latitude, été et hiver, en présence de vapeur d'eau (lignes pleines) et d'aérosols (lignes pointillées). Les rectangles montrent la position des bandes MODIS utilisées pour l'étude de la vapeur d'eau. (b) la relation entre les rapports de bandes (905/865, 940/865 et 935/865 nm) et le contenu en eau précipitante en cm. (c) et (d) montrent des exemples de produit MODIS de niveau 2, au-dessus de l'Inde et de la chaîne de l'Himalaya avec Terra/MODIS (figure (c)) et, au-dessus de l'Espagne, du Maroc et de l'Algérie avec Aqua/MODIS (figure (d)). Les figures (a) et (b) sont tirées de KAUFMAN et al. (1992) et les figures (c) et (d), de GAO et al. (2003).

La FIGURE 2.5 (a) permet de situer les bandes MODIS utilisée pour la restitution du contenu en vapeur d'eau dans le cas du radiomètre MODIS. La bande à 865 nm, avec un coefficient de transmission de 1, n'est pas absorbée par la vapeur d'eau. Le coefficient de transmission est inférieur à 1 pour les bandes à 905, 935 et 940 nm.

La FIGURE 2.5 (b) montre que la valeur du rapport de bandes diminue lorsque que le contenu total en vapeur d'eau augmente. De plus, plus l'absorption par la vapeur d'eau dans la bande spectrale est importante, plus le rapport de bandes sera faible.

La FIGURE 2.5 (c) montre trois images, celle de gauche est une image en fausse couleur d'une scène observée par MODIS au-dessus de l'Inde et de la chaîne de l'Himalaya, l'image du milieu montre un exemple de restitution MODIS du contenu total en eau précipitante (en cm) à partir des bandes vapeur d'eau SWIR de l'instrument et, celle de droite montre l'élévation (en m) de la scène observée. En comparant l'image du milieu à celle de droite, GAO et al. (2003) ont montré que, en toute logique, plus l'élévation de la surface était importante, plus la quantité de vapeur d'eau restituée par MODIS était faible (inférieure à 1 cm au-dessus de l'Himalaya).

La FIGURE 2.5 (d) montre un exemple de restitution similaire à celle présentée dans la FIGURE 2.5 (c) mais pour une région différente et à partir de l'instrument Aqua/MODIS. L'image de gauche est une image en fausse couleur de la scène observée par MODIS (On observe une partie de l'Espagne, du Portugal, du Maroc, de l'Algérie, de l'océan Atlantique et de la mer Méditerranée). L'image de droite illustre la restitution du contenu total en vapeur d'eau pour cette région. On peut voir que les régions côtières affichent des concentrations plus élevées en vapeur d'eau en raison de leur proximité avec l'océan Atlantique et la mer Méditerranée. Les régions désertiques, plus arides par nature, présentent logiquement des concentrations en vapeur d'eau plus faibles. Ce type d'images permet donc de valider en partie l'algorithme utilisé et de mettre en évidence les variations spatiales de la vapeur d'eau.

La 2.6 (page 57) montre des résultats de restitutions du contenu en vapeur d'eau obtenus par RIEDI et al. (2013) et VESPERINI et al. (1999) à partir du radiomètre POLDER.

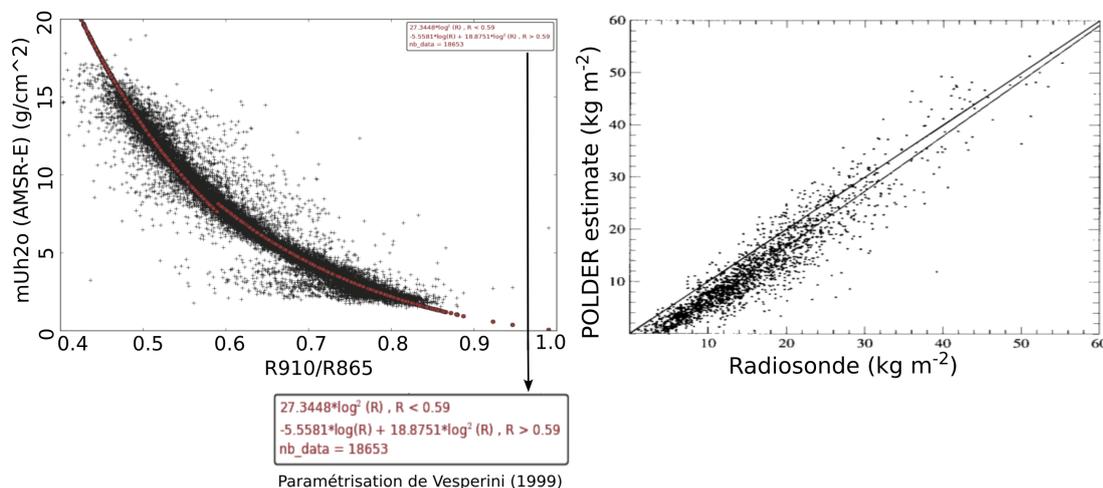


FIGURE 2.6 – À gauche, relation entre le rapport des bandes POLDER 910 et 865 nm et le produit du facteur de masse d'air (m) avec l'IWV estimé par AMSR-E, en ciel clair, au-dessus de l'océan (RIEDI et al. 2013). La courbe rouge représente la relation proposée par VESPERINI et al. (1999) entre le rapport de bande POLDER et mIWV. A droite, comparaison entre l'IWV estimé par POLDER et des radiosondes, en ciel clair, au-dessus de tous types de surface hors océan (VESPERINI et al. 1999).

VESPERINI et al. (1999) obtient, à partir de simulations, une relation entre le rapport de bandes et le contenu en vapeur d'eau, pour la restitution de l'IWV dans le SWIR en ciel clair et au-dessus de surfaces réfléchissantes. Cette relation, ciel clair, est approchée par des lois logarithmiques qui dépendent de la valeur du rapport des luminances des deux bandes, noté R (Eqs (2.1) et (2.2)). Pour $R < 0,59$,

$$mIWV = 27.3448 \log^2(R) \quad (2.1)$$

et pour $R > 0,59$,

$$mIWV = 18.8751 \log^2(R) - 5.5581 \log(R) \quad (2.2)$$

avec,

$$m = \frac{1}{\cos(SZA)} + \frac{1}{\cos(VZA)} \quad (2.3)$$

m est la masse d'air traversé et se calcule à partir de SZA et VZA, la position angulaire du soleil (Solar Zenith Angle) et du satellite (Viewing Zenith Angle) respectivement.

En conclusion de cette partie portant sur les méthodes de restitution en conditions de ciel clair, les différentes études citées plus haut ont démontré la possibilité de restituer le contenu en vapeur d'eau atmosphérique au-dessus de surfaces réfléchissantes, dans le domaine des longueurs d'onde de l'infrarouge à courtes longueurs d'onde (SWIR).

En comparant le contenu en vapeur d'eau restitué par POLDER avec le contenu obtenu par radiosondage, ils ont observé une surestimation d'environ 5 kg m^{-2} pour des contenus en vapeur d'eau d'environ 60 kg m^{-2} , ainsi qu'une sous-estimation d'environ 3 kg m^{-2} pour des contenus en vapeur d'eau inférieurs à 10 kg m^{-2} . Dans des travaux distincts, GAO et al. (2003) et KAUFMAN et al. (1992), ont montré la capacité de MODIS à restituer un contenu total en eau précipitante avec une incertitude variant entre 5 et 13%.

Restitution du contenu en vapeur d'eau en ciel nuageux à partir de canaux dans le SWIR

En présence de nuages, la relation entre la luminance et l'IWV n'est pas aussi simple car le nuage n'étant pas un réflecteur parfait, une partie du rayonnement pénètre dans le nuage et est diffusée. Leur présence induit donc une non-linéarité du problème qui ne peut être traitée par ce type de relation aussi efficacement qu'en ciel clair. Il est nécessaire de mettre en place une méthode d'inversion plus complexe, capable de prendre en compte la diffusion dans le nuage (voir Chapitre 3 (page 86) pour la présentation du schéma d'inversion mis en place pour la restitution de l'IWV dans le SWIR, en ciel nuageux).

Peu de travaux en ciel nuageux ont été effectués sur la restitution d'un contenu en vapeur dans le SWIR. Les travaux de ALBERT et al. (2001) montrent la faisabilité d'une telle restitution dans le SWIR, au-dessus de différents types de surface et, en présence de nuages bas et optiquement épais. Ils appliquent la Méthode d'Absorption Différentielle (MAD) sur des simulations réalisées dans le contexte de l'instrument POLDER, embarqué sur la plateforme japonaise ADEOS et MEdium Resolution Imaging Spectrometer (MERIS) (BEZY et al. 1999), embarqué à bord de l'ENVIronment SATellite (ENVISAT) développé par l'ESA (LOUET 2001). Les caractéristiques de l'instrument POLDER ont été présentées au début de la section 2.2.2 (TABLEAU 2.5, page 54). Concernant MERIS, cet instrument sonde l'atmosphère dans le visible et le proche infrarouge, de 390 nm à 1,04 μm , avec une résolution spatiale de 300 m au nadir.

Pour leur étude, ils simulent, pour un profil atmosphérique standard de moyenne latitude, en été, un nuage composé essentiellement de gouttelettes d'eau avec un rayon effectif de 17 μm . Le nuage s'étend verticalement sur une distance de 1200 m, la base du nuage est fixée à 500 m et son sommet, à 1700 m d'altitude. Ils admettent également une humidité relative dans le nuage de 100%.

L'absorption du rayonnement solaire dans une bande d'absorption de la vapeur d'eau est influencée par le « chemin suivi par le rayonnement ». La diffusion dans le nuage a deux effets contradictoires sur cette absorption. D'une part, la diffusion multiple augmente les distances parcourues par le rayonnement, ce qui entraîne une absorption par la vapeur d'eau plus importante et donc une valeur restituée plus élevée. D'autre part, la présence du nuage diminue ou stoppe l'impact des couches atmosphériques inférieures, conduisant à une absorption totale moins importante. À partir de ce constat, ils ont cherché à déduire l'effet net de la présence de nuage sur le trajet apparent du rayonnement et donc sur son absorption en calculant un profil vertical d'une fonction de poids qui, dans le cas d'une atmosphère nuageuse, donne l'information sur la contribution des différentes couches atmosphériques dans l'absorption du rayonnement par rapport à l'atmosphère sans nuages correspondante (ciel clair).

L'Eq (2.4) présente la relation utilisée pour calculer le profil de fonction de poids (ALBERT et al. 2001 présente en détail les différentes étapes et hypothèses appliquées pour aboutir à cette relation).

$$g_j = \frac{\ln R_j^{cloud} - \ln R^{cloud}}{\ln R_j - \ln R}, (j = 1, \dots, N) \quad (2.4)$$

avec, j l'indice de la couche atmosphérique. R représente le rapport des bandes MERIS (900 nm/885 nm) en ciel clair et R^{cloud} le rapport de bandes en ciel nuageux (R_j et R_j^{cloud} représentent les rapports calculés pour chaque couches atmosphériques j).

La FIGURE 2.7 (page 61) montre un des résultats obtenus par ALBERT et al. (2001) dans le cadre de l'instrument MERIS dans la bande non absorbante à 885 nm et la bande absorbante à 900 nm. Cette figure représente le profil vertical de fonction de poids calculé à partir de l'Eq (2.4), sur une colonne atmosphérique de 2 km, pour différentes valeurs d'épaisseur optique de nuage (5, 10 et 15). Dans leurs simulations, la surface est supposée lambertienne (une surface idéalisée qui réfléchit uniformément la lumière incidente dans toutes les directions, indépendamment de l'angle d'incidence). Dans cet exemple, l'albédo de surface (le pouvoir réfléchissant d'une surface, i.e., le rapport entre le flux d'énergie lumineuse réfléchi sur le flux d'énergie lumineuse incidente) est nul, permettant de faire abstraction des effets de surface, le soleil est au zénith (Solar Zenith Angle (SZA) = 0°) et le satellite vise au nadir (VZA = 0°).

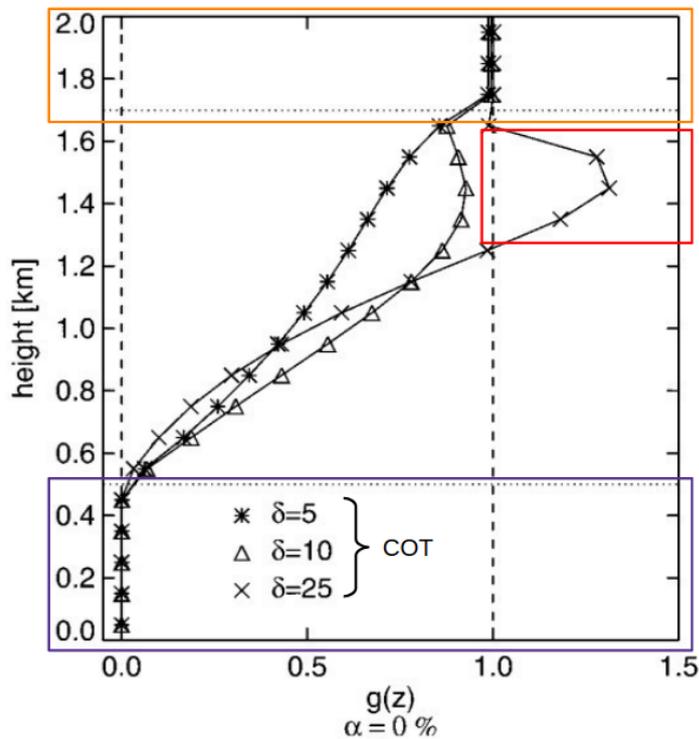


FIGURE 2.7 – Profils de fonction de poids pour illustrer la contribution de chaque couche atmosphérique à l'absorption totale par la vapeur d'eau en ciel nuageux comparativement au ciel clair, au-dessus de l'océan (ALBERT et al. 2001).

Au-dessus du nuage (rectangle orange), la diffusion Rayleigh et la diffusion par les aérosols ne sont pas prises en compte, le poids est donc égal à 1. Cette hypothèse sera également appliquée dans notre étude. Ainsi, dans la zone au-dessus du nuage, ALBERT et al. (2001) précisent qu'il n'y a pas de diffusion, il y a uniquement de l'absorption par la vapeur d'eau, Le rapport est le même en ciel clair et en ciel nuageux, le poids est donc égal à 1 pour les couches au-dessus du nuage. Dans la zone sous nuage (rectangle violet), l'absorption totale par la vapeur d'eau dans les deux cas entraîne une luminance nulle au sommet de l'atmosphère et donc un poids égal à 0. La zone définie par le rectangle rouge (g supérieur à 1) montre que le chemin apparent parcouru par le rayonnement dans le nuage a été allongé à cause de la diffusion multiple dans le nuage et donc l'absorption par la vapeur d'eau est plus importante.

Pour des épaisseurs optiques plus faibles, le poids est inférieur à 1 car une partie du rayonnement est diffusé vers le haut, vers les couches supérieures du nuage, le rayonnement n'atteint donc pas les couches inférieures du nuage. Par conséquent, l'absorption par la vapeur d'eau dans les basses couches du nuage est plus faible. ALBERT et al. (2001) montrent également que la contribution des basses couches atmosphériques augmente lorsque l'albédo de surface augmente. Pour une épaisseur optique élevée, la variation de la fonction de poids sur les basses couches atmosphériques est faible mais plus l'épaisseur optique est faible et plus la variation est importante, ce qui implique une contribution de la surface de plus en plus importante et une estimation de l'IWV au-dessus du nuage très difficile, voire impossible.

La FIGURE 2.8 (page 62) montre le RMSE de l'IWV AC restitué exprimé en kg m^{-2} , pour une seule configuration angulaire ($\text{SZA} = 0^\circ$ et $\text{VZA} = 0^\circ$) et, en fonction de l'albédo de surface et de l'épaisseur optique.

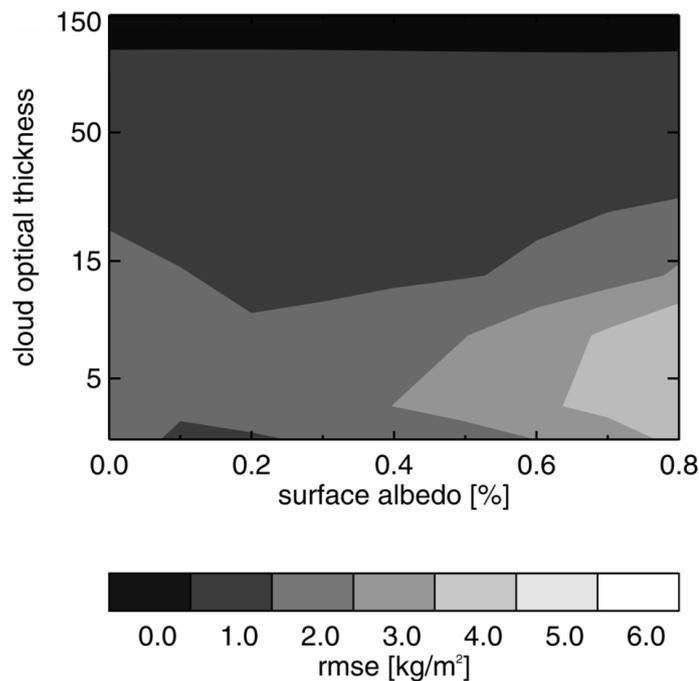


FIGURE 2.8 – RMSE sur le contenu intégré en vapeur d'eau au-dessus du nuage restitué, en fonction de l'albédo de surface et de l'épaisseur optique du nuage. $\text{SZA} = 0^\circ$ et $\text{VZA} = 0^\circ$ (ALBERT et al. 2001).

Pour réaliser cette figure, ALBERT et al. (2001) ont effectué plusieurs simulations en variant les valeurs d'albédo de surface de 0% à 80% et en couvrant une gamme d'épaisseurs optiques allant de 2 à 150. Cette figure montre une diminution du RMSE en fonction de l'épaisseur optique du nuage. En effet, plus le nuage présente une épaisseur optique élevée, plus la restitution du contenu intégré en vapeur d'eau sera précise. Pour des faibles valeurs d'épaisseurs optiques, une augmentation de l'albédo de surface conduit à une augmentation du RMSE (qui peut atteindre environ 6 kg m^{-2} pour une épaisseur optique de 5 et un albédo de surface supérieur à 60%).

Comparaison des caractéristiques des contenus en vapeur d'eau restitués par différents types d'instruments

Dans le cadre du projet Global Energy and Water cycle EXchanges (GEWEX), SCHRÖDER et al. (2018) résument les différents instruments permettant de restituer la température et la vapeur d'eau. Le tableau 3 proposé par SCHRÖDER et al. (2018) fait un résumé des différentes archives existantes de température et de vapeur d'eau. Le TABLEAU 2.6 (page 64) montre quelques exemples d'instruments avec leur résolution spatiale, pour la restitution de la vapeur d'eau en ciel clair et nuageux. Ce tableau est adapté du tableau 2 de SCHRÖDER et al. (2018).

Instruments	Archives	Paramètres	Résolution spatiale Couverture
POLDER/PARASOL	U Lille	TWVC	6 km Global
MODIS/Terra & MODIS/Aqua	MOD08, MYD08*	TWVC	0, 25-1 km Global
MERIS & SSM/I+MERIS	GlobVapour*	TWVC	1 km Global (Terre)
AMSU-A	NASA	TWVC, T, WV	45 km Global
AMSU-B	NASA	TWVC, T, WV	16 km Global
AMSR-E	JAXA*	TWVC	12 km Global (Océan)
	REMSS*	TWVC	12 km Global (Océan sans glace)

TABLEAU 2.6 – Synthèse des instruments avec leur résolution spatiale permettant d'obtenir des informations sur la température et l'humidité. Ces informations sont issues de SCHRÖDER et al. (2018) (tableau 2). Des références supplémentaires pour chacun de ces instruments sont également présentées dans le tableau 2 de SCHRÖDER et al. (2018). (*) présent dans l'archive « G-VAP » du projet GEWEX.

Dans le domaine du proche infrarouge (SWIR), la résolution spatiale est plus fine que celle proposée pour les mesures réalisées dans le domaine des micro-ondes. Les instruments tels que SAPHIR, AMSU-A et AMSU-B, observant dans le domaine des micro-ondes ou infrarouge, sondent l'atmosphère avec une résolution spatiale supérieure à 10 km au nadir (SAPHIR : 10 km, AMSU-A : 48 km, AMSU-B : 16 km, IASI : 10 km) mais présente l'avantage de pouvoir restituer un profil tandis que les instruments observant dans la gamme spectrale proche infrarouge tels que POLDER ou MODIS, offrent une résolution spatiale nettement inférieure à 10 km au nadir (POLDER : 6 km et MODIS : de 250 m à 1 km) mais ne permettent de restituer que un contenu intégré.

La faible proportion d'études concernant le contenu en vapeur d'eau en présence de nuages, associée à l'avantage offert par l'observation dans le proche infrarouge en termes de résolution spatiale, ont suscité l'intérêt et l'enthousiasme des équipes techniques et scientifiques derrière la mission C³IEL, pour étudier le contenu en vapeur d'eau à haute résolution spatiale en présence de nuages, un des principaux objectifs de la mission C³IEL. La prochaine section sera donc dédiée à la présentation de la mission C³IEL.

2.3 La mission Franco-Israélienne C³IEL

La mission spatiale Cluster for Cloud evolution CLImatE and Lightning (C³IEL) est un projet Franco-Israélien qui a débuté en 2016 après le succès de la première collaboration entre la France et Israël pour l'étude du climat depuis l'espace, à travers la mission spatiale intitulée Vegetation and Environment monitoring on a New Micro-Satellite (VENUS) (FERRIER et al. 2010). C³IEL est issue d'une collaboration entre les agences spatiales française, CNES, et israélienne, ISA, l'objectif principal de cette mission spatiale est l'étude des nuages convectifs depuis l'espace tels que les nuages du type *cumulus congestus* ou *cumulonimbus* en phase de développement, i.e., avant la formation de « l'enclume ».

Cette mission doit permettre d'obtenir, à fine résolution spatiale (20 m au Nadir pour l'imageur CLOUD, 140 m au nadir pour l'imageur éclair et 125 m au nadir, à confirmer, pour les imageurs vapeur d'eau) et temporelle (20 s), des informations sur l'enveloppe 3D des nuages convectifs et les vitesses de développement verticale et horizontale de ces nuages (avec une précision de quelques m s^{-1} , DANDINI et al. 2022), l'organisation spatiale des nuages convectifs de faible extension horizontale, le contenu en vapeur d'eau au-dessus et autour des nuages convectifs et, l'activité électrique générée par ces nuages (voir la page Wikipédia sur la mission C³IEL : https://fr.wikipedia.org/wiki/Cluster_for_Cloud_evolution,_Climate_and_Lightning et l'article publié sur Arxiv : <https://arxiv.org/abs/2202.03182>).

2.3.1 Caractéristiques de la mission

La mission C³IEL sera composée d'un train de 2 nanosatellites synchronisés sur une orbite héliosynchrone, à altitude fixe proche de 550 km. Les instruments embarqués sur les nanosatellites seront capables d'imager une même scène nuageuse d'environ 80 km × 40 km, comme le montre la FIGURE 2.9 (page 66) qui illustre le principe des observations C³IEL, sous plusieurs angles d'observation et avec une prise de vue toutes les 20 s sur une durée d'acquisition de 200 s, soit 11 acquisitions par scène avec une résolution décimétrique. Le plan orbital défini pour la mission fait un angle de 22,5° avec l'axe qui suit la direction centre Terre - centre soleil, ce qui signifie que les points survolés par les satellites ont une heure locale de 13h30 à l'équateur. Il est prévu quatre acquisitions en orbite jour pour l'étude de l'enveloppe 3D, de la vitesse de développement vertical et du contenu en vapeur d'eau, et, une acquisition de 20 min en orbite nuit pour l'activité électrique.

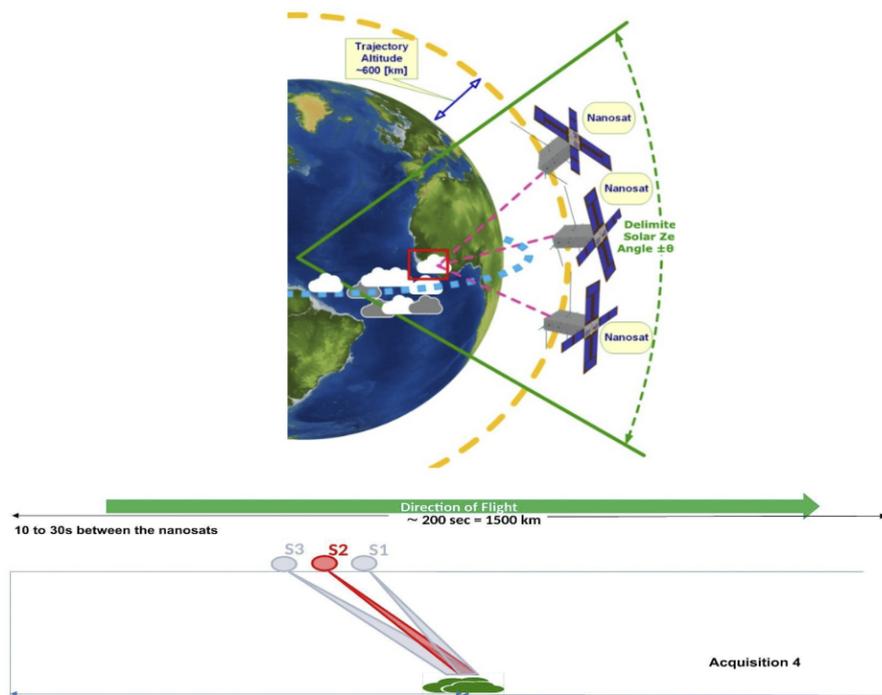


FIGURE 2.9 – Illustration du principe de mesures et de la configuration des satellites de la mission spatiale C³IEL.

2.3.2 Les différents objectifs et instruments du projet C³IEL

Les nuages convectifs grossissent par une succession de cascades turbulentes résultant de courants ascendants et descendants dans le nuage, accompagnés d'échange d'énergie et d'humidité entre le nuage et son environnement proche, on parle des processus dynamiques d'entraînement et de déentraînement atmosphérique. L'instrument CLOUD de la mission C³IEL doit permettre d'accéder à une description relativement précise de l'enveloppe des nuages et de leurs vitesses d'évolution 3D (DANDINI et al. 2022).

De ce fait, la vapeur d'eau est un élément important à étudier pour mieux comprendre les processus en jeu dans l'évolution des nuages convectifs, c'est donc l'un des objectifs de la mission C³IEL. La convection profonde est généralement responsable de la formation de cellules orageuses. La présence de cristaux de glace dans les couches supérieures des nuages issus de la convection profonde peut conduire à l'électrification du nuage et donc, à la formation d'éclairs (SHERWOOD et al. 2006). Le rythme de l'activité électrique à l'intérieur du nuage (ou décharge intranuageuse) dépend principalement des mouvements verticaux au sein du nuage (dynamique intranuageuse liée aux divers processus dynamiques cités précédemment et à l'humidité) et peut être considéré comme un bon indicateur de la sévérité des orages. Mieux comprendre les processus de formation des éclairs dans ce type de nuages est aussi l'un des objectifs de la mission C³IEL. Chaque satellite de la mission C³IEL (2 ou 3) est identique et comprend cinq imageurs et un photomètre.

La mission se décompose en trois composantes :

Étude de l'enveloppe 3D et des vitesses de développement verticale et horizontale : la composante CLOUD/C³IEL

La composante CLOUD/C³IEL repose sur des imageurs visibles à haute résolution spatiale (20 m au Nadir) observant dans une bande spectrale centrée à 670 nm (± 25 nm).

La détermination des enveloppes nuageuses et des vitesses de développement verticale et horizontale se fait par stéréorestitution, plus précisément par correspondance et triangulation entre paires et/ou triplets d'images obtenues pour chaque acquisition (DANDINI et al. 2022).

Étude de l'activité électrique liée à ces nuages convectifs : la composante LOIP/C³IEL

La composante LOIP/C³IEL, repose sur un imageur visible et un photomètre. L'imageur visible, LOIP, a une résolution spatiale de 140 m au Nadir et observe dans une bande spectrale centrée à 777 nm (± 2 nm) pour permettre de cartographier, en 2D, l'extension des éclairs. Les photomètres permettront de documenter l'évolution temporelle, à une période d'acquisition de l'ordre de 20 μ s, du signal optique émis par les éclairs, permettant ainsi une caractérisation plus précise des éclairs.

Étude du contenu en vapeur d'eau au-dessus et autour des nuages convectifs : la composante WV/C³IEL

La composante WV/C³IEL, est composée de trois imageurs SWIR (WVI, WVII et WVIII), le TABLEAU 2.7 (page 70) présente les bandes spectrales utilisées pour cette étude ainsi que la largeur spectrale de chaque bande. Ces imageurs seront calibrés pour mesurer la luminance dans trois bandes spectrales du proche infrarouge (SWIR). La FIGURE 2.10 (page 69) montre le spectre de transmission de la vapeur d'eau dans le domaine spectral des trois caméras vapeur d'eau, ainsi que des exemples de données du radiomètre aéroporté hyperspectral, Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS), pour chacune des longueurs d'onde de la mission C³IEL. Les images AVIRIS montrent ce que devrait voir les imageurs WVI (1,04 μ m), WVII (1,13 μ m) et WVIII (1,37 μ m). Il s'agit d'une même scène nuageuse observée dans les trois bandes spectrales C³IEL.

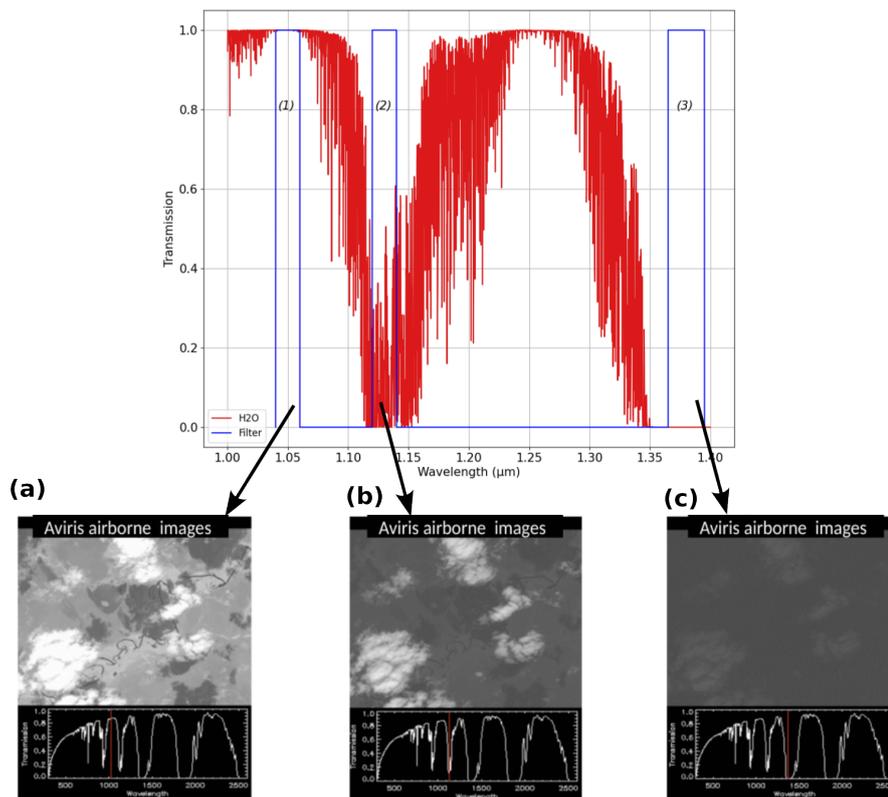


FIGURE 2.10 – La 1^{ère} ligne montre le spectre de transmission de la vapeur d'eau en ciel clair et en visée nadir (courbe rouge), ainsi que les trois bandes spectrales utilisées pour l'étude de la vapeur d'eau dans le cadre de la mission C³IEL (courbe bleue), (1) : bande non-absorbante centrée en 1,04 μm, (2) : bande modérément absorbante centrée en 1,13 μm et (3) : bande très absorbante centrée en 1,37 μm. La 2^{ème} ligne montre les images acquises dans ces trois bandes spectrales à partir du radiomètre aéroportée AVIRIS.

Dans l'image (a), qui concerne la bande non-absorbante, le rayonnement n'est pas absorbé par la vapeur d'eau. Par conséquent, on peut faire la distinction entre les zones de ciel clair et les zones nuageuses (zones blanches sur l'image), il est également possible de repérer la surface lorsqu'il n'y a pas de nuages le long de la ligne de visée. Sur l'image (b), associée à la bande moyennement absorbante, la surface n'est plus visible, mais les nuages restent identifiables. Dans le cas de l'image (c), qui correspond à la bande fortement absorbante, la détection des nuages n'est quasiment plus possible sauf, le sommet du nuage s'il s'agit d'un nuage haut et optiquement dense.

Imageur	Bande spectrale	
WVI	1,04 μm	$\pm 0,02 \mu\text{m}$
WVII	1,13 μm	$\pm 0,02 \mu\text{m}$
WVIII	1,37 μm	$\pm 0,03 \mu\text{m}$

TABLEAU 2.7 – Description des bandes spectrales définies pour les imageurs SWIR WV à bord des satellites de la mission C³IEL.

La détermination de l'IWV au-dessus du nuage se fait grâce à une méthode d'inversion 1D que j'ai développé dans le cadre de cette thèse et qui est fondée sur une approche probabiliste Bayésienne : la Méthode d'Estimation Optimale (MEO). Cette méthode sera présentée un peu plus en détail dans le chapitre 3 (page 86).

2.4 L'absorption différentielle pour les bandes WV C³IEL

Dans cette section, je vais présenter des résultats issus de l'application de la Méthode d'Absorption Différentielle (MAD) aux trois bandes spectrales de la composante WV/C³IEL. Dans un premier temps, je vais montrer les résultats pour des conditions de ciel clair, puis pour des situations en présence de nuages.

2.4.1 Restitution de l'IWV en ciel clair

La MAD implique l'exploitation de l'information fournie par les rapports de bandes. Dans le cas de la composante WV/C³IEL, il y a une bande spectrale non absorbante à 1,04 μm et deux bandes absorbantes à 1,13 et 1,37 μm . Les rapports de bandes sont donc calculés de la manière suivante :

$$R_{MA} = \frac{L_{1,13}}{L_{1,04}} \quad (2.5)$$

et,

$$R_{FA} = \frac{L_{1,37}}{L_{1,04}} \quad (2.6)$$

Avec, $L_{1,04}$, $L_{1,13}$ et $L_{1,37}$ les luminances exprimées en $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1}$, R_{MA} caractérise le rapport de bandes avec la bande moyennement absorbante $1,13 \mu\text{m}$ (« MA » pour « Moyennement Absorbant ») et, R_{FA} caractérise le rapport de bandes avec la bande fortement absorbante $1,37 \mu\text{m}$ (« FA » pour « Fortement Absorbant »).

Concernant l'étude en conditions de ciel clair, plusieurs simulations ont été réalisées en modifiant l'albédo de surface et en utilisant cinq profils atmosphériques standards : deux pour des régions de moyennes latitudes (été et hiver), deux pour des régions subarctiques (été et hiver), et un profil tropical. Ces profils standards sont issus de la base de données « Air Force Geophysics Laboratory » (AFGL : ANDERSON et al. 1986).

La FIGURE 2.11 (page 72) illustre de manière schématique la trajectoire du rayonnement solaire à travers l'atmosphère dans des conditions de ciel clair. Le rayonnement solaire émis traverse l'atmosphère, qui contient une quantité spécifique de vapeur d'eau. La quantité de vapeur d'eau atmosphérique disponible dépendra principalement du type de profil étudié. En l'absence de nuages, ce rayonnement atteint la surface, où une partie est absorbée par le sol tandis que l'autre partie est directement réfléchi dans l'atmosphère. La proportion de rayonnement réfléchi dépend de l'albédo de surface, noté α . Le comportement du rayonnement solaire change également en fonction du Solar et View Zenith Angle (SZA et VZA) car la trajectoire du rayonnement dans l'atmosphère diffère. Lorsque SZA et VZA sont nuls, i.e., lorsque le soleil est au zénith et que le satellite vise au nadir, le rayonnement rencontre deux fois la quantité de vapeur d'eau intégrée (IWV, représentée par la flèche jaune). En revanche, lorsque le SZA et VZA ne sont pas nuls, le rayonnement rencontre une quantité de vapeur d'eau intégrée ajustée par un facteur de masse d'air notée m ($mIWV$, représentée par la flèche rouge). m est obtenu en calculant la somme de l'inverse des cosinus du SZA et VZA (Eq (2.3)).

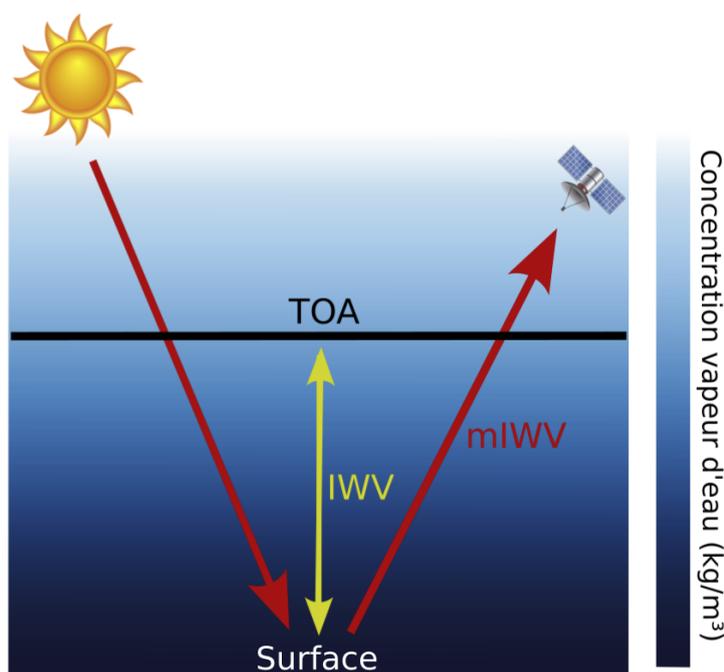


FIGURE 2.11 – Représentation schématique des simulations radiatives réalisées pour des conditions de ciel clair avec un View Azimuth Angle (VAA) de 0° .

La FIGURE 2.12 (page 73) montre les rapports de bandes, dans des conditions de ciel clair, en fonction du produit du contenu intégré en vapeur d'eau (IWV) par le facteur de masse d'air (m). Il s'agit de la quantité totale de vapeur d'eau disponible dans l'atmosphère le long d'un trajet direct vers la surface en fonction du SZA et le long du trajet retour du rayonnement en fonction du VZA. L'albédo de surface est de 20%, et nous présentons cinq profils provenant de la base de données AFGL, pour différentes combinaisons de valeurs de SZA et VZA. Il convient de noter que le View Azimuth Angle (VAA) est nul, ce qui signifie que le rayonnement est observé dans le plan d'incidence solaire. Pour information, la diffusion Rayleigh n'est pas prise en compte car, négligeable dans le proche infrarouge (SWIR).

Le rapport de bandes R_{MA} ($L_{1,13}/L_{1,04}$) est clairement lié à la quantité de vapeur d'eau rencontrée par le rayonnement le long de son trajet dans l'atmosphère.

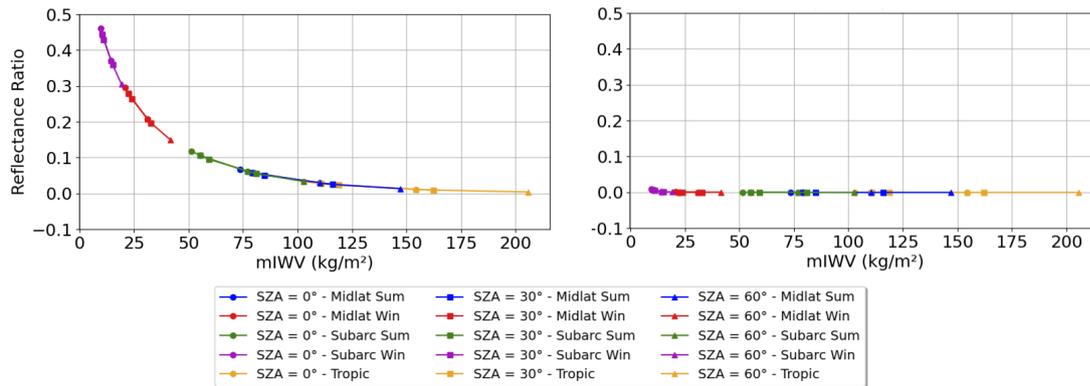


FIGURE 2.12 – Rapport d'absorption différentielle en fonction du contenu intégré en vapeur d'eau traversé pour des simulations radiatives réalisées pour des conditions de ciel clair avec un VAA de 0° . SZA et VZA = $[0^\circ, 30^\circ, 60^\circ]$. $\alpha = 20\%$. R_{MA} en fonction du contenu total en vapeur d'eau calculé à partir des profils AFGL (à gauche) et R_{FA} en fonction du contenu total en vapeur d'eau (à droite).

Les valeurs les plus élevées de ce rapport, $R_{MA} > 0,1$, indiquent une absorption relativement faible par la vapeur d'eau, ce qui se manifeste dans les profils caractéristiques des climats froids et secs, comme les profils hivernaux des régions à moyennes latitudes et subarctiques. Les valeurs les plus basses de ce rapport, $R_{MA} < 0,1$, correspondent à des profils qui comportent une grande quantité de vapeur d'eau, typiquement observés dans des climats chauds et humides, comme les profils estivaux des régions à moyennes latitudes, subarctiques et tropicales.

Comme précédemment constaté dans l'étude menée par VESPERINI et al. (1999), le rapport calculé à partir de bandes spectrales à absorption modérée dépend directement de la quantité totale de vapeur d'eau rencontrée par le rayonnement le long de son trajet dans l'atmosphère. Dans les cas de forte absorption, le rapport R_{FA} ($L_{1,37}/L_{1,04}$) tend vers zéro, du fait de l'absorption quasi totale du rayonnement par la vapeur d'eau dans la bande à $1,37 \mu\text{m}$.

2.4.2 Restitution de l'IWV en ciel nuageux

Dans les profils utilisés lors de l'étude précédente, nous introduisons dans nos simulations des nuages homogènes présentant des variations d'épaisseur optique et d'extension verticale. Ces nuages seront positionnés à différents niveaux de l'atmosphère. Pour toutes les simulations en conditions de ciel nuageux qui seront présentées dans cette section, le rayon effectif des gouttelettes dans le nuage sera supposé connu et fixé à $10\ \mu\text{m}$.

Dans un premier temps, on fixe l'extension verticale du nuage à 1 km et on fait varier l'altitude du sommet du nuage ainsi que son épaisseur optique. La FIGURE 2.13 (page 74) montre les rapports de bandes, dans des conditions de ciel nuageux, en fonction du produit du contenu intégré en vapeur d'eau (IWV) par le facteur de masse d'air (m).

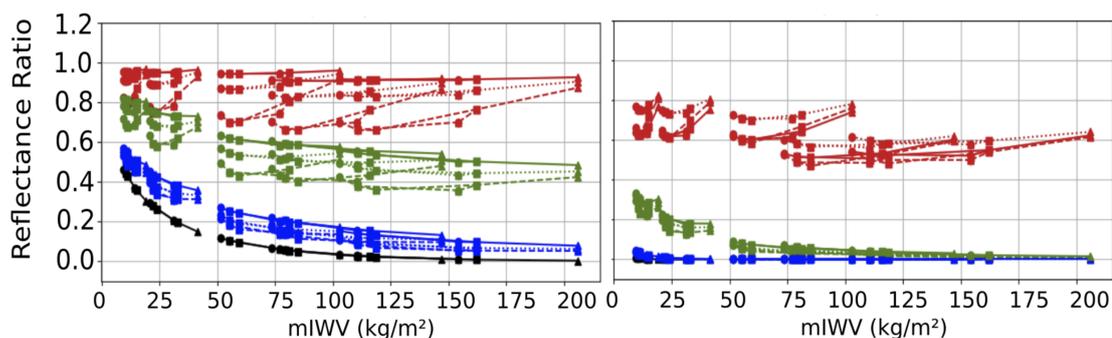


FIGURE 2.13 – Rapport d'absorption différentielle sur les simulations radiatives réalisées pour des conditions de ciel nuageux, effet de l'altitude du sommet du nuage et de l'épaisseur optique à partir des profils de la base AFGL. La courbe noire correspond aux profils ciel clair. La courbe bleue correspond aux simulations en présence d'un nuage dont le sommet se trouve à une altitude de 2 km. La courbe verte représente les simulations avec un nuage à 5 km, tandis que la courbe rouge est liée à un nuage dont le sommet est à 10 km d'altitude. Les courbes en traits pleins représentent les simulations réalisées avec un nuage dont l'épaisseur optique est de 100. En pointillés avec une épaisseur optique de 10, et en tirets pour une épaisseur optique de 5. Les points représentent les différentes configurations angulaires : SZA et VZA = $[0^\circ, 30^\circ, 60^\circ]$. $\alpha = 20\%$. R_{MA} (à gauche) et R_{FA} (à droite).

La FIGURE 2.13 (page 74) permet de voir les effets du CTH (Cloud Top Height) et du COT (Cloud Optical Thickness : caractérise l'opacité du nuage. Plus le COT est élevé, plus le nuage sera opaque au rayonnement. Sa valeur est très variable, de quelques unités à plusieurs centaines) sur les rapports de bandes, avec un View Azimuth Angle (VAA) de 0°.

On remarque que pour le rapport de bandes R_{FA} , c'est seulement pour un nuage à partir d'une altitude d'environ 5 km qu'un signal est détecté par les imageurs à bord du satellite. Cette bande spectrale s'avère inutile pour les nuages bas, car la quasi-totalité du rayonnement est absorbée par la vapeur d'eau (R_{FA} quasi nul). On peut observer une forte corrélation entre le rapport de bandes et l'altitude du sommet du nuage. Lorsque l'altitude du sommet du nuage (CTH) augmente, le rapport de bandes augmente fortement, l'absorption par la vapeur d'eau diminuant. Dans le cas de la bande modérément absorbante (1,13 μm), pour des altitudes comprises entre 2 et 5 km, le rapport de bandes augmente d'environ 0,2 en valeur absolue, et cette augmentation atteint environ 0,4 lorsque le CTH passe de 2 à 10 km. Quant à la bande fortement absorbante (1,37 μm), l'augmentation de la valeur du rapport de bandes avec le CTH est encore plus prononcée. L'augmentation de la valeur du rapport de bandes implique que l'absorption par la vapeur d'eau est moins importante, car à ces longueurs d'ondes (SWIR) le trajet parcouru par le rayonnement est raccourci en présence du nuage.

Si on regarde le comportement du rapport de bandes en fonction de l'épaisseur optique du nuage (COT), on peut voir que le rapport de bandes diminue lorsque le COT diminue, c'est-à-dire lorsque que l'absorption du rayonnement par la vapeur d'eau est plus importante pour des faibles valeurs de COT. En effet, lorsque le COT diminue, le nuage devient plus transparent, de sorte que le rayonnement pénètre plus facilement et plus en profondeur dans le nuage. Le trajet parcouru par le rayonnement est ainsi allongé et donc son absorption par la vapeur d'eau devient plus importante. Notons que la dépendance au COT est moins importante pour la bande fortement absorbante, en raison de la forte absorption du rayonnement dans cette bande spectrale.

La FIGURE 2.14 (page 76) illustre, schématiquement, l'effet du COT sur le rayonnement.

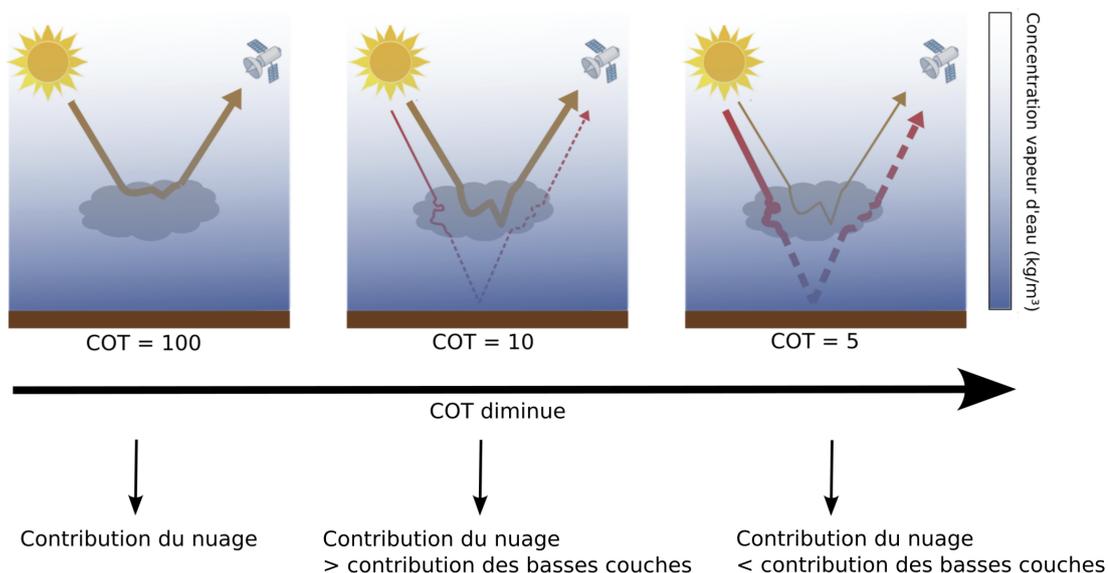


FIGURE 2.14 – Représentation schématique de l'effet de l'épaisseur optique du nuage sur le rayonnement.

À partir d'une valeur d'épaisseur optique de 100, on peut considérer que le nuage se comporte comme un réflecteur quasi parfait. Ainsi, la très faible voire quasi nulle pénétration verticale dans le nuage, implique une contribution nulle des basses couches, ce qui conduit à une valeur du rapport de bandes plus élevée, car l'absorption du rayonnement par la vapeur d'eau est plus faible. Pour un COT de 10, le rayonnement parvient à pénétrer dans le nuage, allongeant ainsi son trajet dans l'atmosphère et augmentant par la même occasion son absorption par la vapeur d'eau. De plus, une petite proportion du rayonnement incident peut traverser le nuage et atteindre les basses couches voire la surface, ce qui augmente l'absorption pour le rayonnement mesuré par le satellite et donc diminue le rapport des bandes. Pour un COT de 5, la contribution des basses couches et de la surface prévaut sur celle du nuage car, le signal parvient aisément à traverser le nuage. L'absorption est donc plus importante et la valeur du rapport est diminué. Dans ce cas, la restitution de l'IWV AC devient impossible avec la méthode d'absorption différentielle comme le montre ALBERT et al. (2001).

Toutes les simulations réalisées précédemment supposaient un nuage d'extension verticale ou Cloud Geometrical Thickness (CGT) fixe. Regardons à présent comment le signal perçu par les imageurs réagit à une variation du CGT. Pour bien visualiser l'effet du CGT (Cloud Geometrical Thickness soit l'épaisseur géométrique du nuage en français) sur les rapports de bandes, nous allons simuler un nuage avec un COT et une altitude du sommet du nuage (CTH) fixe, tout en faisant varier l'altitude de la base du nuage (CBH). Dans ce contexte, étudier l'effet du CGT revient, indirectement, à étudier l'effet du coefficient d'extinction du nuage sur les rapports de bandes. En effet, le coefficient d'extinction peut être défini, pour un nuage homogène, de la manière suivante :

$$C_{ext} \propto \frac{COT}{CGT} \quad (2.7)$$

En considérant un COT fixe et en augmentant l'extension verticale du nuage, conformément à l'Eq (2.8), le coefficient d'extinction du nuage diminue. Cette diminution du coefficient d'extinction a pour effet de réduire l'opacité du nuage vis-à-vis du rayonnement. Par conséquent, le rayonnement pénètre plus facilement dans le nuage, ce qui allonge son parcours dans l'atmosphère, augmentant ainsi l'interaction avec la vapeur d'eau présente.

La FIGURE 2.15 (page 78) présente un exemple de résultats obtenus en faisant varier le CGT pour un COT arbitrairement fixé à 100. Le CTH est fixé à 5 km et on définit un CBH à 1 et 4 km, soit une extension verticale de 4 et 1 km respectivement.

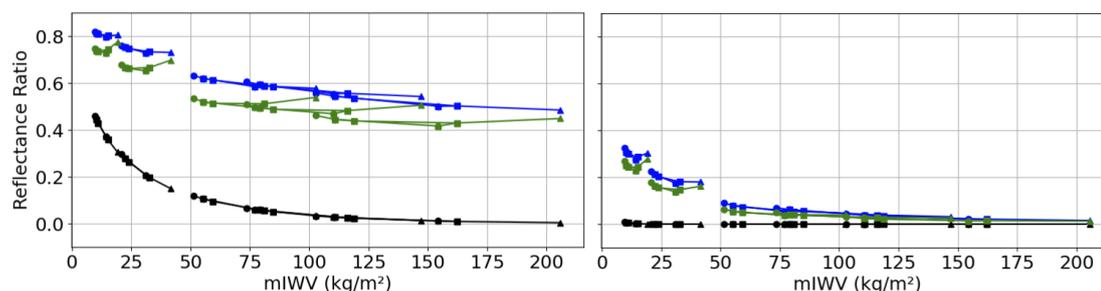


FIGURE 2.15 – Rapport d’absorption différentielle sur les simulations radiatives réalisées pour des conditions de ciel nuageux, effet de l’extension verticale du nuage sur les rapports de bandes à partir des profils de la base « Air Force Geophysics Laboratory » (AFGL). La courbe noire correspond aux simulations réalisées en conditions de ciel clair. La courbe bleue correspond à une configuration avec un nuage d’extension verticale de 1 km et la courbe verte pour un nuage d’extension verticale de 4 km. Les points représentent les différentes configurations angulaires : VAA de 0° , SZA et VZA = $[0^\circ, 30^\circ, 60^\circ]$. $\alpha = 20\%$. R_{MA} (à gauche) et R_{FA} (à droite).

Sur la FIGURE 2.15 (page 78) On peut voir que lorsque le CGT augmente, la valeur des rapports de bandes diminue du fait de la diminution du coefficient d’extinction et de l’allongement du trajet à l’intérieur du nuage, favorisant par conséquent la diffusion multiple du rayonnement. Pour le rapport R_{FA} , l’effet du CGT sur le rapport de bandes semble être relativement faible, voire potentiellement négligeable (en comparaison au rapport R_{MA}). Pour la bande spectrale à forte absorption, on observe une différence maximale entre les deux cas nuageux de l’ordre de 0,02 en absolue. En ce qui concerne le rapport R_{MA} , l’effet du CGT sur le rapport de bandes est plus important que pour le rapport R_{FA} (une différence d’environ 0,2 en absolue soit dix fois plus importante). Cependant, ces résultats sont sujets à débat en raison de la valeur élevée de l’épaisseur optique utilisée dans ces simulations (100). Ainsi, même si dans le cas illustré par la courbe verte, le coefficient d’extinction est quatre fois plus faible que dans le cas représenté par la courbe bleue, la variation du CGT ne peut engendrer une variation très marquée des rapports de bandes. Le coefficient d’extinction demeure suffisamment important pour restreindre la profondeur de pénétration verticale dans le nuage.

Des valeurs de COT plus faibles, pour des valeurs de CGT identiques, entraîneraient une diminution du coefficient d'extinction du nuage.

En conclusion de cette étude portant sur l'absorption différentielle dans des conditions de ciel nuageux, il convient de noter un aspect présent dans les FIGURES 2.13 et 2.15 (page 74 et 78 respectivement) qui n'a pas encore discuté. Les courbes représentant les conditions de ciel nuageux présentent une caractéristique distinctive que l'on pourrait décrire comme une « structure en hérisson ». En d'autres termes, il est quasiment systématique d'observer une diminution du rapport de bandes suivie d'une augmentation soudaine. Cela nous amène à nous interroger sur les facteurs à l'origine de cette structure « hérissée ».

Pour tenter d'apporter une réponse à cette question, nous avons réalisé plusieurs simulations en modifiant la fonction de phase de diffusion au sein du nuage (cette fonction décrit la répartition angulaire du rayonnement diffusé lorsqu'il rencontre une particule, voir Annexe C page 233). Pour ce faire, nous avons modifié ces fonctions de phase de diffusion en utilisant l'approche formulée par HENYEVY et al. (1941). Cette approche permet de modifier les fonctions de phase en agissant directement sur le facteur d'asymétrie noté g dans l'Eq (2.9). Le facteur d'asymétrie évalue la symétrie avant-arrière de la fonction de phase. C'est une constante qui varie entre -1 et $+1$. Lorsque $g = +1$, tout le rayonnement est diffusé vers l'avant. Si $g = -1$, la diffusion se fait exclusivement vers l'arrière. Lorsque $g = 0$, la diffusion est équivalente vers l'avant et vers l'arrière (diffusion isotrope).

$$P_{HG}(\cos(\Theta)) = \frac{1 - g^2}{(1 + g^2 - 2g \cos(\Theta))^{\frac{3}{2}}} \quad (2.8)$$

avec, P_{HG} pour fonction de phase (P) d'Heyney-Greenstein (HG) et Θ l'angle de diffusion.

La FIGURE 2.16 (page 80) montre l'effet de la fonction de phase de diffusion dans le nuage, sur les rapports de bandes, pour différentes valeurs de facteur d'asymétrie.

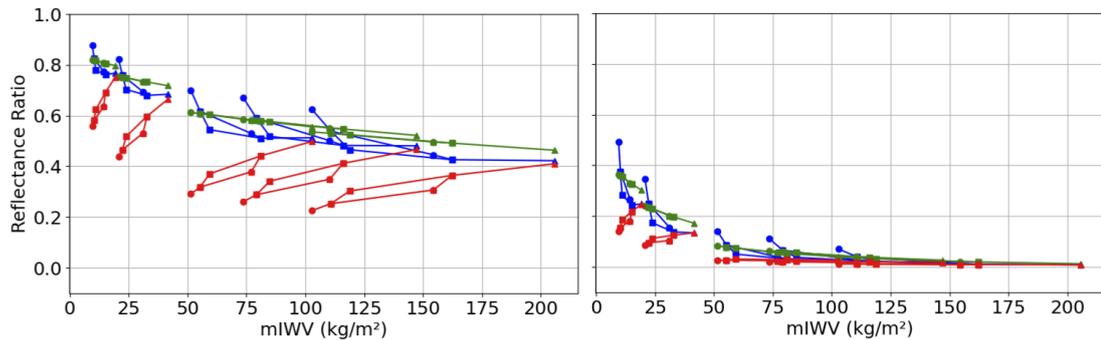


FIGURE 2.16 – Effets de la fonction de phase de diffusion sur les rapports de bandes WV/C³IEL, pour les profils de la base AFGL et différentes valeurs du facteur d’asymétrie : +1 en rouge, -1 en bleu et 0 en vert. Les points représentent les différentes configurations angulaires : VAA de 0°, SZA et VZA = [0°, 30°, 60°]. $\alpha = 20\%$. R_{MA} (à gauche) et R_{FA} (à droite). COT = 5, CTH = 5 km et CGT = 1 km.

Lorsque le facteur d’asymétrie est égal à zéro (représenté par la courbe verte), la « structure en hérisson » disparaît pour les deux rapports de bandes. Une relation linéaire entre le rapport de bandes et le contenu intégré en vapeur d’eau ($mIWW$) devient apparente. Par conséquent, il est plausible de conclure que cette structure « hérissée », s’explique en grande partie par une diffusion multiple non isotrope au sein du nuage. Cette interprétation est confirmée par les courbes rouges et bleues. Lorsque le facteur d’asymétrie tend vers +1 (illustré par la courbe rouge), un pic dominant dans la diffusion vers l’avant devient nettement discernable. En revanche, lorsque le facteur d’asymétrie tend vers -1 (représenté par la courbe bleue), un pic de diffusion vers l’arrière se manifeste. Ainsi, la diffusion multiple non isotrope dans le nuage joue dans la formation de cette « structure en hérisson ».

Ceci introduit une non-linéarité dans le problème, une caractéristique qui n’est pas prise en compte par les paramétrisations ciel clair comme celle proposée par VESPERINI et al. (1999). D’où la nécessité de développer un algorithme d’inversion plus détaillé capable de prendre en considération la complexité de la diffusion multiple au sein du nuage.

Bibliographie du présent chapitre

- ALBERT, P., R. BENNARTZ et J. FISCHER (2001). « Remote Sensing of Atmospheric Water Vapor from Backscattered Sunlight in Cloudy Atmospheres ». In : *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. DOI : [10.1175/1520-0426\(2001\)018<0865:RSOAWV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2001)018<0865:RSOAWV>2.0.CO;2).
- ANDERSON, G. P., J. H. CHETWYND et E. P. SHE (1986). « AFGL Atmospheric Constituent Profiles (0-120km) ». In : p. 47.
- BARNES, W. L., T. S. PAGANO et V. V. SALOMONSON (1998). « Prelaunch characteristics of the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) on EOS-AM1 ». In : *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, p. 1088-1100. DOI : [10.1109/36.700993](https://doi.org/10.1109/36.700993). URL : <http://ieeexplore.ieee.org/document/700993/>.
- BEZY, J.-L., G. GOURMELON, R. BESSUDO, G. BAUDIN, H. SONTAG et S. WEISS (1999). « The ENVISAT Medium Resolution Imaging Spectrometer (MERIS) ». In : IEEE, p. 1432-1434. ISBN : 978-0-7803-5207-0. DOI : [10.1109/IGARSS.1999.774655](https://doi.org/10.1109/IGARSS.1999.774655). URL : <http://ieeexplore.ieee.org/document/774655/>.
- BOSSER, P., J. VAN BAELEN et O. BOUSQUET (2022). « Routine Measurement of Water Vapour Using GNSS in the Framework of the Map-Io Project ». In : *Atmosphere*. DOI : [10.3390/atmos13060903](https://doi.org/10.3390/atmos13060903). URL : <https://www.mdpi.com/2073-4433/13/6/903>.
- BOUSQUET, O., E. LEES, J. DURAND, A. PELTIER, A. DURET, D. MEKIES, P. BOISSIER, T. DONAL, F. FLEISCHER-DOGLEY et L. ZAKARIASY (2020). « Densification of the Ground-Based GNSS Observation Network in the Southwest Indian Ocean : Current Status, Perspectives, and Examples of Applications in Meteorology and Geodesy ». In : *Frontiers in Earth Science*. DOI : [10.3389/feart.2020.566105](https://doi.org/10.3389/feart.2020.566105). URL : <https://www.frontiersin.org/article/10.3389/feart.2020.566105/full>.
- CIMINI, D., T. J. HEWISON, L. MARTIN, J. GÜLDNER, C. GAFFARD et F. S. MARZANO (2006). « Temperature and humidity profile retrievals from ground-based microwave radiometers during TUC ». In : *Meteorologische Zeitschrift*, p. 45-56. DOI : [10.1127/0941-2948/2006/0099](https://doi.org/10.1127/0941-2948/2006/0099). URL : http://www.schweizerbart.de/papers/metz/detail/15/54892/Temperature_and_humidity_profile_retrievals_from_g?af=crossref.
- CREWELL, S. et U. LÖHNERT (2003). « Accuracy of cloud liquid water path from ground-based microwave radiometry 2. Sensor accuracy and synergy ». In : *Radio Science*. DOI : [10.1029/2002RS002634](https://doi.org/10.1029/2002RS002634). URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2002RS002634>.
- DANDINI, P., C. CORNET, R. BINET, L. FENOUIL, V. HOLODOVSKY, Y. Y. SCHECHNER, D. RICARD et D. ROSENFELD (2022). « 3D cloud envelope and cloud development

- velocity from simulated CLOUD (C3IEL) stereo images ». In : *Atmospheric Measurement Techniques*, p. 6221-6242. DOI : [10.5194/amt-15-6221-2022](https://doi.org/10.5194/amt-15-6221-2022). URL : <https://amt.copernicus.org/articles/15/6221/2022/>.
- DESBOIS, M., M. CAPDEROU, L. EYMARD, R. ROCA, N. VILTARD, M. VIOLLIER et N. KAROUCHE (2007). « Megha-Tropiques : un satellite hydrométéorologique franco-indien ». In : *La Météorologie*, p. 19. DOI : [10.4267/2042/18185](https://doi.org/10.4267/2042/18185). URL : https://lameteorologie.fr/issues/2007/57/meteo_2007_57_19.
- DESCHAMPS, P.-Y., F.-M. BREON, M. LEROY, A. PODAIRE, A. BRICAUD, J.-C. BURIEZ et G. SEZE (1994). « The POLDER mission : instrument characteristics and scientific objectives ». In : *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, p. 598-615. DOI : [10.1109/36.297978](https://doi.org/10.1109/36.297978). URL : <http://ieeexplore.ieee.org/document/297978/>.
- FERRIER, P., P. CREBASSOL, G. DEDIEU, O. HAGOLLE, A. MEYRET, F. TINTO, Y. YANIV et J. HERSCOVITZ (2010). « Vegetation and environment monitoring on a new micro satellite ». In : IEEE. DOI : [10.1109/igarss.2010.5652087](https://doi.org/10.1109/igarss.2010.5652087). URL : <https://doi.org/10.1109/igarss.2010.5652087>.
- GAO, B.-C. et Y. J. KAUFMAN (2003). « Water vapor retrievals using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) near-infrared channels : WATER VAPOR RETRIEVALS USING MODIS ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. DOI : [10.1029/2002JD003023](https://doi.org/10.1029/2002JD003023). URL : <http://doi.wiley.com/10.1029/2002JD003023>.
- HENYEV, L. C. et J. L. GREENSTEIN (1941). « Diffuse radiation in the Galaxy ». In : *The Astrophysical Journal*, p. 70. DOI : [10.1086/144246](https://doi.org/10.1086/144246). URL : <http://adsabs.harvard.edu/doi/10.1086/144246>.
- HILTON, F., R. ARMANTE, T. AUGUST, C. BARNET, A. BOUCHARD, C. CAMY-PEYRET, V. CAPELLE, C. LIEVEN, C. CLERBAUX, P.-F. COHEUR, A. COLLARD, C. CREVOISIER, G. DUFOUR, D. EDWARDS, F. FAIJAN, N. FOURRIÉ, A. GAMBACORTA, M. GOLDBERG, V. GUIDARD, D. HURTMANS, S. ILLINGWORTH, N. JACQUINET-HUSSON, T. KERZENMACHER, D. KLAES, L. LAVANANT, G. MASIELLO, M. MATRICARDI, A. McNALLY, S. NEWMAN, E. PAVELIN, S. PAYAN, E. PÉQUIGNOT, S. PEYRIDIEU, T. PHULPIN, J. REMEDIOS, P. SCHLÜSSEL, C. SERIO, L. STROW, C. STUBENRAUCH, J. TAYLOR, D. TOBIN, W. WOLF et D. ZHOU (2012). « Hyperspectral Earth Observation from IASI : Five Years of Accomplishments ». In : *Bulletin of the American Meteorological Society*, p. 347-370. DOI : [10.1175/BAMS-D-11-00027.1](https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00027.1). URL : <https://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/BAMS-D-11-00027.1>.
- IASSAMEN, A., H. SAUVAGEOT, N. JEANNIN et S. AMEUR (2009). « Distribution of Tropospheric Water Vapor in Clear and Cloudy Conditions from Microwave Radiometric Profiling ». In : *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, p. 600-615. DOI : [10.1175/2008JAMC1916.1](https://doi.org/10.1175/2008JAMC1916.1). URL : <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/2008JAMC1916.1>.

- KAROL, Y., D. TANRÉ, P. GOLOUB, C. VERVAERDE, J. Y. BALOIS, L. BLAREL, T. PODVIN, A. MORTIER et A. CHAIKOVSKY (2013). « Airborne sun photometer PLASMA : concept, measurements, comparison of aerosol extinction vertical profile with lidar ». In : *Atmospheric Measurement Techniques*, p. 2383-2389. DOI : [10.5194/amt-6-2383-2013](https://doi.org/10.5194/amt-6-2383-2013). URL : <https://amt.copernicus.org/articles/6/2383/2013/>.
- KAUFMAN, Y. J. et B.-C. GAO (1992). « Remote sensing of water vapor in the near IR from EOS/MODIS ». In : *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, p. 871-884. DOI : [10.1109/36.175321](https://doi.org/10.1109/36.175321). URL : <http://ieeexplore.ieee.org/document/175321/>.
- LOUET, J. (2001). « The Envisat Mission and System ». In.
- LOUF, V., O. PUJOL, H. SAUVAGEOT et J. RIÉDI (2015). « Seasonal and diurnal water vapour distribution in the Sahelian area from microwave radiometric profiling observations : Diurnal Water Vapour Distribution in the Sahel ». In : *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, p. 2643-2653. DOI : [10.1002/qj.2550](https://doi.org/10.1002/qj.2550). URL : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/qj.2550>.
- MASCAUT, F., O. PUJOL, B. VERREYKEN, R. PERONI, J. M. METZGER, L. BLAREL, T. PODVIN, P. GOLOUB, K. SELLEGRI, T. TROY, V. DUFLOT, P. TULET et J. BRIOUDE (2022). « Aerosol characterization in an oceanic context around Reunion Island (AEROMARINE field campaign) ». In : *Atmospheric Environment*. DOI : [10.1016/j.atmosenv.2021.118770](https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2021.118770). URL : <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1352231021005926>.
- MASIELLO, G., C. SERIO, T. DELEPORTE, H. HERBIN, P. DI GIROLAMO, C. CHAMPOLLION, A. BEHRENDT, P. BOSSER, O. BOCK, V. WULFMAYER, M. POMMIER et C. FLAMANT (2013). « Comparison of IASI water vapour products over complex terrain with COPS campaign data ». In : *Meteorologische Zeitschrift*, p. 471-487. DOI : [10.1127/0941-2948/2013/0430](https://doi.org/10.1127/0941-2948/2013/0430).
- MEZA, A., L. MENDOZA, M. P. NATALI, C. BIANCHI et L. FERNÁNDEZ (2020). « Diurnal variation of precipitable water vapor over Central and South America ». In : *Geodesy and Geodynamics*, p. 426-441. DOI : [10.1016/j.geog.2020.04.005](https://doi.org/10.1016/j.geog.2020.04.005). URL : <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1674984720300719>.
- PLANA-FATTORI, A., M. LEGRAND, D. TANRÉ, C. DEVAUX, A. VERMEULEN et P. DUBUISSON (1998). « Estimating the Atmospheric Water Vapor Content from Sun Photometer Measurements ». In : *Journal of Applied Meteorology*, p. 790-804. DOI : [10.1175/1520-0450\(1998\)037<0790:ETAWVC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1998)037<0790:ETAWVC>2.0.CO;2). URL : [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0450\(1998\)037%3C0790:ETAWVC%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0450(1998)037%3C0790:ETAWVC%3E2.0.CO;2).

- POUGATCHEV, N., T. AUGUST, X. CALBET, T. HULTBERG, O. ODULEYE et G. BINGHAM (2009). « IASI temperature and water vapor retrievals – error assessment and validation ». In : *Atmos. Chem. Phys.*
- RAO, T. N., K. SUNILKUMAR et A. JAYARAMAN (2013). « Validation of humidity profiles obtained from SAPHIR, on-board Megha-Tropiques ». In : *CURRENT SCIENCE*.
- RIEDI, J., L. MCHAREK, P. DUBUISSON, F. PAROL et F. THIEULEUX (2013). « Remote Sensing of Tropospheric Total Column Water Vapor : Intercomparison of POLDER, AMSR-E and MODIS Retrievals ». In : *AIP Conference Proceedings*. DOI : [10.1063/1.4804780](https://doi.org/10.1063/1.4804780).
- SCHLÜSSEL, P. et M. GOLDBERG (2002). « Retrieval of atmospheric temperature and water vapour from IASI measurements in partly cloudy situations ». In : *Advances in Space Research*, p. 1703-1706. DOI : [10.1016/S0273-1177\(02\)00101-1](https://doi.org/10.1016/S0273-1177(02)00101-1). URL : <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0273117702001011>.
- SCHRÖDER, M., M. LOCKHOFF, F. FELL, J. FORSYTHE, T. TRENT, R. BENNARTZ, E. BORBAS, M. G. BOSILOVICH, E. CASTELLI, H. HERSBACH, M. KACHI, S. KOBAYASHI, E. R. KURSINSKI, D. LOYOLA, C. MEARS, R. PREUSKER, W. B. ROSSOW et S. SAHA (2018). *The GEWEX Water Vapor Assessment archive of water vapour products from satellite observations and reanalyses*. preprint. Atmosphere – Meteorology. DOI : [10.5194/essd-2017-128](https://doi.org/10.5194/essd-2017-128). URL : <https://essd.copernicus.org/preprints/essd-2017-128/essd-2017-128.pdf>.
- SHERWOOD, S. C., V. T. J. PHILLIPS et J. S. WETTLAUFER (2006). « Small ice crystals and the climatology of lightning ». In : *Geophysical Research Letters*, p. L05804. DOI : [10.1029/2005GL025242](https://doi.org/10.1029/2005GL025242). URL : <http://doi.wiley.com/10.1029/2005GL025242>.
- TORRES, B., V. E. CACHORRO, C. TOLEDANO, J. P. ORTIZ DE GALISTEO, A. BERJÓN, A. M. DE FRUTOS, Y. BENNOUNA et N. LAULAINEN (2010). « Precipitable water vapor characterization in the Gulf of Cadiz region (southwestern Spain) based on Sun photometer, GPS, and radiosonde data ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. DOI : [10.1029/2009JD012724](https://doi.org/10.1029/2009JD012724). URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2009JD012724>.
- VESPERINI, M., F.-M. BREON et D. TANRE (1999). « Atmospheric Water Vapor Content from Spaceborne POLDER Measurements ». In : *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. DOI : [10.1109/36.763275](https://doi.org/10.1109/36.763275).

Chapitre 3

La méthode d'estimation optimale et son application sur des cas idéalisés

Sommaire du présent chapitre

3.1 La Méthode d'Estimation Optimale	86
3.1.1 Le formalisme général	86
3.1.2 Recherche d'une solution optimale	89
3.1.3 Les critères de convergence	93
3.1.4 La caractérisation des incertitudes	94
3.2 Vecteur mesure, vecteur d'état et modèle atmosphérique	97
3.2.1 Le vecteur mesure et le vecteur d'état	97
3.2.2 Le modèle de nuage utilisé pour l'inversion	98
3.2.3 Le principe de l'inversion de l'IWV AC	98
3.3 Restitutions à partir de profils idéalisés	101
3.3.1 Base de données idéalisées, AFGL	101
3.3.2 Sensibilité des luminances des canaux C ³ IEL au COT et à l'IWV AC	104

3.3.3 Restitution de COT et de l'IWV AC sur des cas idéalisés	107
---	-----

3.1 La Méthode d'Estimation Optimale

Habituellement, la restitution des propriétés des nuages s'appuie sur l'utilisation de tables d'interpolation, pré-calculées, pour réduire le temps de calculs. Cependant, cette technique ne permet pas de prendre en considération les incertitudes sur les mesures et les modèles. Par conséquent, il est de plus en plus demandé de développer des outils plus complexes permettant la prise en compte de ces incertitudes. La Méthode d'Estimation Optimale (MEO), dont le formalisme est décrit dans le livre « Inverse methods for atmospheric sounding » (RODGERS 2000), est une méthode très utilisée dans l'inversion des mesures satellitaires (e.g., COOPER et al. 2003; POULSEN et al. 2012; SOURDEVAL, C.-LABONNOTE et al. 2013; SOURDEVAL, C.-LABONNOTE et al. 2015; WANG et al. 2016). Cette méthode permet une estimation d'un ou plusieurs paramètres à partir de différentes mesures. Elle permet également de caractériser l'incertitude sur les paramètres restitués en tenant compte des erreurs liées aux instruments et aux paramètres supposés connus que l'on appelle paramètres fixes du modèle direct. Dans les sections qui suivent, je vais présenter un résumé du formalisme de cette méthode.

3.1.1 Le formalisme général

L'objectif de cette méthode est de trouver la valeur la plus probable des paramètres inconnus que l'on cherche à restituer. Ces paramètres sont regroupés dans un vecteur que l'on nomme « vecteur d'état » et qui est noté « x ». Cette solution est obtenue lorsque l'on parvient à minimiser la différence entre la mesure et le modèle direct ou lorsque la valeur restituée diffère très peu entre deux itérations successives.

$$y = F(x, b) + \epsilon \quad (3.1)$$

L'Eq (3.1), décrit le formalisme général de la MEO. Dans cette équation, « y » représente le « vecteur mesure », i.e., le vecteur qui contient les mesures, dans notre cas, les luminances solaires obtenues par les imageurs proche infrarouge (SWIR) dédiés à la vapeur d'eau, dans les bandes spectrales sélectionnées pour la mission C³IEL. « x » représente le vecteur d'état qui contient, dans notre cas, l'épaisseur optique du nuage (notée COT) et le contenu intégré en vapeur d'eau au-dessus du nuage (noté IWV AC).

« b » représente les paramètres fixes (paramètres supposés connus dans le modèle direct), « F » représente le modèle direct, c'est à dire le modèle d'atmosphère et de nuage supposé ainsi que le code de transfert radiatif utilisé (voir Annexe C page 233), ici, le code adding-doubling (DEHAAN et al. 1987) présent dans la base de données Atmospheric Radiative Transfer Database for Earth and Climate Observation (ARTDECO). « ϵ » représente le vecteur qui contient les incertitudes : celles liées à la mesure, aux paramètres fixes ainsi qu'au modèle direct. Pour simplifier les calculs et le développement de l'algorithme d'inversion, les incertitudes dues au modèle direct ne seront pas traitées ici.

L'estimation optimale utilise des densités de probabilités (Probability Density Function (PDF) en anglais) pour décrire les erreurs liées aux mesures et aux connaissances *a priori*. Une approche probabiliste bayésienne est appliquée (Théorème de Bayes, Eq. (3.2)). Ce théorème nous permet de trouver l'équation qui relie ces PDFs entre elles.

$$P(x|y) = \frac{P(y|x).P(x)}{P(y)} \quad (3.2)$$

Avec, $P(x)$ la PDF du vecteur d'état x , $P(y)$ la PDF du vecteur mesure y , $P(y|x)$ représente la PDF du vecteur mesure pour un état x et $P(x|y)$ représente la PDF du vecteur d'état x si la mesure est y , c'est donc ce que l'on cherche à obtenir.

La FIGURE 3.1 (page 88) issue du livre de RODGERS (2000), illustre le principe du théorème de Bayes et de la MEO. Elle donne une représentation visuelle de la connexion entre ces différents espaces.

La grande ellipsoïde, centrée en x_a , représente l'espace des états *a priori*, qui définit l'espace probable dans lequel la solution recherchée se trouve, $P(x)$. Le cylindre met en évidence l'ensemble des états cohérents avec la mesure et le modèle direct compte tenu des incertitudes expérimentales, $P(x|y)$. La petite ellipsoïde illustre les états qui s'accordent à la fois avec l'espace des états *a priori* et la mesure, i.e., l'espace *a posteriori*, $P(y|x)$.

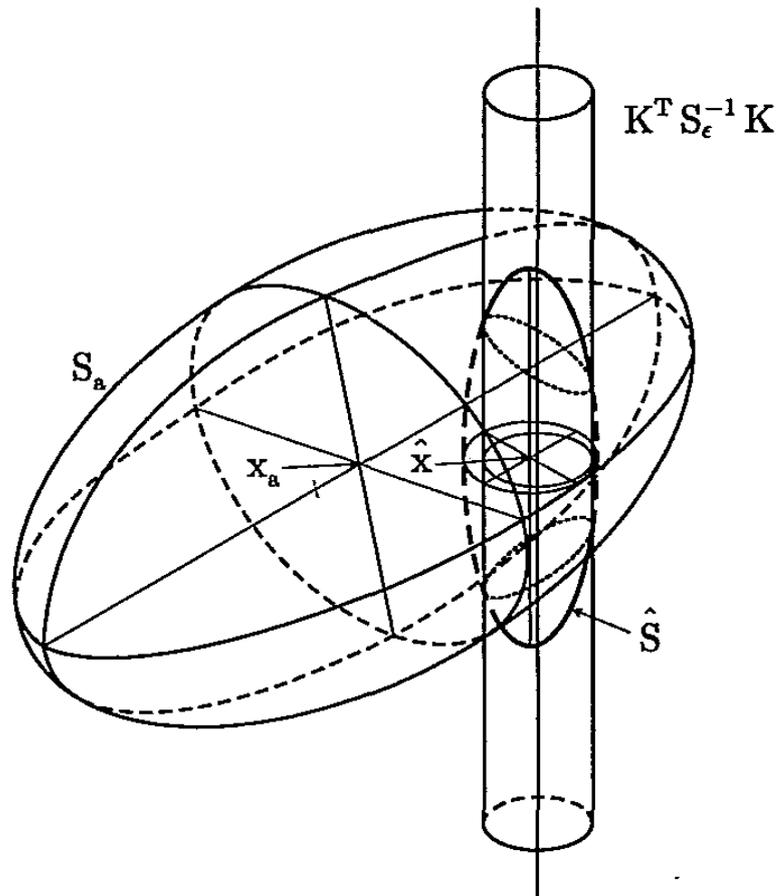


FIGURE 3.1 – Illustration du concept de la MEO et de la relation entre l'espace des états *a priori*, l'espace des mesures projeté dans l'espace des états ainsi que l'espace des états *a posteriori*. La grande ellipsoïde définit la PDF *a priori*, le cylindre caractérise la PDF correspondant à l'état déterminé par la mesure, et la petite ellipsoïde représente la PDF *a posteriori*. Cette figure est tirée du livre de RODGERS (2000).

3.1.2 Recherche d'une solution optimale, optimisation par la méthode des Moindres Carrés

La méthode de minimisation que nous utiliserons dans l'algorithme d'inversion est la méthode de « Gauss-Newton ». Dans la Méthode d'Estimation Optimale (MEO), nous supposons des PDFs gaussiennes, i.e., les erreurs liées aux mesures et aux connaissances *a priori* sont définies selon une loi gaussienne. La PDF définie pour le vecteur d'état *a priori* est donc décrite par l'Eq (3.3).

$$P(x) = \frac{\exp\left(-\frac{1}{2}[x - x_a]^T S_a^{-1}[x - x_a]\right)}{(2\pi)^{n/2}|S_a|^{1/2}} \quad (3.3)$$

Avec, x le paramètre inconnu que l'on cherche à restituer, x_a la connaissance *a priori* du vecteur d'état et S_a la matrice de variance-covariance contenant les erreurs liées à la connaissance *a priori* et représentant notre confiance dans la connaissance *a priori* de x . n représente la dimension du vecteur d'état.

Si on considère une matrice de variance-covariance S_ϵ contenant les incertitudes liées aux mesures et aux paramètres fixes du modèle direct, on peut définir $P(y|x)$ de la façon suivante :

$$P(y|x) = \frac{\exp\left(-\frac{1}{2}[y - F(x)]^T S_\epsilon^{-1}[y - F(x)]\right)}{(2\pi)^{m/2}|S_\epsilon|^{1/2}} \quad (3.4)$$

Dans l'Eq (3.4), m représente la dimension du vecteur mesure.

Si on injecte l'Eq (3.3) et l'Eq (3.4) dans le théorème de Bayes (Eq (3.2)) on peut en déduire une équation pour la PDF associée à l'erreur *a posteriori* $P(x|y)$:

$$P(x|y) = \frac{1}{P(y)} \frac{\exp\left(-\frac{1}{2}[y - F(x)]^T S_\epsilon^{-1}[y - F(x)]\right)}{(2\pi)^{m/2}|S_\epsilon|^{1/2}} \frac{\exp\left(-\frac{1}{2}[x - x_a]^T S_a^{-1}[x - x_a]\right)}{(2\pi)^{n/2}|S_a|^{1/2}} \quad (3.5)$$

Dans la pratique, on peut faire abstraction du terme $P(y)$ de l'Eq (3.5).

Dans la méthode présentée, ce terme agit comme un facteur de normalisation de la PDF *a posteriori*, et étant uniquement dépendant de y il n'influencera pas de façon significative l'estimation de x . Ce qui nous permet de simplifier cette équation afin d'obtenir l'équation suivante :

$$P(x|y) \propto C \exp\left(-\frac{1}{2}([y - F(x)]^T S_e^{-1} [y - F(x)] + [x - x_a]^T S_a^{-1} [x - x_a])\right) \quad (3.6)$$

avec,

$$C = \left(\frac{1}{(2\pi)^{m/2} |S_e|^{1/2}} \frac{1}{(2\pi)^{n/2} |S_a|^{1/2}} \right) \quad (3.7)$$

L'objectif est de trouver la meilleure estimation du vecteur d'état qui correspond à l'état le plus probable, i.e., l'estimation pour laquelle $P(x|y)$ est maximale.

Ce maximum correspond au minima du terme dans l'exponentielle de l'Eq (3.6). Ce terme s'appelle la fonction de coût notée $J(x)$, Eq (3.8).

$$J(x) = [y - F(x)]^T S_e^{-1} [y - F(x)] + [x - x_a]^T S_a^{-1} [x - x_a] \quad (3.8)$$

La fonction de coût est composée de deux parties, la première est liée à l'espace des mesures et la seconde à l'espace des états. Si nous nous concentrons sur la première partie de l'Eq (3.8), la fonction de coût est minimisée pour un écart entre la mesure (y) et le modèle direct ($F(x)$), le plus faible possible. Le terme S_e permet de tenir compte des incertitudes liées aux mesures et aux paramètres fixes. La deuxième partie de l'Eq (3.8) indique que la fonction de coût sera minimisée si la différence entre le vecteur d'état (x) et le vecteur d'état *a priori* (x_a) est aussi faible en considérant les incertitudes liées à la connaissance *a priori* S_a . Ceci signifie que la solution optimale tient compte de l'intervalle autorisé défini dans S_a . Par conséquent, si notre connaissance *a priori* est faible, S_a est considéré comme très grand, ainsi le second terme de la fonction de coût devient négligeable.

Le minimum de la fonction de coût est obtenu lorsque sa dérivée première par rapport à x est égale à zéro :

$$g(x) = \frac{dJ(x)}{dx} = \frac{d}{dx} \left([y - F(x)]^T S_\epsilon^{-1} [y - F(x)] + [x - x_a]^T S_a^{-1} [x - x_a] \right) = 0 \quad (3.9)$$

donc,

$$g(x) = -[\nabla_x F(x)]^T S_\epsilon^{-1} [y - F(x)] + S_a^{-1} [x - x_a] = 0 \quad (3.10)$$

∇_x représente le gradient par rapport au vecteur d'état. En définissant, le Jacobien $K(x) = \nabla_x F(x)$, on obtient l'Eq (3.11) :

$$g(x) = -K^T(x) S_\epsilon^{-1} [y - F(x)] + S_a^{-1} [x - x_a] = 0 \quad (3.11)$$

On peut résoudre l'Eq (3.11) de manière numérique en utilisant une méthode itérative appelée « méthode de Gauss-Newton ».

Nous avons choisi d'utiliser cette méthode parce qu'elle est relativement simple à mettre en oeuvre et qu'elle est opérationnelle pour les problèmes non linéaires.

De manière générale, le vecteur d'état, en suivant la méthode itérative de Gauss-Newton, peut s'exprimer de la manière suivante :

$$x_{i+1} = x_i - (\nabla_x g(x_i))^{-1} g(x_i) \quad (3.12)$$

Dans l'Eq (3.12), il nous faut calculer la dérivée première de g par rapport à x , on a donc :

$$\nabla_x g(x_i) = S_a^{-1} + K^T S_\epsilon^{-1} K - (\nabla_x K^T) S_\epsilon^{-1} [y - F(x)] \quad (3.13)$$

Dans le cas d'un problème non linéaire, le dernier terme de l'Eq (3.13) est petit devant les deux autres termes de l'équation, ainsi, il devient possible de négliger ce terme. L'Eq (3.13) peut donc s'écrire comme suit :

$$\nabla_x g(x_i) = S_a^{-1} + K^T S_\epsilon^{-1} K \quad (3.14)$$

Ainsi, si nous appliquons l'Eq (3.11) et l'Eq (3.14) dans l'Eq (3.12) on obtient l'équation suivante :

$$x_{i+1} = x_i + \left(S_a^{-1} + K_i^T S_\epsilon^{-1} K_i \right)^{-1} \left(K_i^T S_\epsilon^{-1} [y - F(x_i)] - S_a^{-1} [x_i - x_a] \right) \quad (3.15)$$

K_i représente le Jacobien calculé à chaque itération i .

l'Eq (3.15) peut s'écrire aussi de la manière suivante :

$$x_{i+1} = x_i + S_x \left(K_i^T S_\epsilon^{-1} [y - F(x_i)] - S_a^{-1} [x_i - x_a] \right) \quad (3.16)$$

Avec S_x la matrice de variance-covariance du vecteur d'état. La racine carrée de S_x nous renseigne sur l'erreur *a posteriori* commise sur le vecteur d'état (donc sur les paramètres restitués).

S_x est décrit par l'Eq (3.17). Voir le chapitre 3 « Error Analysis and Characterization » du livre de RODGERS (2000) pour en savoir plus sur les étapes pour la détermination de S_x .

$$S_x = \left(S_a^{-1} + K_i^T S_\epsilon^{-1} K_i \right)^{-1} \quad (3.17)$$

La section 3.4 sur la « Caractérisation des incertitudes » présente les autres matrices de variance-covariance qui interviennent également dans le processus d'inversion.

3.1.3 Les critères de convergence

Le processus itératif s'arrête lorsque le vecteur mesure simulé est le plus proche possible du vecteur mesure observé, i.e., lorsque l'algorithme d'inversion vient à converger vers une solution optimale. On peut identifier deux types de critères de convergence. Le premier critère consiste à minimiser la différence entre la mesure (y) et le modèle direct ($F(x)$). En supposant que l'effet de la connaissance *a priori* sur l'inversion est négligeable et en normalisant par la dimension du vecteur mesure (n), Eq (3.18).

$$\frac{[y - F(x_i)]^T S_\epsilon^{-1} [y - F(x_i)]}{n} \leq 1 \quad (3.18)$$

Le deuxième critère consiste à arrêter le processus d'inversion lorsque la différence entre deux itérations successives, pondérées par S_x est inférieure à la dimension du vecteur d'état (m), Eq (3.19).

$$[x_{i+1} - x_i]^T S_x^{-1} [x_{i+1} - x_i] \leq m \quad (3.19)$$

Dans l'algorithme d'inversion que j'ai développé au cours de ma thèse, le critère décrit par l'Eq (3.18) est la première condition à être vérifiée. En général, cette condition est suffisante pour qu'il y ait convergence vers la solution optimale. Cependant, il peut arriver que l'algorithme d'inversion ne permettent pas de réduire l'écart entre la mesure et la valeur simulée par le modèle direct en dessous seuil de convergence défini, i.e., la dimension (n) du vecteur mesure.

Ce « problème de convergence » peut provenir d'une (éventuelle) représentation insuffisante des incertitudes liées aux paramètres fixes du modèle direct, entre autres causes. C'est dans ces situations que le deuxième critère (Eq (3.19)) entre en jeu. Celui-ci va considérer, en minimisant l'écart entre deux valeurs successives du vecteur d'état, que la solution la plus probable a été atteinte (tout en tenant compte du fait que la valeur simulée par le modèle direct coïncide le plus possible avec la mesure).

3.1.4 La caractérisation des incertitudes : Les matrices de variance-covariance

Dans la Méthode d'Estimation Optimale (MEO), les incertitudes sont représentées dans des matrices de variance-covariance. Les matrices de variance-covariance caractérisent la largeur des PDFs. Elles jouent un rôle fondamental dans le processus d'inversion.

S_ϵ (Eq (3.20)) va conditionner l'écart rendu possible entre les mesures et les simulations par les erreurs liées aux mesures et les paramètres fixes (ou paramètres non inversés). Cette matrice aura donc une influence directe sur le résultat de l'inversion.

$$S_\epsilon = S_y + S_{fp} + S_F \quad (3.20)$$

Comme indiqué au début de la section sur le formalisme de la MEO, et bien qu'elles puissent être importantes (MATAR et al. 2023), les incertitudes sur le modèle direct (S_F) ne seront pas considérées, à ce stade de développement de la méthode, afin de simplifier les calculs et le développement de l'algorithme.

Il reste donc les termes S_y et S_{fp} qui représentent respectivement les matrices de variance-covariance liées aux incertitudes des mesures et celles liées aux paramètres fixes. Les erreurs entre les mesures à différentes longueurs d'onde sont supposées indépendantes, ce qui implique que la matrice de variance-covariance liée aux incertitudes sur la mesure (S_y) est diagonale et a pour dimension ($n \times n$), avec n la dimension du vecteur mesure. Dans notre cas, $n = 3$ car nous utilisons trois bandes spectrales.

Les termes diagonaux de cette matrice sont donc calculés en prenant le carré de l'écart-type des incertitudes de mesure (Eq (3.21) et Eq (3.22)).

$$\sigma_{yi} = R_{\lambda i} \cdot Err_y \quad (3.21)$$

avec, $R_{\lambda i}$ la luminance mesurée pour les bandes spectrales SWIR de la mission C³IEL et Err_y qui caractérise l'incertitude sur le vecteur mesure. Donc,

$$S_y = \begin{bmatrix} \sigma_{y1}^2 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{y2}^2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{y3}^2 \end{bmatrix} \quad (3.22)$$

Comme dans tout problème d'inversion, des paramètres ne sont pas restitués en raison d'informations insuffisantes dans le vecteur mesure. Leurs valeurs sont donc supposées connues et/ou peuvent être déterminées à partir d'informations complémentaires. Dans notre cas, il s'agit de l'albédo de surface (Alb), de l'altitude du sommet du nuage (CTH), du rayon effectif (R_{eff}) des gouttelettes d'eau dans le nuage et du diamètre effectif (D_{eff}) des cristaux de glace dans le nuage, dans le cas des nuages mixtes. Ces quatre paramètres non inversés seront considérés comme connus et fixes dans le modèle direct avec une incertitude sur chacun d'eux. Ces incertitudes sont définies dans la matrice de variance-covariance liée aux paramètres fixes (S_{fp}). S_{fp} est obtenu en calculant le Jacobien, c'est-à-dire la sensibilité du modèle aux paramètres non inversés. Le Jacobien est ensuite multiplié par sa transposée et une matrice diagonale (S_b) qui contient l'écart-type au carré de chaque paramètre fixes, voir les équations suivantes.

$$S_{fp} = K_b S_b K_b^T \quad (3.23)$$

avec,

$$K_b = \left. \frac{dF(b)}{db} \right|_x = \left. \frac{F(b+db) - F(b)}{db} \right|_x \quad (3.24)$$

où $db = 1\%$ de b .

En effet, nous avons choisi de regarder la sensibilité de chaque paramètre fixes pour une variation de 1%, car les équations sont localement suffisamment linéaires pour qu'une variation de 1% permette d'approximer le Jacobien avec une précision suffisante.

et,

$$S_b = \begin{bmatrix} \sigma_{CTH}^2 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{Alb}^2 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{Reff}^2 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \sigma_{Def}^2 \end{bmatrix} \quad (3.25)$$

Les termes σ_b dans l'Eq (3.25) sont obtenus en calculant le produit du paramètre fixe concerné par l'incertitude qu'on lui a attribué.

Enfin, nous associons également à nos connaissances *a priori* une matrice de variance-covariance (S_a) qui représente notre confiance dans cette connaissance *a priori*. Cette matrice est définie de la même suivante :

$$S_a = \begin{bmatrix} \sigma_{COT}^2 & 0 \\ 0 & \sigma_{IWVAC}^2 \end{bmatrix} \quad (3.26)$$

avec, σ_{COT} et σ_{IWVAC} obtenus en multipliant le vecteur d'état x par l'erreur *a priori* arbitrairement choisi.

L'objectif de notre algorithme d'inversion est de restituer l'épaisseur optique du nuage (COT) et le contenu en vapeur d'eau au-dessus des nuages (IWV AC). Le contenu en vapeur d'eau étant fortement variable dans l'atmosphère, nous avons arbitrairement choisi une erreur sur nos connaissances *a priori* très importante, qui implique un S_a très grand. Dans les Eqs (3.8), (3.16) et (3.17), où l'inverse de S_a intervient, les termes dominants seront donc les termes qui dépendent de y , $F(x)$ et S_ϵ .

3.2 Vecteur mesure, vecteur d'état et modèle d'atmosphère établi pour l'inversion

La restitution de la vapeur d'eau dans le contexte de la mission C³IEL est fondée sur l'exploitation de trois bandes spectrales dans le proche infrarouge (SWIR). Une bande spectrale non absorbante, qui nous permettra de restituer l'épaisseur optique « Total » du nuage notée COT, et deux bandes spectrales absorbantes, qui nous permettront de restituer le contenu intégré en vapeur d'eau au-dessus du nuage noté IWV AC.

3.2.1 Le vecteur mesure et le vecteur d'état

Le vecteur mesure, désigné par y dans la MEO, va regrouper les valeurs de luminance obtenues à partir des imageurs WV/C³IEL (valeurs simulées dans notre contexte). Par conséquent, y sera composé des luminances fournies par les bandes spectrales centrées autour de $1,04 \mu\text{m}$, $1,13 \mu\text{m}$ et $1,37 \mu\text{m}$, notées respectivement $L_{1,04}$, $L_{1,13}$ et $L_{1,37}$. En ce qui concerne le vecteur d'état, il contiendra les paramètres recherchés, à savoir le COT et l'IWV AC.

L'algorithme développé suit deux étapes (voir la section 5.6 du chapitre 5, page 146 pour la justification). Dans un premier temps, on cherchera à restituer le COT à partir de la mesure à $1,04 \mu\text{m}$. On procédera ensuite à la restitution de l'IWV AC à partir des mesures fournies par les bandes spectrales à $1,13$ et $1,37 \mu\text{m}$. L'idée étant de réinjecter dans le vecteur d'état, durant le processus d'inversion de l'IWV AC, la valeur de l'épaisseur optique restituée précédemment ainsi que l'erreur *a posteriori* associée calculée à partir de la matrice de variance-covariance *a posteriori* notée S_x . Cette approche permettra au COT de varier légèrement pendant le processus d'inversion de l'IWV AC.

Par conséquent, le vecteur mesure pour la restitution du COT sera de dimension 1, avec pour seul élément la luminance à $1,04 \mu\text{m}$. Le vecteur d'état sera également de dimension 1 et donc composé également d'un seul élément, le COT que l'on cherche à restituer. En ce qui concerne la restitution de l'IWV AC, le vecteur mesure sera de dimension 3, contenant par conséquent, les trois mesures fournies par les imageurs WV/C³IEL. Le vecteur d'état correspondant sera quant à lui de dimension 2, incorporant les deux paramètres que l'on cherche à restituer, à savoir le COT et l'IWV AC.

3.2.2 Le modèle de nuage utilisé pour l'inversion

Le modèle de nuage utilisé pour réaliser l'inversion est un nuage parallèle homogène avec un rayon effectif moyen pour les gouttelettes d'eau, fixé à $10 \mu\text{m}$, et une altitude pour la base du nuage (CBH) fixée à 0 km. L'épaisseur optique du nuage et le rayon effectif, dans le code de Transfert Radiatif (TR), sont horizontalement et verticalement homogènes. Comme dit précédemment, 3 « paramètres fixes du modèle direct » sont à déterminer : l'albédo de surface fixé à 0,001 avec une incertitude de 10% (valeur arbitraire), l'altitude du sommet du nuage (CTH) est supposée connue à partir de la stéréo-restitution obtenus à partir des imageurs CLOUD avec une incertitude de $\pm 40 \text{ m}$ (DANDINI et al. 2022), et le R_{eff} fixé comme indiqué précédemment, à $10 \mu\text{m}$ avec une incertitude de 50% (valeur arbitraire).

Avant d'aborder la section traitant de la restitution dans des scénarios idéalisés, une brève explication du principe utilisé pour estimer l'IWV AC sera présentée.

3.2.3 Le principe de l'inversion de l'IWV AC

Comme expliqué dans la section qui présente le principe de la MEO, l'objectif est de minimiser l'écart quadratique entre la luminance mesurée et celle simulée par le modèle direct. On part d'une valeur *a priori* pour le COT et l'IWV AC et à chaque itération ces paramètres sont ajustés afin d'obtenir une luminance simulée la plus proche possible de celle mesurée.

Le COT est un paramètre d'entrée du modèle de TR et peut y être ajusté directement à chaque itération. En revanche, l'IWV AC n'est pas directement un paramètre d'entrée du modèle de TR. C'est le profil de vapeur d'eau qui doit être ajusté. À chaque itération, un facteur multiplicatif est donc appliqué au profil de vapeur d'eau. Ce coefficient est obtenu en calculant le rapport entre l'IWV AC estimé à la fin de l'itération $i + 1$ et celui estimé à la fin de l'itération i (Eqs 3.27 et 3.28).

Si ce coefficient est inférieur à 1, on diminue la concentration en vapeur d'eau dans le profil et s'il est supérieur à 1, on augmente la concentration.

$$WV(Z)^{i+1} = \beta WV(Z)^i \quad (3.27)$$

avec,

$$\beta = \frac{IWVAC^{i+1}}{IWVAC^i} \quad (3.28)$$

La FIGURE 3.2 (page 100) illustre le principe appliqué sur le profil de vapeur d'eau pour l'inversion de l'IWV AC.

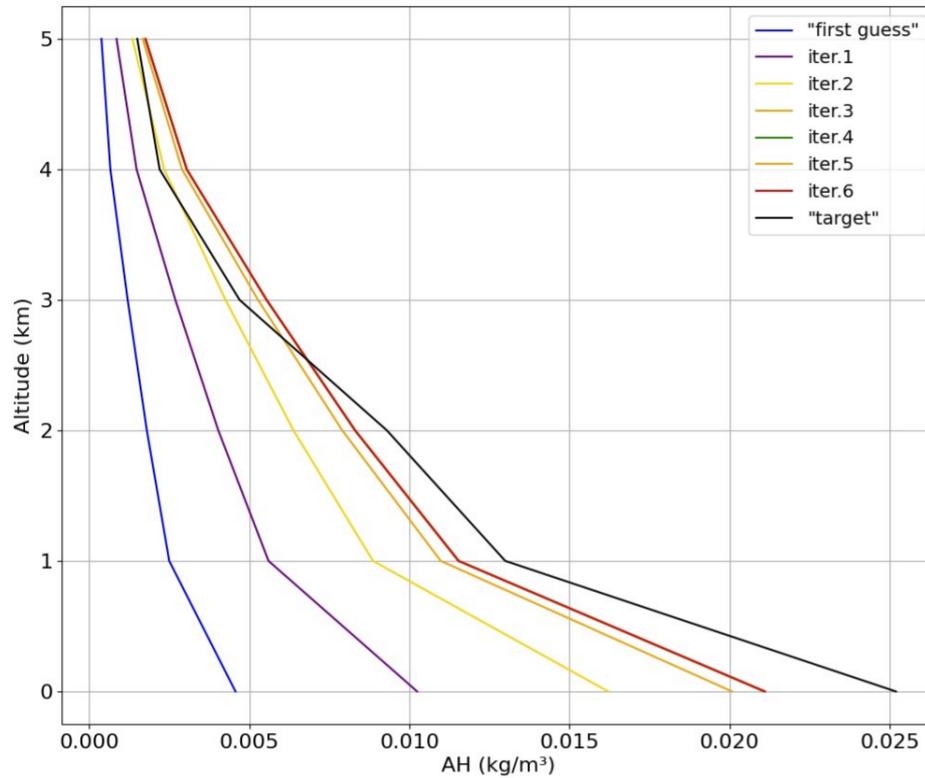


FIGURE 3.2 – Ajustement du profil de vapeur d'eau par un coefficient multiplicatif verticalement uniforme. L'inversion commence avec un profil de vapeur d'eau dit « first guess » (courbe bleue). La courbe noire représente le profil cible, i.e., le profil supposé réel (au moment de l'acquisition) et les courbes en couleur représentent le profil de vapeur d'eau ajusté à chaque itération. La flèche noire indique le sens vers lequel va l'algorithme. Le profil de départ est plus sec que le profil cible, il faut donc rendre le profil initial « plus humide ».

Dans la section qui suit, je vais présenter la base de données utilisée pour tester l'algorithme dans des cas idéalisés. Ensuite, je vais montrer la variation des luminances des trois bandes spectrales C³IEL en fonction des paramètres à restituer. Enfin, je montrerai des résultats de l'inversion à partir des profils de la base de données idéalisées.

3.3 Restitutions à partir de profils idéalisés

L'algorithme d'inversion a dans un premier temps été testé sur des profils idéalisés dits « ciel clair ». Il s'agit de profils de vapeur d'eau obtenus en ciel clair dans lesquels on va introduire, artificiellement, un nuage avec l'hypothèse d'une humidité relative de 100%. Dans cette section, je vais présenter succinctement la base de données idéalisées issue de « Air Force Geophysics Laboratory » (AFGL) puis, les résultats des tests effectués avec cette base de données. Ces résultats ont fait l'objet d'une présentation orale à l'International Radiation Symposium (IRS), à Thessalonique le 8 Juillet 2022.

3.3.1 Base de données idéalisées, AFGL

La base de données AFGL (ANDERSON et al. 1986) comprend six profils atmosphériques moyens ciel clair. Ces profils sont issus de plusieurs radiosondages réalisés à différentes latitudes et saisons puis moyennés par latitude et saison.

Dans le chapitre 2, section du radiomètre micro-onde, je montre l'évolution temporelle du profil d'humidité relative, pour le mois de Mars 2020 à Villeneuve d'Ascq. Sur cette figure, on peut voir que l'humidité relative dans le nuage vaut 100%. À partir de ce constat, dans l'algorithme d'inversion, nous avons choisi de faire l'hypothèse que le RH dans le nuage vaut 100%. Pour cela, j'ai implémenté une fonction permettant de modifier le profil d'humidité dans la zone nuageuse à partir des équations de pression de vapeur saturante (BOLTON 1980; OMM 2018) et de la loi des gaz parfaits.

La pression de vapeur saturante, dépendante de la température, est calculée par :

$$e_s(T) = 6,112 \exp\left(\frac{17,67T}{243,5 + T}\right) \quad (3.29)$$

Sachant que l'humidité relative est le rapport entre la pression partielle de vapeur d'eau et la pression de vapeur saturante, pour avoir un RH à 100% il faut que la pression partielle de vapeur d'eau soit égale à la pression de vapeur saturante.

Ainsi, à l'aide de la loi des gaz parfaits et la masse molaire de l'eau, on peut calculer la quantité de vapeur d'eau en kg m^{-3} lorsque le $\text{RH} = 100\%$ dans le nuage (Eq (3.30)).

$$AH(\text{kg}/\text{m}^3) = \frac{e_s(T)}{R_v T} \quad (3.30)$$

Avec R_v la constante des gaz pour la vapeur d'eau qui vaut $461 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$. Le profil de température utilisé est celui associé au profil sur lequel on souhaite appliquer l'hypothèse d'un RH à 100% dans le nuage. Lors du processus d'inversion, le profil de température du profil cible n'est pas utilisé pour ajuster le profil dans le nuage du profil « first guess ». Si le profil « first guess » est le profil SAS, alors le profil de température utilisé sera celui du profil SAS.

La FIGURE 3.3 (page 102) montre les six profils d'humidité absolue de cette base de données, ainsi que la distribution du contenu intégré en vapeur d'eau au-dessus du nuage (IWV AC), calculé à partir des six profils pour dix altitudes du sommet du nuage (CTH) fixées arbitrairement entre 1 et 10 km.

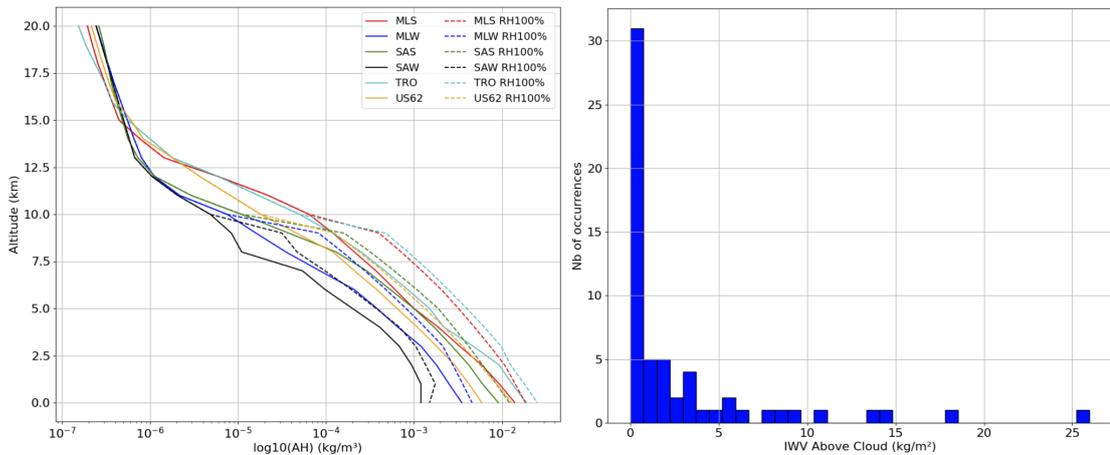


FIGURE 3.3 – Profils d'humidité absolue (en échelle logarithmique) de la base AFGL à gauche. Les courbes en traits pleins représentent les profils sans l'hypothèse d'un RH à 100% dans le nuage. Les courbes en pointillées illustrent, pour chaque profil, le profil d'humidité absolue avec l'hypothèse d'un RH à 100% dans le nuage dans le cas où le sommet du nuage est fixé à 10 km d'altitude. Distribution de l'IWV AC pour 10 altitudes de nuages sur les six profils (à droite).

Le TABLEAU 3.1 (page 103) montre le calcul de l'IWV « Total » (pour CTH à 0 km) et au-dessus du nuage pour chaque CTH.

SAW	CTH (km)	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	IWV (kg/m ²)	4,21	3,01	1,94	1,13	0,59	0,28	0,14	0,06	0,023	0,02	0,01
MLW	CTH (km)	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	IWV (kg/m ²)	8,65	5,65	3,5	2	1,07	0,55	0,26	0,11	0,05	0,024	0,012
US62	CTH (km)	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	IWV (kg/m ²)	14,37	9,33	5,78	3,43	1,98	1,11	0,6	0,31	0,14	0,06	0,03
SAS	CTH (km)	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	IWV (kg/m ²)	21,16	13,61	8,51	5,07	2,87	1,52	0,75	0,33	0,12	0,04	0,015
MLS	CTH (km)	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	IWV (kg/m ²)	29,79	18,15	10,55	5,95	3,36	1,91	1,1	0,61	0,32	0,16	0,065
TRO	CTH (km)	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	IWV (kg/m ²)	41,95	25,96	14,81	7,81	4,37	2,52	1,34	0,68	0,32	0,14	0,05

TABLEAU 3.1 – IWV total (CTH = 0 km) et au-dessus du nuage (CTH variant de 1 à 10 km) pour les six profils atmosphériques standards de la base AFGL.

Ce tableau donne des ordres de grandeurs d'IWV au-dessus du nuage dont l'altitude du sommet varie entre 1 et 10 km et pour les six profils de la base AFGL. Il permet également de mettre en évidence la variabilité du contenu en vapeur d'eau en fonction la latitude et des saisons. Par exemple, pour le profil AFGL SAW (profil typique ciel clair des hautes latitudes en hiver) et en présence d'un nuage dont le CTH est à 2 km, on a un IWV AC de $1,94 \text{ kg m}^{-2}$, alors que pour un profil bien plus humide (tropical par exemple), on a IWV AC de $14,81 \text{ kg m}^{-2}$ soit une différence relative de 87% entre les deux profils pour un nuage à 2 km d'altitude. De plus, ce tableau montre des valeurs d'IWV AC que l'on peut considérer comme une vérité terrain pour tester notre algorithme d'inversion en conditions idéalisées.

3.3.2 Sensibilité des luminances des canaux C³IEL au COT et à l'IWV AC

Dans cette section nous allons regarder la variation de la luminance de la bande spectrale non absorbante, utilisée pour la restitution du COT, à l'épaisseur optique. Nous allons également regarder comment se comporte la luminance obtenue des bandes spectrales 1,13 et 1,37 μm en fonction de l'IWV AC.

La FIGURE 3.4 (page 105) nous montre donc la variation de la luminance de la bande non absorbante en fonction de COT.

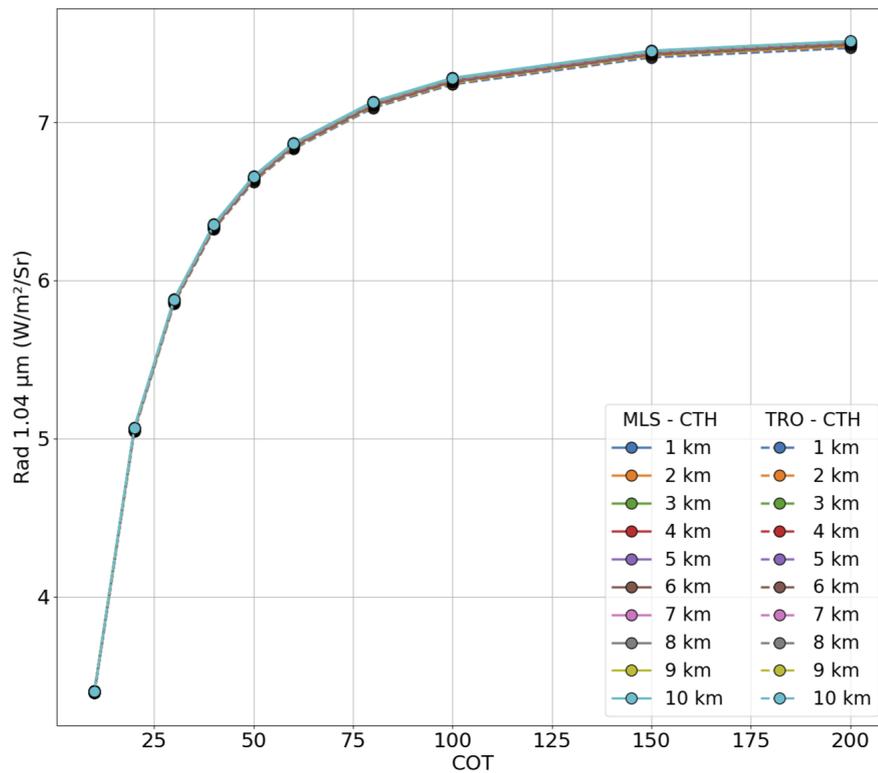


FIGURE 3.4 – Luminances de la bande C³IEL non absorbante (WV1) en fonction de COT, pour deux profils de la base AFGL (MLS et TRO), différentes altitudes de sommet de nuages CTH = 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9 et 10 km et différentes épaisseurs optiques, COT compris entre 10 et 200.

On observe une forte augmentation de la luminance pour des valeurs de COT comprises entre 10 et 50, c'est-à-dire une forte sensibilité de la luminance dans cette gamme d'épaisseur optique. Au-delà, la luminance tend progressivement vers une asymptote et devient quasi-constante à mesure que le COT augmente i.e., la sensibilité de la luminance à l'épaisseur optique diminue. La superposition des courbes issues des profils MLS et TRO montre que la luminance de cette bande spectrale, dans une région spectrale non absorbante, ne dépend logiquement pas du contenu en vapeur d'eau.

La FIGURE 3.5 (page 106) montre la variation des luminances des 2 bandes absorbantes au contenu en vapeur d'eau.

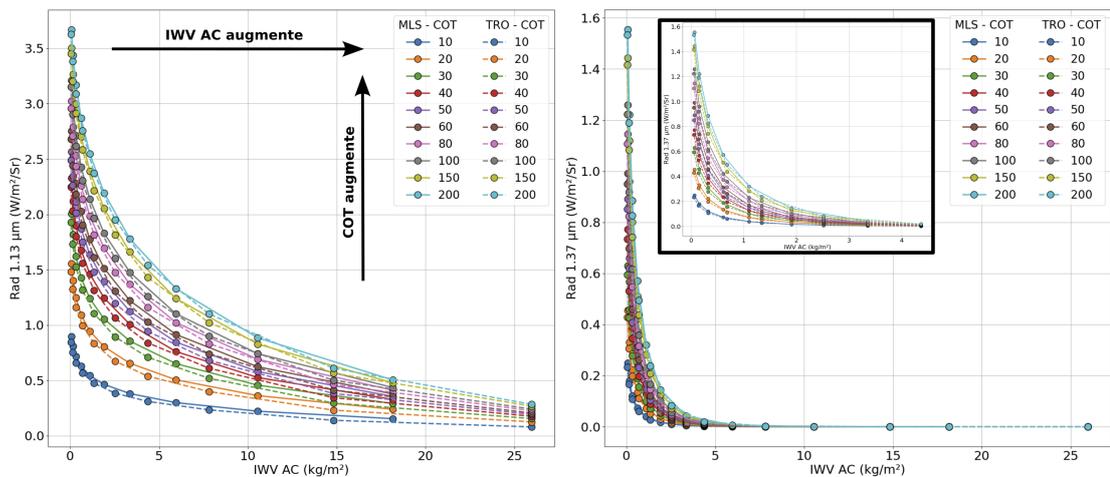


FIGURE 3.5 – Luminances de la bande C³IEL 1,13 μm (à gauche) et de la bande 1,37 μm (à droite) en fonction du contenu intégré en vapeur d'eau pour deux profils de la base AFGL (MLS et TRO), plusieurs altitudes de sommet de nuage CTH = 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9 et 10 km et plusieurs épaisseurs optiques COT compris entre 10 et 200. Sur la figure de droite, le rectangle représente un zoom de la figure pour un IWV AC compris entre environ 0 et 5 kg m^{-2} .

On observe une diminution de la luminance lorsque l'IWV AC augmente (lorsque le CTH diminue). Plus le chemin (verticalement) parcouru par le rayonnement dans l'atmosphère est important plus le rayonnement va interagir avec une quantité importante de vapeur d'eau. Par conséquent, l'absorption par la vapeur d'eau sera plus importante, entraînant ainsi une diminution de la luminance. La concentration en vapeur d'eau augmente à mesure que l'on s'approche de la surface, l'absorption du rayonnement tend donc à augmenter rapidement lorsque le rayonnement s'approche de la surface. La sensibilité de la luminance est très forte pour les faibles contenus en vapeur d'eau et s'affaiblit à mesure que le contenu en vapeur d'eau augmente. La luminance obtenue pour la bande spectrale 1,37 μm devient nulle lorsque le contenu en vapeur d'eau est supérieur à 5 kg m^{-2} alors que celle de la bande 1,13 μm ne l'est pas encore pour une valeur de 30 kg m^{-2} .

La bande à $1,37\ \mu\text{m}$ sera donc utile dans l'inversion de l'IWV AC soit en présence d'un nuage haut, soit pour une atmosphère très sèche. On peut aussi noter le non-recouvrement des courbes de couleur (une couleur = un COT), bien que la différence entre elles soit faible, montre une légère sensibilité de ces deux bandes spectrales au COT.

3.3.3 Restitution de COT et de l'IWV AC sur des cas idéalisés

L'algorithme développé est testé à partir des configurations nuageuses de la section précédente c'est à dire pour 10 altitudes de sommet du nuage CTH = 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9 et 10 km et 9 épaisseurs optiques COT compris entre 10 et 200. Le nuage utilisé est décrit dans la section 3.2.2. Dans tous les cas, on utilise comme profil initial le profil AFGL SAS et on cherche à restituer le contenu en vapeur d'eau au-dessus du nuage correspondant à un profil AFGL TRO. L'angle d'incidence solaire est fixé à 30° et l'angle d'observation à 0° . La FIGURE 3.6 (page 107) reprend schématiquement la configuration utilisée pour l'inversion.

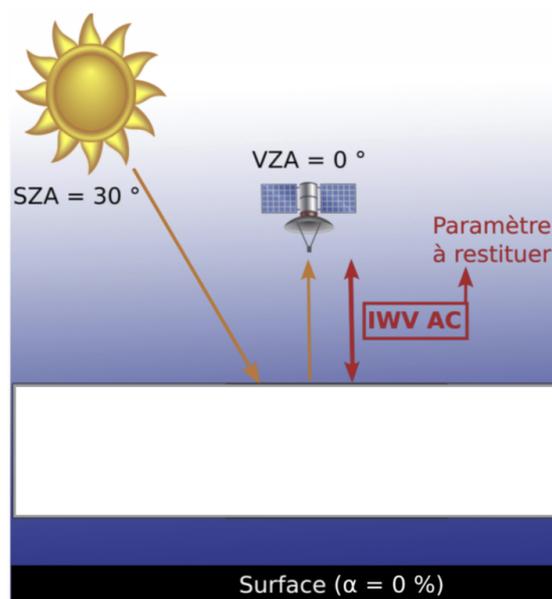


FIGURE 3.6 – Schéma de la configuration angulaire soleil-satellite pour les inversions COT et IWV AC en condition idéalisée. $\text{SZA} = 30^\circ$, $\text{VZA} = 0^\circ$ et albédo de surface = 0%. Le rectangle blanc représente le nuage.

La FIGURE 3.7 (page 108) montre les erreurs absolues et relatives obtenues pour des inversions réalisées avec plusieurs valeurs de COT (de 10 à 200).

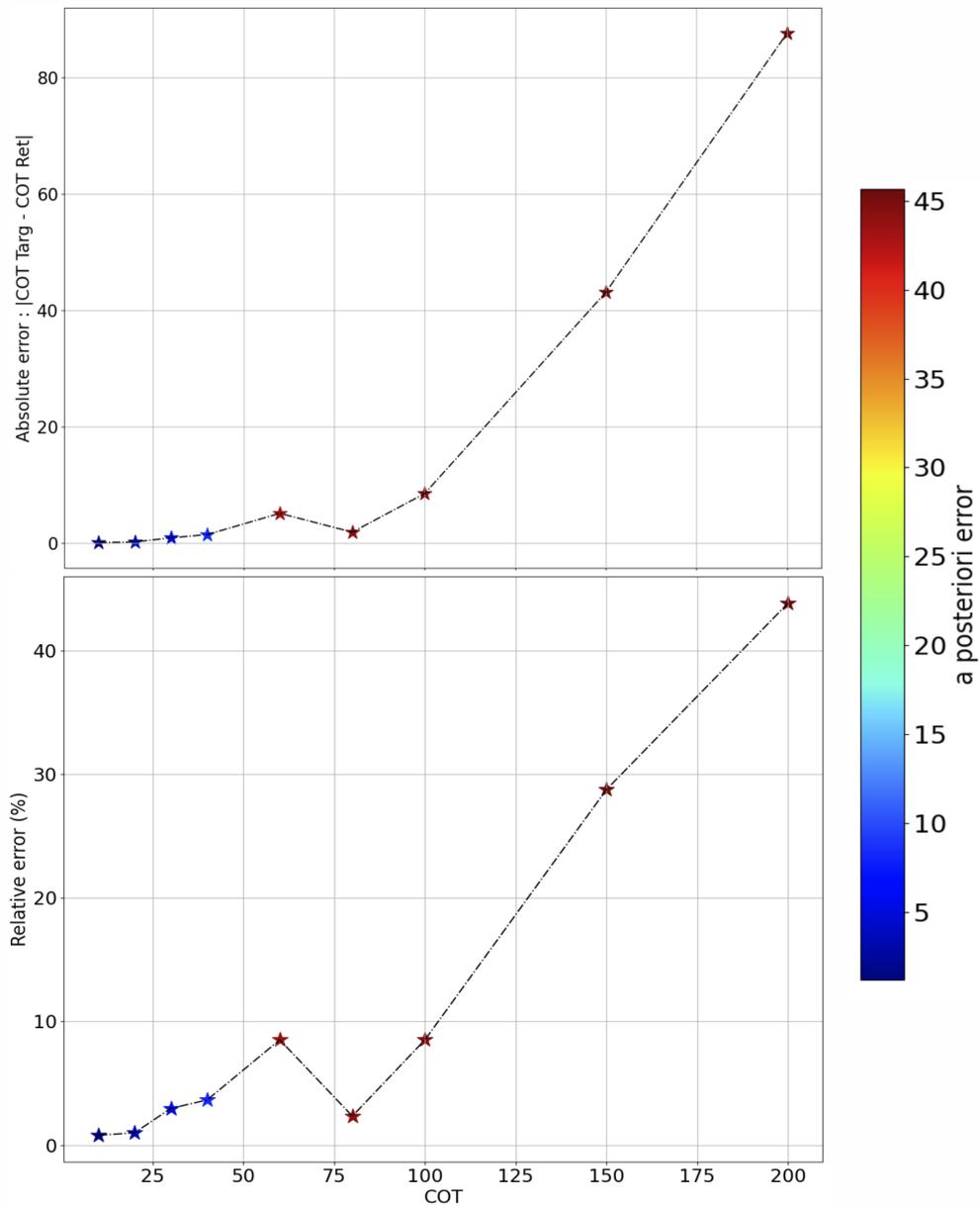


FIGURE 3.7 – Erreur absolue (en haut) et relative (en bas) sur COT restitué en fonction de la valeur cible. Le code couleur défini l'erreur *a posteriori* estimée par l'algorithme d'inversion à partir de la matrice S_x .

Cette figure montre que les erreurs absolues et relatives associées au COT restitué sont faibles pour des valeurs de COT inférieures à 100, avec des erreurs absolues comprises entre 0 et 9, correspondant à des erreurs relatives inférieures à 10%. En revanche, ces erreurs augmentent fortement pour des valeurs de COT supérieures à 100. Cette augmentation des erreurs de restitution est cohérente avec l'augmentation de l'erreur *a posteriori* calculée avec l'algorithme d'inversion (matrice S_x).

Plus le COT est élevé, plus les erreurs associées à la restitution de sa valeur sont importantes. Cette tendance peut également être déduite avec la FIGURE 3.4 (page 105), qui illustre la diminution de la sensibilité de la luminance obtenue à partir de la bande spectrale à $1,04\ \mu\text{m}$ en fonction de l'épaisseur optique. Cette diminution conduit à une forte incertitude sur l'inversion du COT pour des valeurs élevées de COT. Il est également possible d'interpréter, physiquement, ce résultat. À un certain point, lorsque l'épaisseur optique du nuage devient suffisamment élevée, comme le nuage est considéré horizontalement infini, le rayonnement « reste » dans le nuage et seule une proportion constante est redirigé vers le haut (VAN DE HULST 1980).

En ce qui concerne l'inversion de l'IWV AC, la FIGURE 3.8 (page 110) montre l'IWV AC restitué en fonction du CTH.

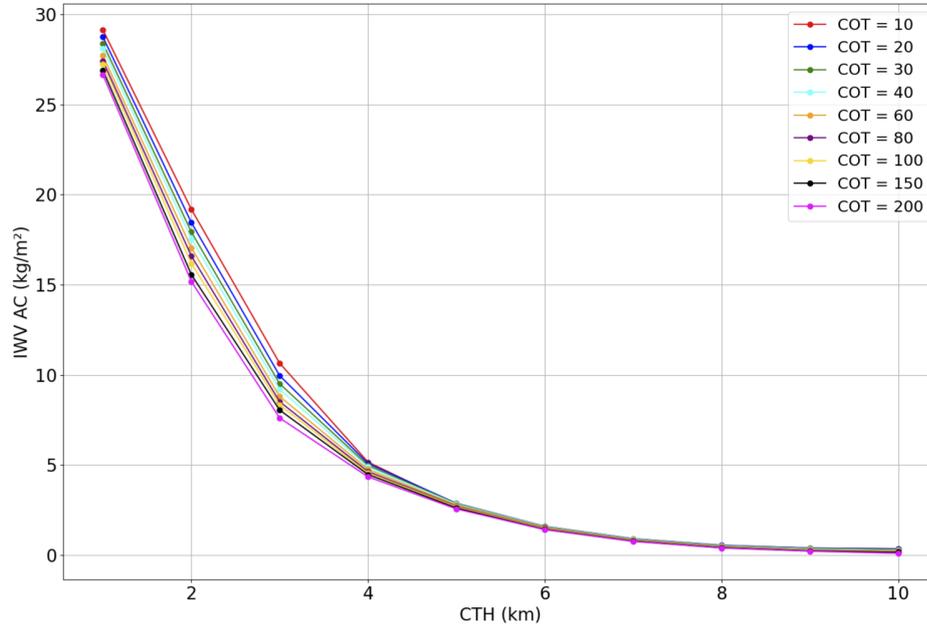


FIGURE 3.8 – IWV AC restitué en fonction de l'altitude du sommet du nuage (CTH) pour différentes épaisseurs optiques du nuage.

Cette figure est intéressante car elle permet de relier l'IWV AC avec le CTH et surtout elle montre que pour les contenus en vapeur d'eau élevés (associés aux petites valeurs du CTH) l'IWV AC restitué diffère légèrement selon le COT. Cela s'explique par la pénétration verticale dans le nuage. L'IWV AC restitué est plus petit pour les épaisseurs optiques plus importantes car la vapeur d'eau dans le nuage intervient peu dans la valeur de luminance simulée alors que pour des épaisseurs optiques plus faibles, elle intervient.

La FIGURE 3.9 (page 111) montre les erreurs absolues et relatives obtenues pour des inversions réalisées avec plusieurs valeurs de COT (de 10 à 200) et de CTH (de 1 à 10 km) correspondant à des valeurs de contenu intégré en vapeur d'eau au-dessus des nuages variant globalement de $10^{-2} \text{ kg m}^{-2}$ à environ 26 kg m^{-2} (voir TABLEAU 3.1, page 103).

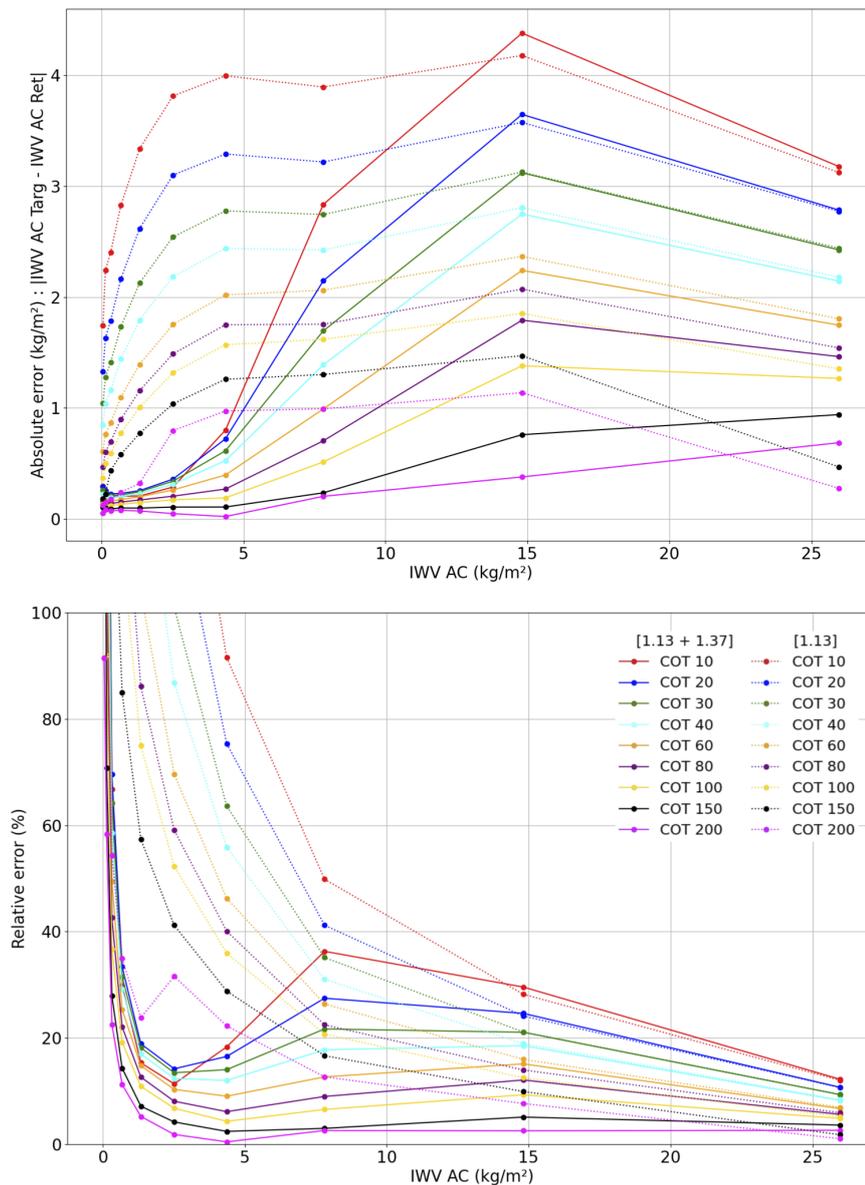


FIGURE 3.9 – Erreurs absolues (en haut) et relatives (en bas) de l’IWV AC restitué en fonction de la valeur cible. Les courbes en pointillés montrent les résultats obtenus en utilisant exclusivement la bande spectrale 1,13 μm , et les courbes en trait plein montrent les résultats obtenus lorsque l’on combine les deux bandes spectrales absorbantes. Sur la figure du bas, pour une question de clarté, l’affichage des valeurs sur l’axe des ordonnées a été limité à 100.

On observe assez logiquement une augmentation de l'erreur absolue sur l'IWV AC restitué lorsque le contenu en vapeur d'eau augmente. On observe également une augmentation de l'erreur absolue lorsque le COT diminue. Autrement dit, l'erreur absolue est plus importante pour des nuages optiquement plus fins car la pénétration verticale dans le nuage est plus importante. Le chemin parcouru par le rayonnement dans l'atmosphère est donc allongé en raison de la diffusion multiple dans le nuage, augmentant ainsi la contribution des hautes couches du nuage et, par conséquent, l'absorption par la vapeur d'eau.

Ainsi, comme l'avait montré ALBERT et al. (2001), les effets cumulés d'une pénétration verticale dans le nuage plus importante et de la diffusion multiple, qui induit une absorption par la vapeur d'eau plus importante, vont perturber la restitution en diminuant la précision de la restitution du contenu en vapeur d'eau au-dessus du nuage.

Excepté pour les très faibles valeurs de contenu en vapeur d'eau au-dessus du nuage, l'erreur relative obtenue est comprise entre 0,5% et 39% selon l'épaisseur optique du nuage.

Avec seulement la luminance à $1,13 \mu\text{m}$ (traits pointillés), les erreurs absolues augmentent rapidement pour des IWV AC variant de 0 à environ 4 kg m^{-2} et tendent ensuite à se stabiliser entre des valeurs comprises entre 1 et 2 kg m^{-2} pour les épaisseurs optiques les plus élevées et des valeurs de l'ordre de 4 kg m^{-2} pour des épaisseurs optiques plus faible (COT = 10).

Si on regarde la combinaison des deux bandes spectrales WV/C³IEL (les courbes en trait plein), pour des contenus en vapeur d'eau inférieurs à 5 kg m^{-2} , l'erreur absolue est fortement diminuée avec des valeurs inférieures à 1 kg m^{-2} , pour toutes valeurs d'épaisseur optique. Pour des contenus en vapeur d'eau plus élevés, lorsque le COT est supérieur à 100, l'erreur absolue sur l'IWV AC restitué est également inférieure à 1 kg m^{-2} . Pour des contenus en vapeur d'eau au-dessus du nuage supérieurs à 15 kg m^{-2} , l'apport de la bande $1,37 \mu\text{m}$ devient négligeable excepté pour les épaisseurs optiques très élevées où la diminution de l'erreur absolue est de l'ordre de $0,2 \text{ kg m}^{-2}$.

La comparaison des courbes en pointillés aux courbes en trait plein, i.e., les inversions faites en utilisant uniquement la bande à 1,13 μm et celles faites en combinant les luminances issues des deux bandes spectrales WV/C³IEL, permet de montrer l'intérêt de la bande à 1,37 μm . L'amélioration obtenue est plus prononcée pour des faibles contenus en vapeur d'eau (où le CTH est élevé). Pour mieux voir cette différence sur l'erreur absolue entre les deux configurations sur les petits contenus en vapeur d'eau la FIGURE 3.10 (page 113) fait un zoom sur ces petits contenus en vapeur d'eau.

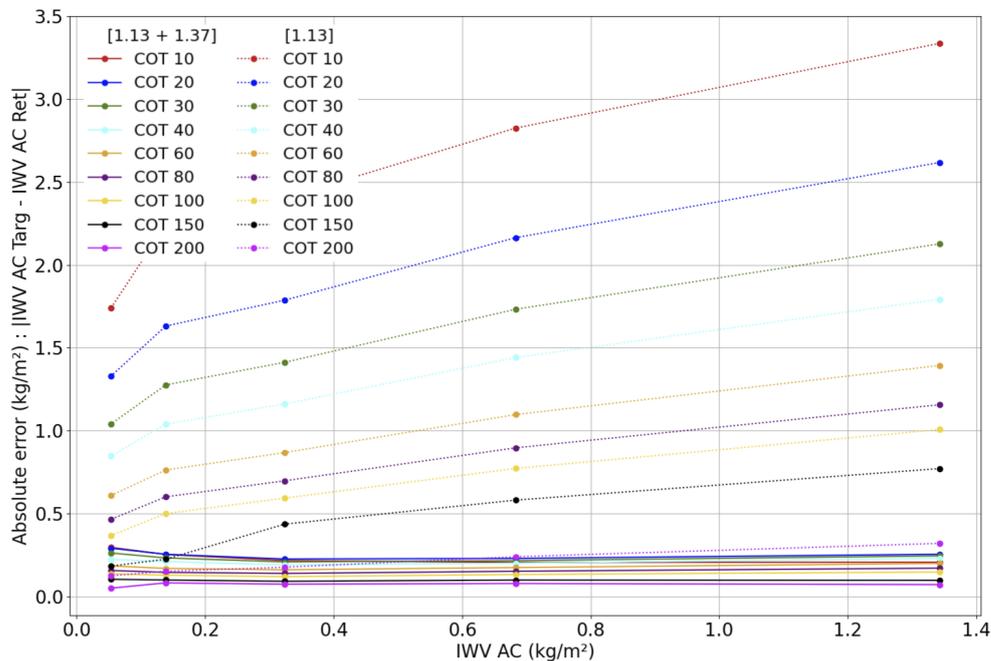


FIGURE 3.10 – Erreurs absolues (en haut) et relatives (en bas) de l'IWV AC restitué en fonction de la valeur cible. Les courbes en pointillés montrent les résultats obtenus en utilisant exclusivement la bande spectrale 1,13 μm , et les courbes en trait plein montrent les résultats obtenus lorsque l'on combine les deux bandes spectrales absorbantes. Cette figure est identique à la FIGURE 3.9 (page 111) mais se focalise sur les faibles valeurs de contenu en vapeur d'eau.

L'utilisation des deux bandes spectrales permet d'obtenir des erreurs absolues proche de 0, 2-0,3 kg m^{-2} pour des IWV AC inférieurs à 1,5 kg m^{-2} . Avec une seule bande spectrale les erreurs absolues peuvent atteindre des valeurs globalement supérieures à 1 kg m^{-2} pour des COT supérieurs à 100.

Pour résumer, plus l'épaisseur optique diminue, plus les erreurs absolues et relatives augmentent lorsque l'on ne prend pas en compte les informations fournies par la bande spectrale à $1,37 \mu\text{m}$. Le couplage des deux bandes spectrales permet une meilleure restitution de l'IWV AC pour des faibles valeurs de COT.

Le World Meteorological Organization (WMO) recommande de développer des outils permettant de restituer la vapeur d'eau avec une erreur absolue inférieure à 1 kg m^{-2} . Dans notre étude, cette recommandation semble être respectée pour des nuages optiquement épais ou pour des faibles contenus en vapeur d'eau ($< 5 \text{ kg m}^{-2}$) lorsque les luminances des deux bandes spectrales sont utilisées.

La FIGURE 3.9 (page 111) montre des faibles valeurs d'erreurs absolues (strictement inférieures à 1 kg m^{-2}) pour des petits contenus en vapeur d'eau et pour tout COT. La FIGURE 3.8 (page 110) montre une diminution du contenu en vapeur d'eau restitué lorsque le CTH augmente.

Pour des grands contenus en vapeur d'eau (donc des nuages bas), l'erreur absolue est supérieure à 1 kg m^{-2} pour des valeurs de COT inférieures à 100. Ainsi, pour des nuages bas, l'épaisseur optique du nuage a un impact non négligeable sur la restitution de l'IWV AC.

En conclusion, la restitution du contenu intégré en vapeur d'eau au-dessus des nuages et au-dessus de l'océan, est faisable avec une faible erreur absolue pour des nuages hauts et optiquement épais, ce qui est en accord avec les conclusions de ALBERT et al. (2001).

Bibliographie du présent chapitre

- ALBERT, P., R. BENNARTZ et J. FISCHER (2001). « Remote Sensing of Atmospheric Water Vapor from Backscattered Sunlight in Cloudy Atmospheres ». In : *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. DOI : [10.1175/1520-0426\(2001\)018<0865:RSOAWV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2001)018<0865:RSOAWV>2.0.CO;2).
- ANDERSON, G. P., J. H. CHETWYND et E. P. SHE (1986). « AFGL Atmospheric Constituent Profiles (0-120km) ». In : p. 47.
- BOLTON, D. (1980). « The Computation of Equivalent Potential Temperature ». In : *Monthly Weather Review*, p. 1046-1053. DOI : [10.1175/1520-0493\(1980\)108<1046:TCOEPT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1980)108<1046:TCOEPT>2.0.CO;2). URL : [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0493\(1980\)108%3C1046:TCOEPT%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0493(1980)108%3C1046:TCOEPT%3E2.0.CO;2).
- COOPER, S. J., T. S. L'ECUYER et G. L. STEPHENS (2003). « The impact of explicit cloud boundary information on ice cloud microphysical property retrievals from infrared radiances : ICE CLOUD MICROPHYSICAL PROPERTIES ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. DOI : [10.1029/2002JD002611](https://doi.org/10.1029/2002JD002611).
- DANDINI, P., C. CORNET, R. BINET, L. FENOUIL, V. HOLODOVSKY, Y. Y. SCHECHNER, D. RICARD et D. ROSENFELD (2022). « 3D cloud envelope and cloud development velocity from simulated CLOUD (C3IEL) stereo images ». In : *Atmospheric Measurement Techniques*, p. 6221-6242. DOI : [10.5194/amt-15-6221-2022](https://doi.org/10.5194/amt-15-6221-2022). URL : <https://amt.copernicus.org/articles/15/6221/2022/>.
- DEHAAN, J., P. BOSMA et J. HOVENIER (1987). « The adding method for multiple scattering of polarized light ». In : *Astronomy and Astrophysics*, p. 371-391.
- MATAR, C., C. CORNET, F. PAROL, L. C.-LABONNOTE, F. AURIOL et M. NICOLAS (2023). « Liquid cloud optical property retrieval and associated uncertainties using multi-angular and bispectral measurements of the airborne radiometer OSIRIS ». In : *Atmospheric Measurement Techniques*, p. 3221-3243. DOI : [10.5194/amt-16-3221-2023](https://doi.org/10.5194/amt-16-3221-2023). URL : <https://amt.copernicus.org/articles/16/3221/2023/>.
- OMM (2018). *Guide des instruments et des méthodes d'observation (OMM-N°8)*. 2018 et 2021. Organisation Mondiale Météorologique. ISBN : 978-92-63-20008-2. URL : https://library.wmo.int/index.php?lvl=notice_display&id=5281.
- POULSEN, C. A., R. SIDDANS, G. E. THOMAS, A. M. SAYER, R. G. GRAINGER, E. CAMPMANY, S. M. DEAN, C. ARNOLD et P. D. WATTS (2012). « Cloud retrievals from satellite data using optimal estimation : evaluation and application to ATSR ». In : *Atmospheric Measurement Techniques*. DOI : [10.5194/amt-5-1889-2012](https://doi.org/10.5194/amt-5-1889-2012).
- RODGERS, C. D. (2000). *Inverse Methods for Atmospheric Sounding*. WORLD SCIENTIFIC. DOI : [10.1142/3171](https://doi.org/10.1142/3171). URL : <https://doi.org/10.1142/3171>.

- SOURDEVAL, O., L. C.-LABONNOTE, G. BROGNIEZ, O. JOURDAN, J. PELON et A. GARNIER (2013). « A variational approach for retrieving ice cloud properties from infrared measurements : application in the context of two IIR validation campaigns ». In : *Atmospheric Chemistry and Physics*. DOI : [10.5194/acp-13-8229-2013](https://doi.org/10.5194/acp-13-8229-2013).
- SOURDEVAL, O., L. C.-LABONNOTE, A. J. BARAN et G. BROGNIEZ (2015). « A methodology for simultaneous retrieval of ice and liquid water cloud properties. Part I : Information content and case study ». In : *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. DOI : [10.1002/qj.2405](https://doi.org/10.1002/qj.2405).
- VAN DE HULST, H. C., éd. (1980). *Multiple Light Scattering : Tables, Formulas, and Applications*. Elsevier. ISBN : 9780127107011. DOI : <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-710701-1.X5001-0>.
- WANG, C., S. PLATNICK, Z. ZHANG, K. MEYER et P. YANG (2016). « Retrieval of ice cloud properties using an optimal estimation algorithm and MODIS infrared observations : 1. Forward model, error analysis, and information content : IR-Based Ice Cloud Retrieval Algorithm ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. DOI : [10.1002/2015JD024526](https://doi.org/10.1002/2015JD024526).

La base de données réalistes ECMWF-IFS pour tester et valider l'algorithme d'inversion

Sommaire du présent chapitre

4.1 Filtrage des données	119
4.2 Présentation des profils nuageux à phase liquide	122
4.3 Présentation des profils nuageux à phase liquide et glace	128
4.4 Création des données de luminances pour tester l'algorithme	137
4.5 Modèles de nuage et hypothèses pour l'inversion en condition réaliste	138

« *Climate is what we expect, weather is what we get.* » (Mark Twain, écrivain américain, 1835–1910)

Dans ce chapitre, j'aborde la base de données utilisées pour évaluer et valider l'algorithme d'inversion développé dans le cadre de ma thèse. Nous avons opté pour la base de données ECMWF-Integrated Forecast System (IFS), dont la répartition des profils est représentée sur la FIGURE 4.1 (page 118). Cette base de données fournit des profils atmosphériques nuageux réalistes sur 137 niveaux de pression, avec notamment les profils de température en K, d'humidité spécifique en kg kg^{-1} , de Cloud Liquid Water (CLW) et de Cloud Ice Water (CIW) en kg kg^{-1} , et la couverture nuageuse (qui est ici un indicateur de la présence d'un nuage). À cela s'ajoute les données de surface (pression, température, albédo) ainsi que des informations sur la latitude, la longitude, la date. Cette base de données est accessible sur : <https://www.nwpsaf.eu/site/software/atmospheric-profile-data/>

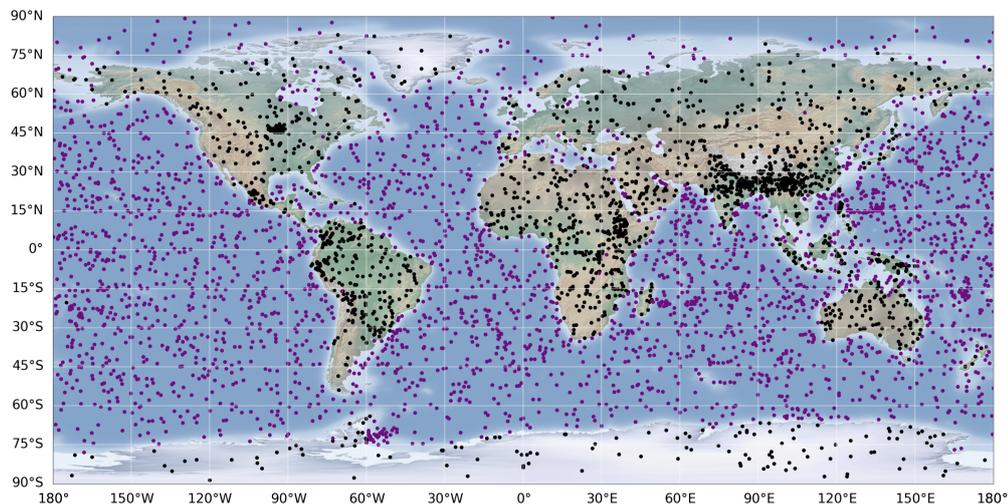


FIGURE 4.1 – Répartition géographique des profils de la base de données ECMWF, au-dessus des surfaces terrestres (points noirs) et au-dessus de l'océan (points violets).

Pour tester notre algorithme d'inversion, nous avons décidé d'utiliser uniquement les profils qui contiennent des nuages situés au-dessus de l'océan. Cette approche permet de faire abstraction des effets de surface, celle-ci n'étant actuellement pas prise en compte dans l'algorithme développé. Nous allons donc commencer par filtrer la base de données pour ne conserver que ces profils qui nous intéressent.

4.1 Filtrage des données

La première étape consiste à effectuer un filtrage des profils en fonction du type de surface. Nous sélectionnons ainsi les profils situés au-dessus des océans, représentés par les points violets sur la FIGURE 4.1 (page 118). Ensuite, nous procédons à un filtrage fondé sur la latitude. Les profils des hautes latitudes (régions polaires) sont retirés, car la mission C³IEL prévoit que les imageurs CLOUD et les trois imageurs WV effectuent leurs acquisitions dans une gamme de latitudes allant de 60°S à 60°N. Nous gardons donc les profils nuageux situés au-dessus de l'océan et compris dans la gamme de latitudes ciblée par les instruments C³IEL.

La mission C³IEL se concentre sur l'étude des nuages du type *cumulus* et *cumulonimbus*, c'est-à-dire, des nuages d'eau liquide et nuages mixtes. Par conséquent, un filtrage supplémentaire est effectué afin d'exclure les profils ne contenant qu'un nuage constitué uniquement de cristaux de glace afin d'écarter les *cirrus*. Enfin, pour ne pas prendre en compte les nuages multicouches, nous effectuons un dernier filtrage fondé sur l'altitude du sommet de la phase liquide et l'altitude de la base de la phase glace. Nous ne conservons que les profils où l'altitude de la base de la phase glace est inférieure à l'altitude du sommet de la phase liquide, ce qui nous permet de conserver uniquement les nuages continus sur plusieurs kilomètres qui contiennent la présence d'une zone mixte liquide/glace que l'on retrouve typiquement dans les nuages issus de la convection plus ou moins profonde, du type *cumulonimbus* ou *cumulus congestus*, mais aussi lors de la phase de développement des *cumulonimbus*, FIGURE 4.2 (page 120).

Après ces étapes de filtrage successives, nous obtenons une base de données comprenant 196 profils situés au-dessus de l'océan, contenant un nuage d'eau liquide, ainsi que 142 profils contenant un nuage mixte, avec systématiquement une zone de mélange liquide/glace.

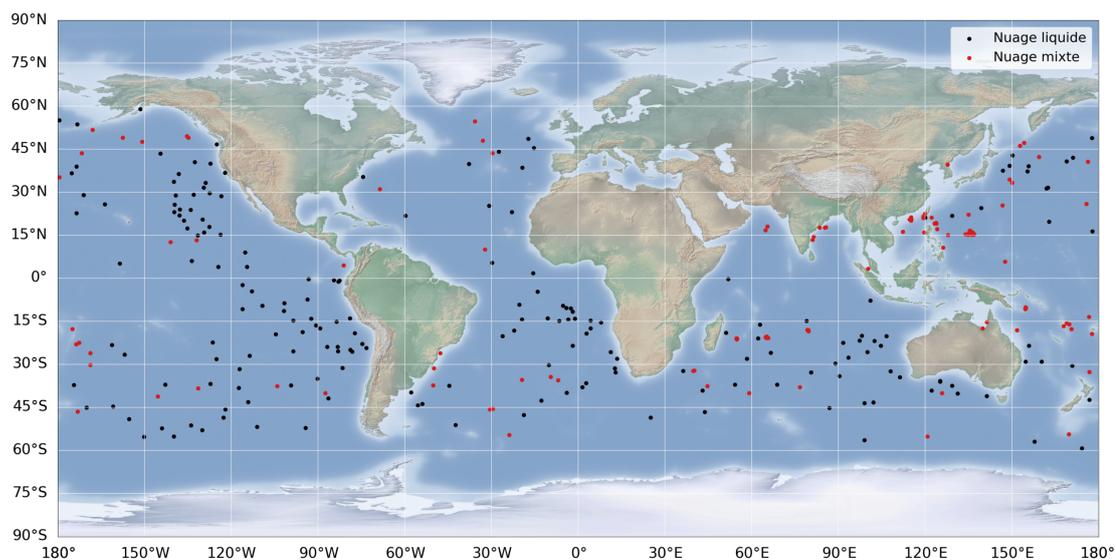


FIGURE 4.2 – Répartition géographique des profils après filtrage de la base de données ECMWF, au-dessus de l’océan, nuages d’eau liquide (points noirs) et nuages mixtes (points rouges).

La FIGURE 4.3 (page 121) représente la classification des nuages pour les 338 profils sélectionnés dans la base de données ECMWF, sur lesquels nous allons effectuer l’inversion de l’IWV AC. Cette classification est inspirée de celle proposée par l’International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP). L’ISCCP propose une classification fondée sur le COT et le Cloud Top Pressure (CTP); elle divise les nuages en neuf catégories distinctes : les *Cumulus*, *Stratocumulus*, *Stratus*, *Altostratus*, *Nimbostratus*, *Cirrus*, *Cirrostratus* et les nuages de convection plus ou moins profonde

Elle nous permet de caractériser les différents types de nuages étudiés ici.

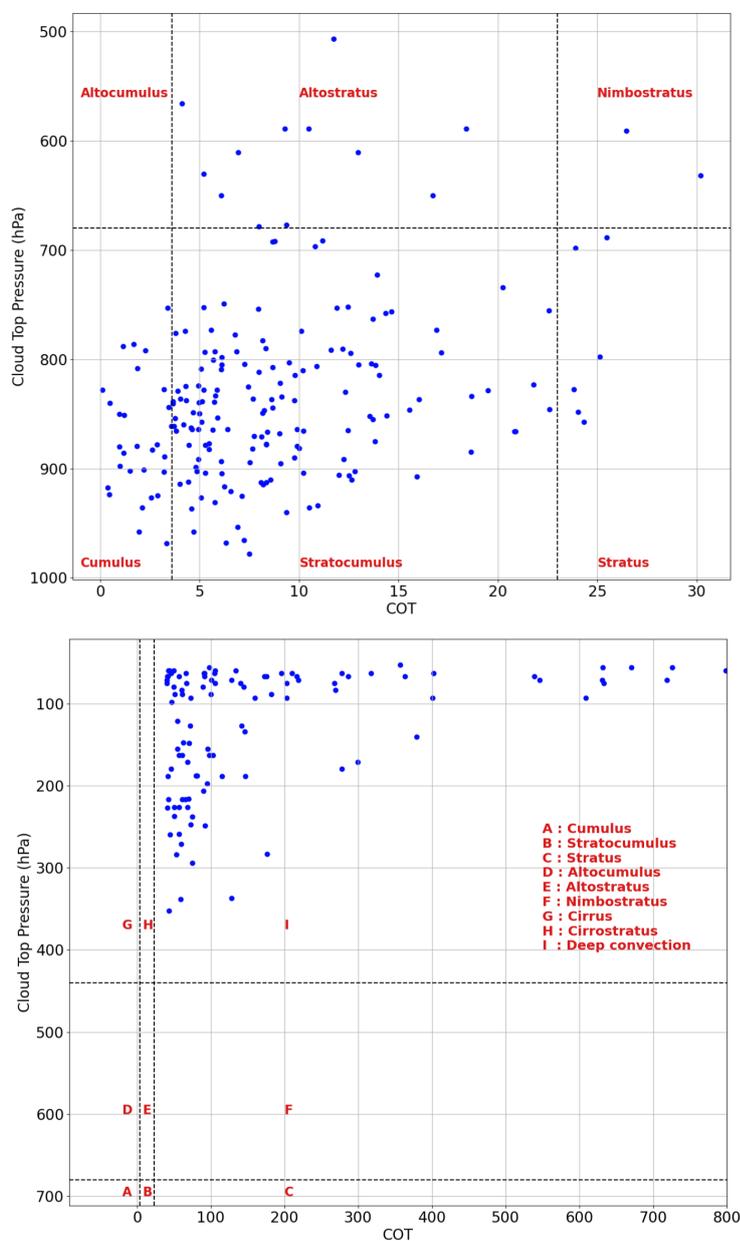


FIGURE 4.3 – Classification des nuages issus de la base ECMWF d’après la classification de l’ISCCP. Classification pour les nuages liquides en haut et mixtes en bas. On a, pour les cas « nuages mixtes », des valeurs de COT > 800. Les valeurs au-delà de 800 étant minoritaires, et pour ne pas écraser la figure vers les faibles valeurs de COT, on a restreint l’affichage à 800.

Afin de tester et valider notre algorithme d'inversion, nous allons diviser la base de données précédemment présentée en deux ensembles distincts. Le premier ensemble contiendra les profils atmosphériques pour les nuages composés exclusivement de gouttelettes d'eau. Le deuxième ensemble regroupera les profils atmosphériques associés aux nuages de phase mixte. En nous appuyant sur ces deux ensembles (nuages liquides et mixtes), nous allons devoir déterminer tous les paramètres requis par l'algorithme d'inversion, notamment le rayon effectif (R_{eff}) pour les gouttelettes d'eau et les cristaux de glace, les limites verticales du nuage (l'altitude de base et du sommet du nuage), ainsi que les profils de coefficient d'extinction et d'épaisseur optique du nuage.

Le premier ensemble, focalisé sur les nuages d'eau liquide, est principalement constitué de *cumulus* et *stratocumulus*, avec quelques cas de *stratus*, d'*altostratus* et de *nimbostratus*. Le deuxième ensemble de données, spécifiquement dédié aux nuages mixtes, ne contient, si on se fie à la classification ISCCP, que des nuages de convection profonde. À partir de ces deux ensembles de données, nous allons générer nos propres mesures de luminance en utilisant l'outil ARTDECO (voir Annexe C (page 233) pour plus de détails sur le code de TR). Cette base de données synthétique sera utilisée pour faire l'inversion.

4.2 Présentation des profils nuageux à phase liquide

Dans cette section, nous présentons l'ensemble de données constituée des profils qui contiennent uniquement un nuage d'eau liquide. La FIGURE 4.4 (page 123) illustre les 196 profils d'humidité absolue avec le profil moyen \pm l'écart-type, comparé aux profils de la base de données « Air Force Geophysics Laboratory » (AFGL). Cette figure met en évidence la diversité des profils de vapeur d'eau présents dans cette base de données. En les comparant aux profils de la base AFGL, on observe des situations d'atmosphères relativement sèches, proches des profils SAW, MLW et US62, ainsi que des situations d'atmosphères humides, proches des profils MLS et TRO.

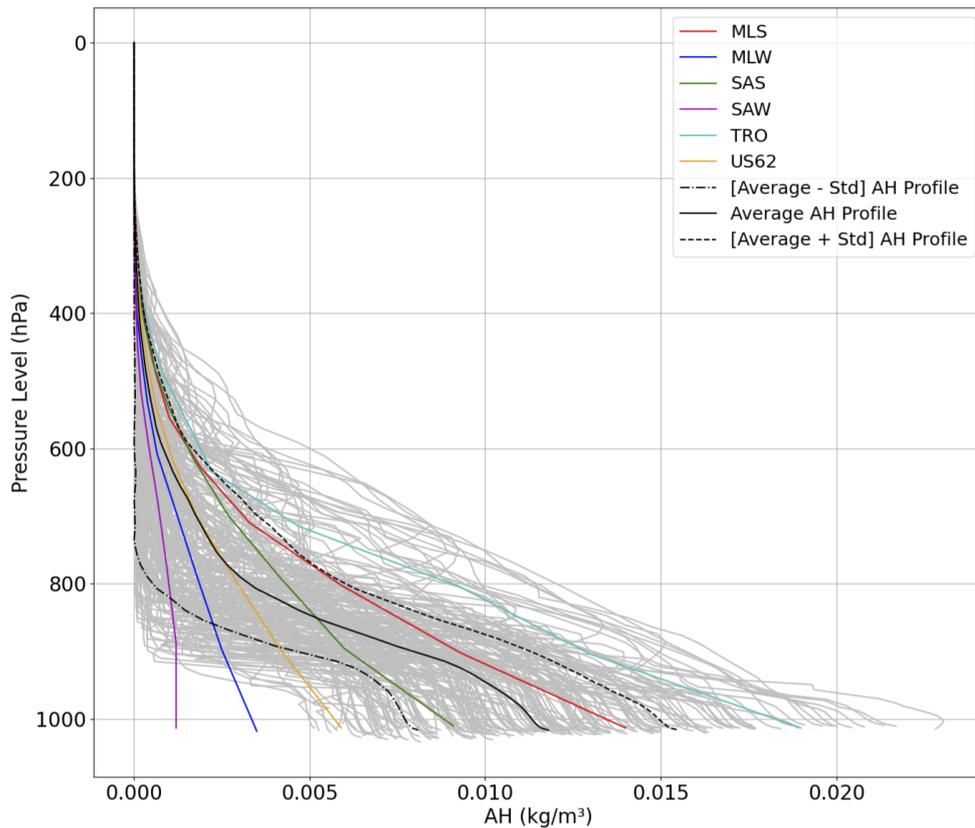


FIGURE 4.4 – Profils d’humidité absolue de la base ECMWF avec nuages liquides (courbes grises), profil moyen (trait plein noir) et \pm l’écart-type (traits noirs pointillés) comparés aux profils d’humidité absolue provenant de la base AFGL.

La première étape dans la préparation des éléments requis dans notre algorithme d’inversion est de définir un profil atmosphérique qui servira de point de départ pour l’inversion de l’IWV AC. Le premier choix possible est d’utiliser un profil provenant de la base de données AFGL, tel que le profil MLW. Ce dernier est relativement proche du profil moyen ECMWF-(écart-type). Le second choix possible est de partir directement du profil moyen ECMWF-(écart-type). Notre choix s’est porté sur l’utilisation du profil moyen ECMWF-(écart-type) comme point de départ pour débiter le processus d’inversion avec un profil atmosphérique plus sec que la majorité des profils cibles (profils ECMWF). Plus d’éléments sur la justification du choix du profil « first guess » sont exposés dans le chapitre 5 (page 146), section 5.9.

La prochaine étape consiste à déterminer les limites géométriques des nuages présents dans ces profils, c'est-à-dire, la hauteur de la base et du sommet des nuages, notées respectivement CBH et CTH. Pour réaliser cela, nous avons utilisé les profils de « Liquid Water Content » (LWC). Ils sont obtenus en calculant le produit des profils de CLW (en kg kg^{-1}) par la densité de l'air sec qui diminue avec l'altitude. Un LWC positif nous renseigne sur la présence d'une couche nuageuse. La détermination du CBH et CTH est réalisée en identifiant le niveau associé à la première et dernière valeur non nulle du profil de LWC. La FIGURE 4.5 (page 124) montre la distribution du CBH et CTH déduits des profils de contenu en eau liquide dans le nuage (LWC).

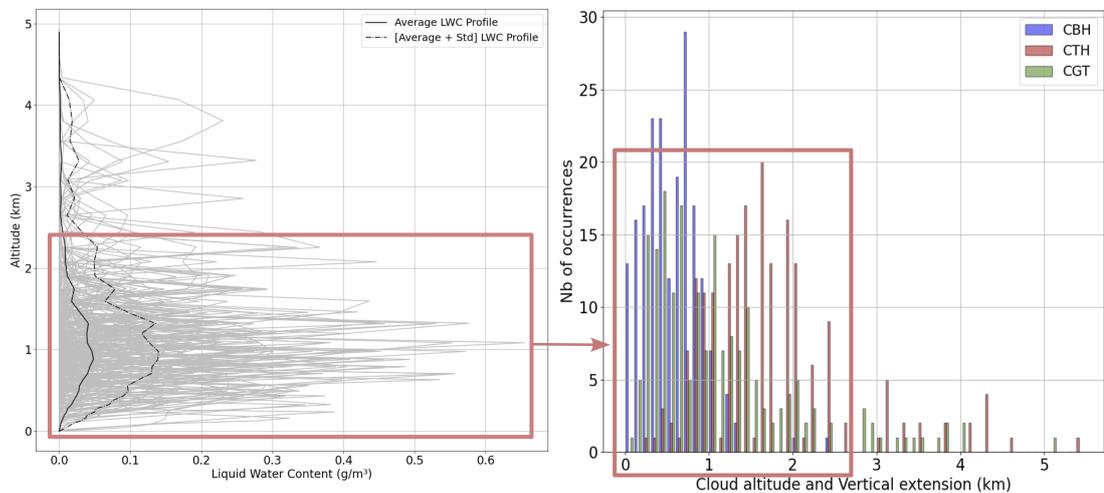


FIGURE 4.5 – À gauche, les profils de LWC (en gris), le profil moyen (trait plein noir) et moyenne+(écart-type) (trait noir pointillé). La courbe moyenne-(écart-type) étant négative elle n'est pas représentée ici. À droite, la distribution de l'altitude de la base et du sommet du nuage ainsi que l'extension verticale du nuage (Cloud Geometrical Thickness : CGT) déduite des profils de LWC.

L'analyse de l'histogramme révèle que le CTH est principalement situé en dessous de 5 km d'altitude et qu'une grande partie de ces valeurs se trouve dans la plage d'altitudes comprise entre 0,8 km et 2,6 km (89% des cas ; moyenne \pm écart-type : 1,7 km \pm 0,9 km), ce qui implique la présence majoritaire de nuages bas. On peut le voir également sur les profils de LWC où les profils sont majoritairement concentrés dans cette gamme d'altitudes (rectangle rouge).

En ce qui concerne le CBH, ces valeurs se situent principalement entre 0 et 1 km (92% des cas ; moyenne \pm écart-type : 0,6 km \pm 0,4 km), avec une proportion significative située entre 0 et 650 m (68% sur les 92% de profils où le CBH est inférieur à 1 km, soit 63% des cas au total).

Au vu de nos observations pour le CBH, nous allons faire l'hypothèse dans notre algorithme d'inversion, pour simplifier les calculs, que sa valeur est constante et égale à 0 m. Le CTH prendra pour chaque profil une valeur variable, supposée connue grâce aux inversions de CTH des imageurs CLOUD de la mission. Pour chaque profil, cette valeur sera considérée comme un paramètre fixe dans le processus d'inversion.

La dernière donnée dont nous avons besoin ici est le profil d'épaisseur optique du nuage. Pour obtenir cette information, il est d'abord nécessaire de calculer le coefficient d'extinction (C_{ext}) exprimé en km^{-1} , voir l'Eq (4.1). Cette relation, empirique, est dérivée d'une forme générale issue de LIN et al. (1994) (elle-même dérivée de la théorie de Mie). On peut ensuite calculer un profil d'épaisseur optique en calculant le produit du C_{ext} par l'épaisseur de la couche atmosphérique notée dZ : $C_{ext}dZ$ avec :

$$C_{ext} = \frac{3LWC \cdot 10^{-3}}{2\rho_{eau}R_{eff} \cdot 10^{-6}} 10^3 \quad (4.1)$$

avec, $\rho_{eau} = 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ et le LWC est exprimé en g m^{-3} . Pour le rayon effectif, nous supposons un R_{eff} égal à un rayon effectif moyen de $10 \mu\text{m}$ obtenu par télédétection passive dans le visible (KING et al. 2004). Pour avoir le COT « Total » de la colonne atmosphérique, il suffit de faire la somme du profil d'épaisseur optique.

La FIGURE 4.6 (page 126) présente les profils de coefficient d'extinction et d'épaisseur optique ainsi obtenus.

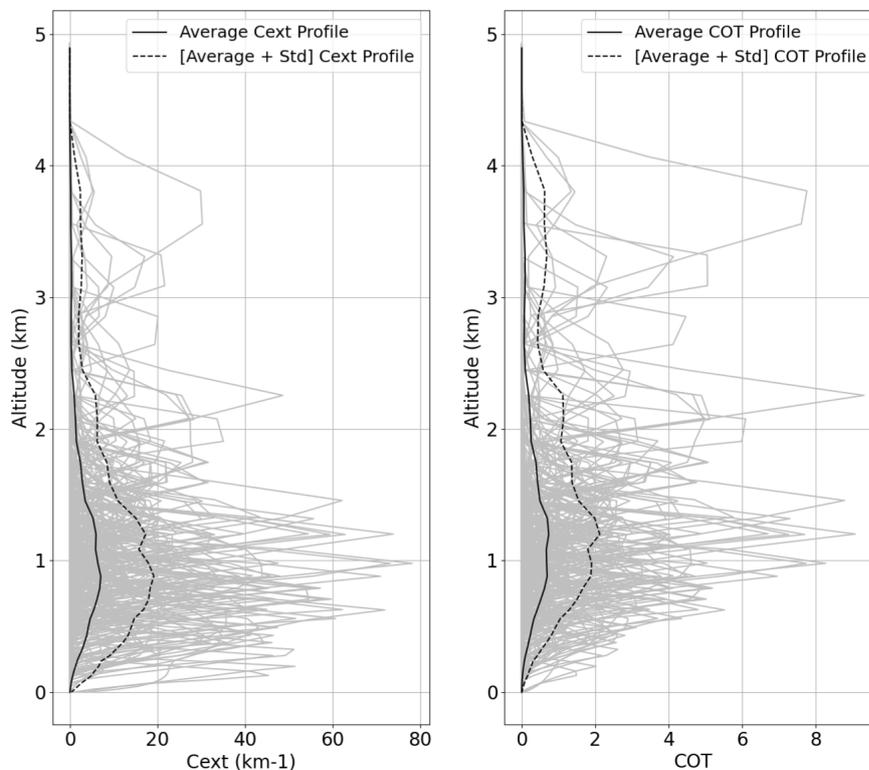


FIGURE 4.6 – Profils d'épaisseur optique (à droite) et coefficient d'extinction (à gauche) calculés à partir de la base ECMWF avec nuages liquides. Le profil moyen est représenté par la courbe noire trait plein. La courbe noire en pointillée représente le profil moyen+(écart-type). La courbe moyenne-(écart-type) étant négative elle n'est pas représentée ici.

Les valeurs les plus élevées pour le C_{ext} et le COT sont principalement observées dans les couches inférieures du nuage (sur les deux premiers kilomètres), ce qui est cohérent avec les profils de LWC (FIGURE 4.5, page 124). Elles peuvent atteindre environ 80 km^{-1} autour de 1 km d'altitude pour le C_{ext} et environ 8 pour le COT.

La valeur totale de l'épaisseur optique, obtenue en faisant la somme du profil d'épaisseur optique, est un paramètre que nous avons également calculé afin d'avoir la « vérité terrain » du COT lors du processus d'inversion.

Le contenu intégré en vapeur d'eau au-dessus du nuage (IWV AC) est obtenu en intégrant les profils d'humidité absolue entre l'altitude estimée pour le CTH et le sommet de l'atmosphère (en anglais Top Of Atmosphere (TOA)), selon la formule suivante :

$$IWVAC = \int_{CTH}^{TOA} AH_{AboveCloud}(Z)dZ \quad (4.2)$$

Cette quantité, au même titre que l'épaisseur optique totale, représente la « valeur vraie » (ou vérité terrain), que l'on cherchera à restituer.

La FIGURE 4.7 (page 127) présente la distribution du COT « Total » et de l'IWV AC obtenue à partir de l'Eq (4.2).

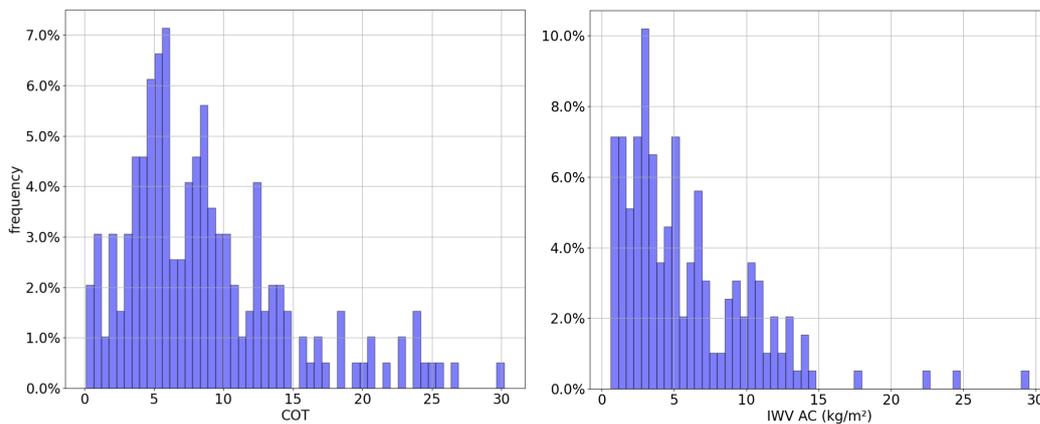


FIGURE 4.7 – Distribution du COT « Total » (à gauche) et de l'IWV AC (à droite) calculés à partir de la base ECMWF avec nuages liquides.

On peut voir que le COT « Total », que nous chercherons à estimer par la suite pour tester notre algorithme d'inversion, est compris entre une valeur proche de 0 et environ 30. L'ensemble de données « nuages liquides » nous donnera l'occasion d'évaluer les performances de notre algorithme d'inversion sur des épaisseurs optiques considérées comme « faibles ». Quant à l'IWV AC, les valeurs varient entre une valeur inférieure à 1 kg m^{-2} , typique de profils atmosphériques secs et environ 30 kg m^{-2} , caractéristiques des profils atmosphériques humides et/ou présence de nuages bas.

L'histogramme de l'épaisseur optique « Total » nous permet de déterminer une valeur *a priori* du COT pour notre algorithme d'inversion. Cet histogramme suit principalement une distribution log-normale plutôt qu'une distribution gaussienne. Ainsi, nous cherchons la valeur médiane de cette distribution pour représenter notre série de données et l'utiliser comme connaissance *a priori* dans la MEO. La valeur *a priori* obtenue pour l'épaisseur optique est de 7,5.

Dans l'estimation optimale, il est généralement supposé que notre connaissance *a priori* constitue le point de départ du processus d'inversion. Ainsi, le COT *a priori* sera considéré comme le COT dit « first guess ». Dans le processus d'inversion de l'IWV AC, la connaissance *a priori* sera déduite dans l'algorithme d'inversion en calculant la valeur intégrée du CTH jusqu'au TOA, à partir du profil atmosphérique « first guess » (ECMWF moyen-(écart-type)). Par conséquent, nous aurons une connaissance *a priori* constante pour l'épaisseur optique du nuage tandis que pour l'IWV AC, elle sera calculée en fonction du CTH qui varie selon le profil ciblé. Ces valeurs « first guess » n'ont normalement pas d'incidence sur les résultats de l'inversion.

4.3 Présentation des profils nuageux à phase liquide et glace

Cette section va suivre le même schéma que la section précédente. Tout d'abord, je présenterai les 142 profils de l'ensemble de données contenant des profils constitués de nuages mixtes avec le profil moyen \pm l'écart-type, comparés aux profils de la base AFGL. Ensuite, je montrerai les profils de LWC et Ice Water Content (IWC), ainsi que la distribution de l'altitude de la base (CBH) et du sommet (CTH) des nuages. Je poursuivrai par une brève présentation de la paramétrisation utilisée pour calculer le rayon effectif des cristaux de glace, conduisant ainsi au choix d'une valeur moyenne du diamètre effectif pour la caractérisation des cristaux de glace dans le code de transfert radiatif (TR). Enfin, je conclurai cette section en présentant les profils de C_{ext} et COT, ainsi que la distribution du COT « Total » et de l'IWV AC.

La FIGURE 4.8 (page 129) montre les 142 profils nuageux « liquides + glace » avec le profil moyen \pm l'écart-type, comparé aux profils de la base de données AFGL. Cette figure met en évidence la diversité des profils de vapeur d'eau sélectionnés. On peut voir que les profils de la base AFGL, qui sont des profils ciel clair ne sont pas inclus dans l'intervalle défini par le profil ECMWF moyen (représenté par la ligne noire pleine) \pm l'écart-type (représenté par les lignes noires en pointillés) qui sont des profils nuageux donc majoritairement plus humides.

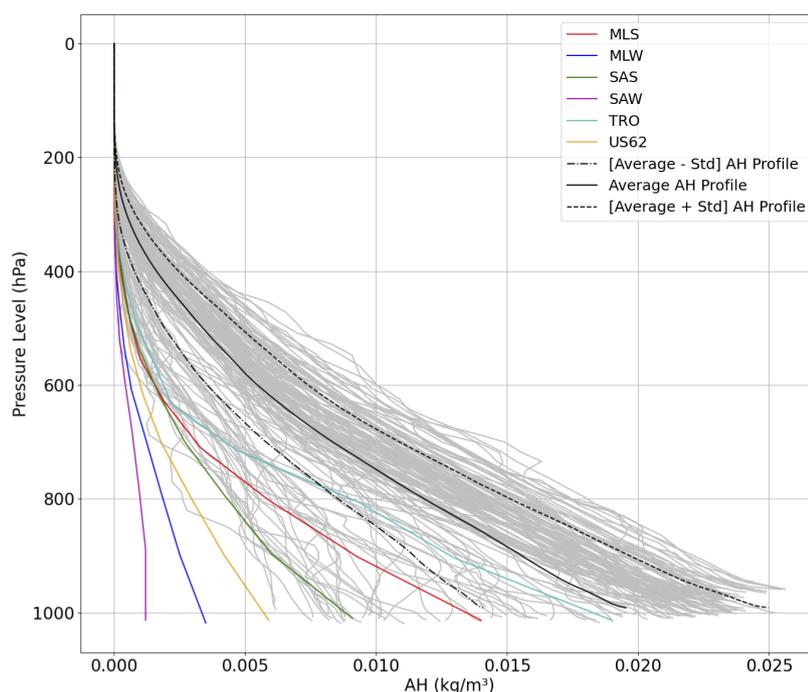


FIGURE 4.8 – Profils d'humidité absolue provenant de la base ECMWF avec nuages mixtes (courbes grises), plus le profil moyen (trait plein noir) \pm l'écart-type (traits noirs pointillés) comparés aux profils d'humidité absolue provenant de la base AFGL.

Pour les mêmes raisons que l'ensemble de données « nuages liquides », le profil moyen ECMWF-(écart-type) sera utilisé comme profil « first guess » pour l'inversion de l'IWV AC.

De la même manière que pour les situations impliquant des nuages constitués exclusivement de gouttelettes d'eau, il est nécessaire de déterminer le CTH pour réaliser l'inversion du contenu intégré en vapeur d'eau. La FIGURE 4.9 (page 130) présente les profils du Total Water Content (TWC), qui est la somme du LWC et du IWC, ainsi que la distribution du CTH déduits de ces profils. Les profils de LWC et IWC pour cet ensemble de données sont calculés de la même manière que les profils de LWC présentés dans la section précédente. Pour éviter les nuages multicouches (par exemple un cirrus au-dessus d'un nuage bas), nous avons préalablement filtré les profils. Par conséquent, l'altitude de la base du nuage est déterminée à partir du profil de LWC, tandis que l'altitude de son sommet est déterminée à partir du profil d'IWC.

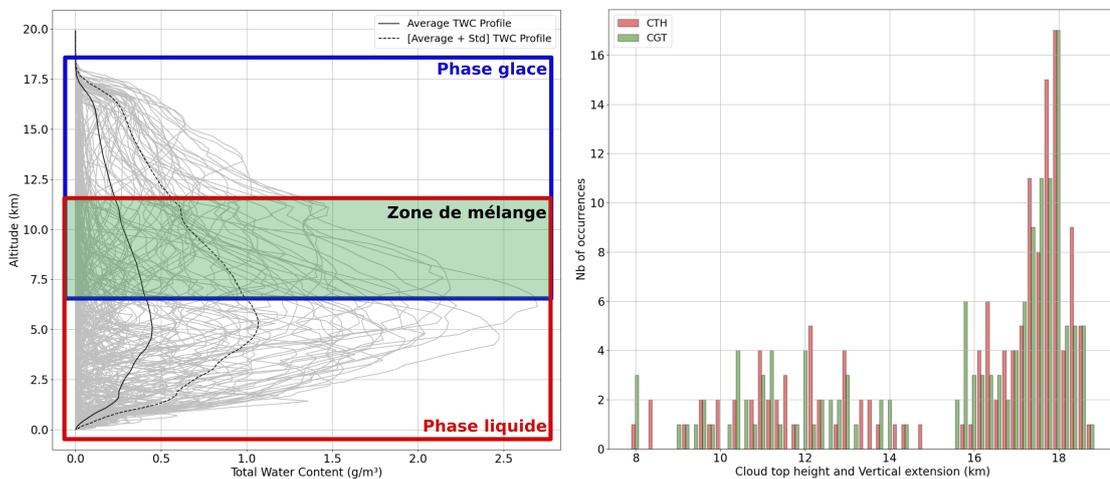


FIGURE 4.9 – À gauche, les profils du TWC (en gris), le profil moyen (trait plein noir) et moyenne+(écart-type) (trait noir pointillé). La courbe moyen-(écart-type) étant négative elle n'est pas représentée ici. À droite, la distribution du CTH et CGT provenant de la base ECMWF avec nuages mixtes. Le rectangle bleu délimite la phase glace du nuage, le rectangle rouge définit la phase liquide du nuage et, le rectangle vert caractérise la zone de mélange du nuage.

L'analyse de l'histogramme met en évidence le fait que le CTH est systématiquement situé au-dessus de 8 km, avec une forte proportion entre 15 et 18 km d'altitude (68% des cas).

Comme noté pour la FIGURE 4.5 (page 124), on remarque que les nuages d'altitudes de sommet intermédiaires entre 5 et 8 km sont très peu présents voir absents de l'ensemble du jeu de données (liquide + mixtes). Ces nuages manqueront donc dans la partie évaluation du chapitre 5.

Ces observations indiquent une forte présence de nuages de convection profonde, tels que les tours convectives qui correspondent à des *cumulonimbus*, typiques des régions tropicales et caractérisés par une extension verticale significative. Les valeurs de CBH sont généralement inférieures à 500 m (non représenté sur cette figure pour des raisons de clarté). Ainsi, nous pouvons maintenir l'hypothèse d'une valeur de CBH à 0 km dans notre processus d'inversion.

Pour finaliser la préparation des données nécessaires en vue de créer notre base de données synthétiques de luminances, il nous reste à déterminer le COT. Comme pour les nuages d'eau liquide, il est nécessaire de calculer le coefficient d'extinction (C_{ext}) pour la phase liquide et la phase glace du nuage, afin de déterminer l'épaisseur optique des phases correspondantes et l'épaisseur optique totale du nuage. Le calcul du C_{ext} et du COT de la phase liquide est effectué de la même manière que pour les nuages composés uniquement de gouttelettes d'eau (conformément à l'Eq (4.1)). Quant à la phase glace du nuage, le calcul du coefficient d'extinction repose sur une relation dérivée de la théorie de Mie, adaptée pour la glace. La relation est décrite par l'Eq (4.3) (LIN et al. 1994; SOHN, CHOI et al. 2015).

$$C_{ext} = \frac{3Q_e IWC \cdot 10^{-3}}{4\rho_{ice} R_{eff} \cdot 10^{-6}} 10^3 \quad (4.3)$$

avec, Q_e l'efficacité d'extinction, $\rho_{ice} = 917 \text{ kg m}^{-3}$, IWC (Ice Water Content) exprimé en g m^{-3} et C_{ext} exprimé en km^{-1} . Si $Q_e = 2$, on retrouve l'Eq (4.1) avec les variables des nuages de glace, ρ_{ice} et IWC. Le rayon effectif moyen est calculé à partir des rayons effectifs obtenus en utilisant la paramétrisation de Wyser (WYSER 1998).

$$R_{eff} = 377.4 + 203.3B + 37.91B^2 + 2.3696B^3 \quad (4.4)$$

et,

$$B = -2 + 10^{-3}(273 - T)^{1.5} \log\left(\frac{IWC}{IWC_0}\right) \quad (4.5)$$

où $IWC_0 = 50 \text{ g m}^{-3}$, IWC en g m^{-3} et T en K.

Cette relation n'est valable que si la température en °C est nulle ou négative, i.e., lorsque l'isotherme 0°C est atteint. La paramétrisation de Wyser est une relation empirique qui a été déduite à partir d'une série de mesures effectuées lors de campagnes visant à étudier les *cirrus*. Elle n'est donc pas parfaitement adaptée aux nuages de convection étudiés ici mais le profil microphysique n'est pas le coeur de cette thèse. La FIGURE 4.10 (page 132) présente la distribution du diamètre effectif moyen des cristaux de glace calculé pour chaque profil de la base ECMWF avec nuages mixtes.

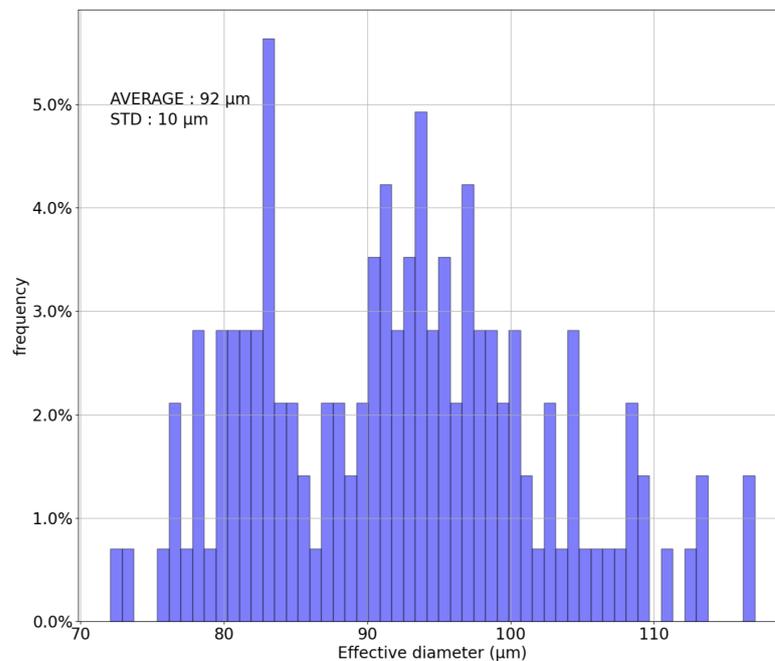


FIGURE 4.10 – Distribution du diamètre effectif des distribution de cristaux de glace calculé pour la base ECMWF avec nuages mixtes.

La moyenne de cette distribution nous donne le D_{eff} moyen que nous utilisons dans notre algorithme d'inversion pour la caractérisation des distributions de cristaux de glace, qui vaut 92 µm.

Nous avons fait le choix de ramener cette valeur à $90 \mu\text{m}$ pour qu'il y ait concordance avec les valeurs présentes dans la LUT de Baum (BAUM et al. 2014), afin de ne pas introduire d'éventuels problèmes d'interpolations sur les propriétés optiques de cette base de données qui nous servira à calculer les propriétés optiques des cristaux de glace.

Par conséquent, dans le calcul du C_{ext} pour la phase glace du nuage, le R_{eff} moyen que nous utilisons est de $45 \mu\text{m}$. L'écart-type de cette distribution ($10 \mu\text{m}$) nous permet de définir une incertitude sur le D_{eff} , qui sera considéré comme un paramètre fixe du modèle direct dans l'algorithme d'inversion. Cette incertitude sera prise en compte lors du calcul de la matrice de variance-covariance associée aux paramètres fixes.

En ce qui concerne l'efficacité d'extinction (Q_e) dans l'Eq (4.3), nous déterminons sa valeur à partir de la LUT établie par BAUM et al. (2014), en fonction du D_{eff} moyen de $90 \mu\text{m}$ et des trois bandes spectrales WV/C³IEL. La variation de l'efficacité d'extinction en fonction du diamètre effectif (D_{eff}) des cristaux de glace est illustrée dans la FIGURE 4.11 (page 133).

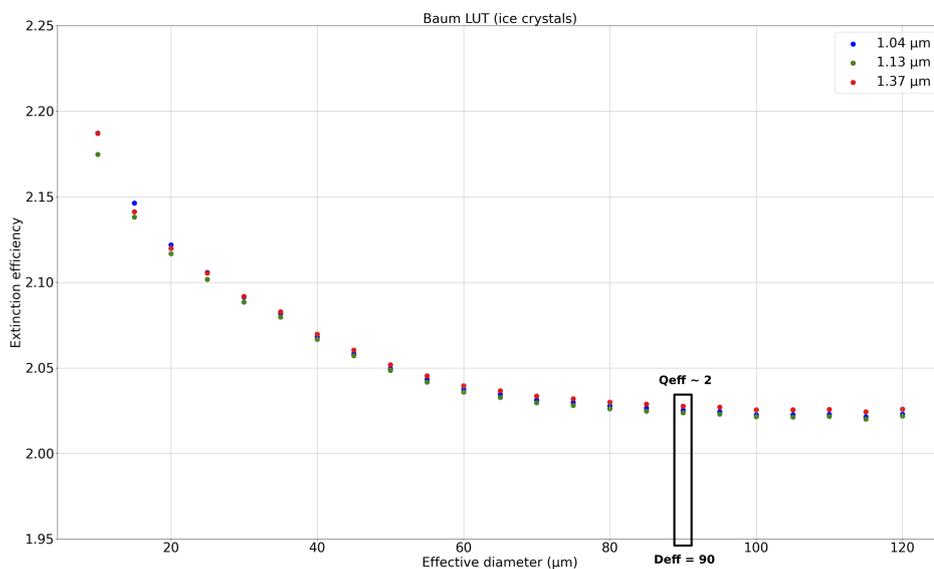


FIGURE 4.11 – Efficacité d'extinction pour les bandes spectrales WV/C³IEL en fonction du D_{eff} issus de la LUT de Baum.

On constate que l'efficacité d'extinction varie faiblement (de 2,2 à 2,02, soit 10% de variation) en fonction du D_{eff} des cristaux de glace, pour les trois bandes spectrales WV/C³IEL qui sont spectralement proche. Pour un diamètre effectif moyen de 90 μm , la valeur de Q_e est égale à 2,025 pour la bande spectrale à 1,04 μm , 2,024 pour la bande à 1,13 μm et 2,028 pour celle à 1,37 μm , soit environ égale à 2 pour les trois bandes spectrales WV/C³IEL. Nous avons donc utilisé la valeur arrondie dans nos calculs.

À partir des données obtenues précédemment, nous sommes en mesure de calculer le C_{ext} et le COT pour la phase glace du nuage. La FIGURE 4.12 (page 134) illustre les profils de C_{ext} et de COT calculés pour les 142 profils qui incluent à la fois une phase liquide et une phase glace au sein du nuage.

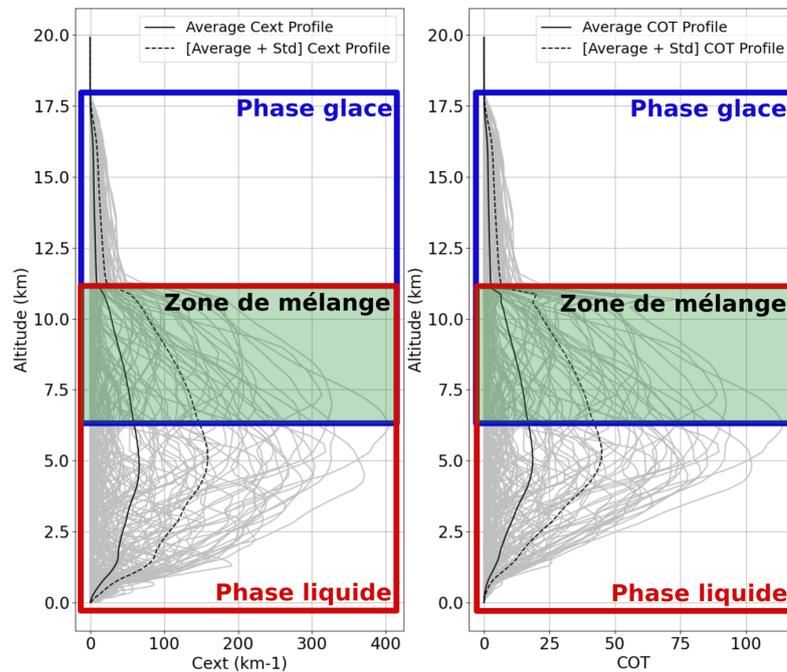


FIGURE 4.12 – Profils d'épaisseur optique (à droite) et coefficient d'extinction (à gauche) provenant de la base ECMWF avec nuages mixtes. Le profil moyen est représenté par la courbe noire trait plein. La courbe noire en pointillée représente le profil moyen+(écart-type). La courbe moyenne-(écart-type) étant négative elle n'est pas représentée ici. Le rectangle bleu délimite la phase glace du nuage, le rectangle rouge définit la phase liquide du nuage et, le rectangle vert caractérise la zone de mélange du nuage.

Les valeurs de C_{ext} se distinguent nettement de celles observées dans les situations de nuages liquides, avec des valeurs pouvant atteindre les 400 km^{-1} indiquant un coeur convectif optiquement dense. Le coefficient d'extinction de la zone constituée uniquement de glace se révèle être bien inférieur à ce que l'on peut observer dans la zone de mélange ainsi que dans la phase liquide. Cet écart conduit à un COT sensiblement plus faible pour la phase glace, en comparaison à celui observé dans la zone de mélange et dans la phase liquide. La FIGURE 4.13 (page 135) montre la distribution du COT « Total » et de l'IWV AC que nous chercherons à restituer à partir des profils de la base ECMWF avec nuages mixtes.

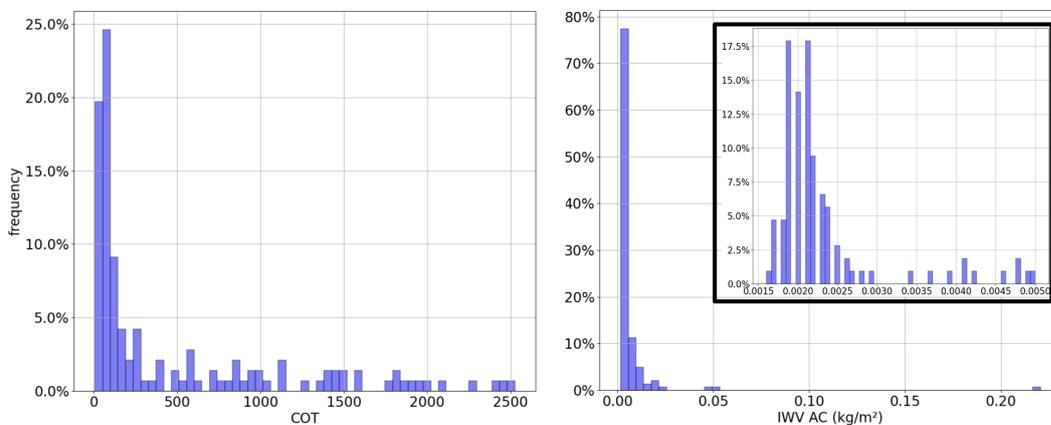


FIGURE 4.13 – Distribution du COT « Total » (à gauche) et de l'IWV AC (à droite) provenant de la base ECMWF avec nuages mixtes. Le carré dans la figure de droite est un zoom de la distribution de l'IWV AC, sur les faibles valeurs d'IWV AC, afin de mieux distinguer leur distribution.

Environ 60% des valeurs de COT sont supérieures à 100 qui est la valeur limite restituable à partir de radiomètre visible en considérant un nuage plan-parallèle homogène et infini. La prise en compte de la structure 3D du nuage avec des dimensions finies permet d'obtenir des épaisseurs optiques bien supérieures (e.g., CORNET et DAVIES 2008, figure 7). Cependant, la mise en oeuvre opérationnelle de ce type de méthode reste actuellement limitée par les temps de calculs nécessaires, et quoi qu'il en soit, l'extension horizontale de nombreux nuages de convection profonde conduirait à une configuration se rapprochant d'un nuage infini.

Dans le cadre de restitution MODIS, une épaisseur optique de 100 correspond donc à une valeur basse de l'épaisseur optique du nuage convectifs. SOHN, HAM et al. (2009) obtient des valeurs de COT dérivées des produits MODIS supérieures à 100 pour des observations de scènes nuageuses issues de convection profonde au niveau des tropiques. Dans notre cas, les valeurs de COT total sont calculées directement à partir des profils de LWC et IWC (« Liquid-Ice Water Content ») ce qui conduit à des valeurs bien supérieures à 100. De la même manière que pour les nuages liquides, on établit à partir de l'histogramme de l'épaisseur optique une valeur *a priori* pour l'algorithme d'inversion, qui se situe autour de 147 (représentant la valeur médiane de cette distribution). En ce qui concerne l'IWV AC, les valeurs sont très faibles, inférieures à $0,3 \text{ kg m}^{-2}$, étant donné que les valeurs de CTH que nous avons précédemment estimées oscillent généralement entre 8 km et 18 km et que la concentration en vapeur d'eau diminue fortement avec l'altitude.

La FIGURE 4.14 (page 136) présente le profil d'IWV cumulé depuis le sommet de l'atmosphère (TOA) obtenue à partir du profil ECMWF moyen+(écart-type).

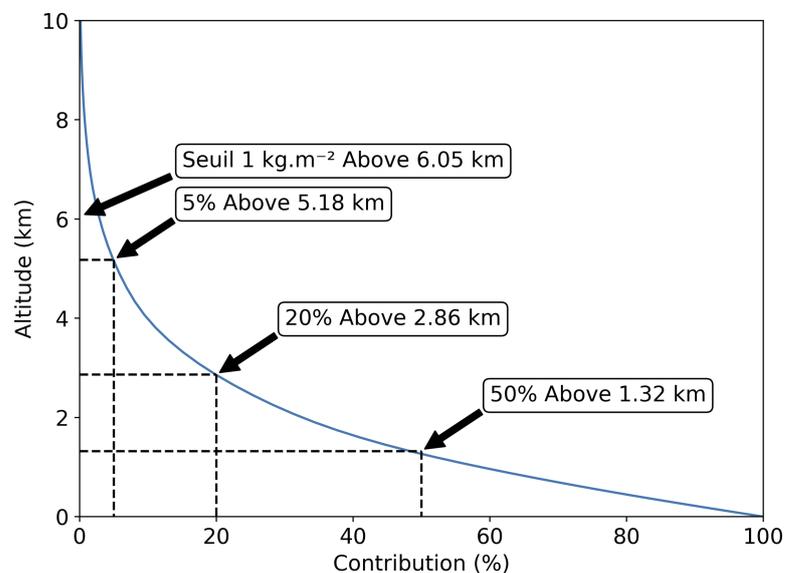


FIGURE 4.14 – Profil d'IWV cumulé depuis le sommet de l'atmosphère, pour le profil ECMWF moyen+(écart-type) de l'ensemble des profils avec un nuage mixte.

Cette figure illustre la fonction de répartition du contenu intégré en vapeur d'eau en fonction de l'altitude qui va de 0% au sommet de l'atmosphère (TOA) à 100% en surface. On constate qu'au-dessus de 6 km d'altitude, le contenu intégré en vapeur d'eau représente 4% du contenu total soit une valeur d'environ 1 kg m^{-2} . À 1,32 km d'altitude, le contenu intégré représente 50% du contenu total, autrement dit, 50% de la vapeur d'eau se situe entre 1,32 km et le sol.

Cette courbe explique les faibles valeurs d'IWV AC calculées pour les 142 profils de cet ensemble de données, où le CTH est supérieur à 8 km et généralement proche de 15-16 à 18 km d'altitude.

4.4 Création des données de luminances pour tester l'algorithme

Pour tester et valider notre algorithme d'inversion, nous avons généré des luminances, dans les trois bandes spectrales WV définies pour la mission C³IEL (FIGURE 2.10, page 69) à l'aide du code de TR (voir annexe C, page 233).

Les propriétés décrites dans la section précédente, notamment le R_{eff} des gouttelettes, le D_{eff} des cristaux de glace et les profils de COT, nous ont permis de déterminer les propriétés optiques des nuages simulés, dont les fonctions de phase de diffusion (voir annexe C, page 233) à partir d'un code de Mie (WISCOMBE 1980; DE ROOIJ et al. 1984; DEHAAN et al. 1987; DOLMAN 1989), mis en oeuvre dans ARTDECO (cf. annexe C, page 233).

Pour ce qui est des cristaux de glace, la caractérisation de leurs propriétés optiques dans les codes de TR est un peu plus complexe à réaliser que celle des gouttelettes car les cristaux de glace ne sont pas sphériques et peuvent être de formes et d'orientations très différentes les uns des autres, FIGURE 1.9 (page 28).

Dans notre étude, nous utilisons les fonctions de phase de diffusion disponibles dans ARTDECO et issues de BAUM et al. (2014). Les propriétés optiques sont disponibles pour plusieurs D_{eff} et plusieurs longueurs d'onde.

Par interpolation, nous obtenons donc les propriétés optiques pour D_{eff} moyen calculé dans notre étude et les trois bandes spectrales WV que nous utilisons. Une limitation de cette base de données tient au fait que les propriétés optiques des cristaux de glace dans BAUM et al. (2014) sont représentatives des cristaux qui constituent les *cirrus* et non des nuages de convection profonde, la taille des cristaux de glace tend donc à être sous-estimée. Des études de sensibilité à ce paramètre (D_{eff}) pourront être testées ultérieurement. Si nécessaire et si elle existe, une base de données caractérisant les cristaux de glace pour des nuages convectifs pourra être utilisée.

4.5 Modèles de nuage et hypothèses pour l'inversion en condition réaliste

Dans cette section, nous procédons à un rappel des hypothèses clés qui guideront notre algorithme d'inversion. Ensuite, nous introduirons les deux modèles de nuages spécifiquement élaborés pour notre algorithme. Tout d'abord, pour que la méthodologie soit bien claire, voici un bref récapitulatif des hypothèses présentées précédemment.

1. Hypothèse plan-parallèle homogène
2. Diffusion Rayleigh moléculaire non prise en compte car négligeable dans le SWIR
3. Humidité relative de 100% dans le nuage (FIGURE 2.2, page 43)
4. CBH fixé à 0 km (FIGURES 4.5 et 4.9, pages 124 et 130 respectivement)
5. COT et IWV AC *a priori* considérés comme « first guess » dans le processus d'inversion
6. Écart-type des valeurs *a priori* élevées pour favoriser l'information issue des mesures dans le processus d'inversion
7. R_{eff} des gouttelettes d'eau fixé à 10 μm (KING et al. 2004)

8. D_{eff} des cristaux de glace fixé à $90 \mu\text{m}$ (FIGURE 4.10, page 132)
9. Profil moyen ECMWF-(écart-type) choisi comme profil atmosphérique « first guess »

Au cours de ce chapitre, j'ai présenté divers types de profils, notamment des profils d'humidité absolue, des profils de coefficient d'extinction et des profils de COT. Cependant, à l'exception du CTH que nous pourrions estimer en utilisant les imageurs CLOUD de la mission C³IEL (DANDINI et al. 2022), nous ne serons pas en mesure de définir de manière précise une stratification du nuage.

Pour pallier cette limitation, nous devons supposer un modèle de nuage. La FIGURE 4.16 (page 141) illustre de manière schématique les deux modèles de nuages (liquide et mixte) que nous utilisons.

Dans le cas de nuages composés à la fois d'une phase liquide et d'une phase glace, le CTH que nous pourrions estimer à l'aide des imageurs CLOUD correspondra au sommet de la phase glace du nuage. Cependant, nous ne pourrions pas estimer le sommet de la phase liquide, ce qui rendra difficile la définition de la zone de mélange dans le nuage observé.

Afin de simplifier le modèle de nuage mixte, nous avons opté pour un nuage composé de deux parties : une partie liquide et une partie glace. La phase liquide est définie du CBH (0 km) jusqu'à une altitude de 5 km, tandis que la phase glace s'étendra de cette valeur de 5 km jusqu'au CTH. Au vu du type de nuages étudiés (nuages convectifs très opaques), la zone de mélange, défini dans le modèle de nuage, aura peu d'impact sur les valeurs restituées.

La valeur de 5 km a été déterminée en utilisant les profils de température et en considérant que les cristaux de glace commencent à se former lorsque l'isotherme 0°C est atteint. Pour chaque profil, nous avons identifié l'altitude correspondant à l'isotherme 0°C . La valeur de 5 km correspond à la valeur moyenne de la distribution obtenue pour les 142 profils mixtes, voir la FIGURE 4.15 (page 140).

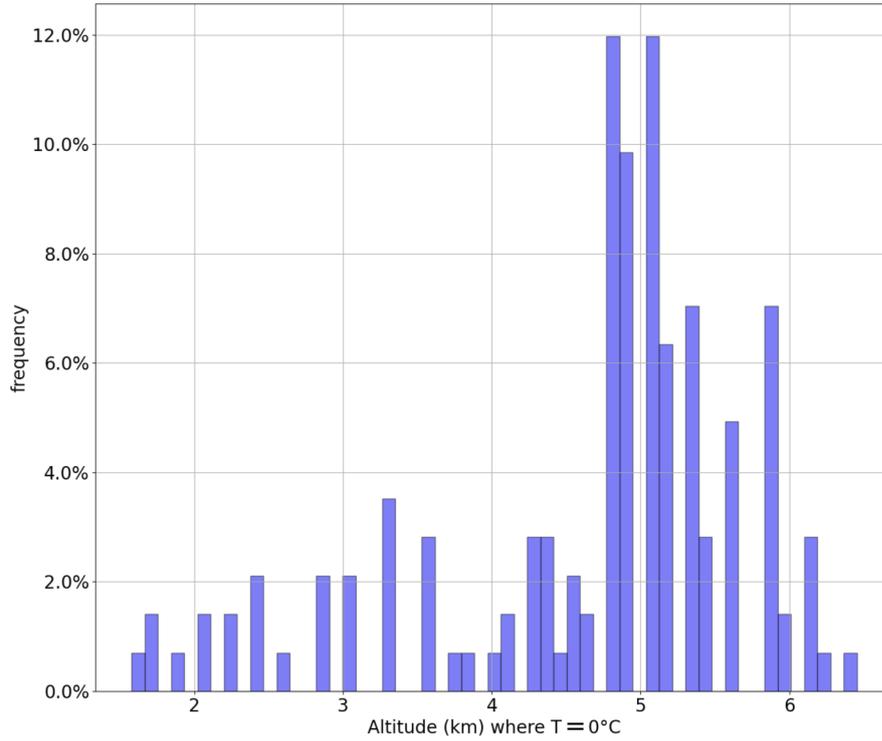


FIGURE 4.15 – Distribution de l’altitude de l’isotherme 0 °C des profils de la base ECMWF avec nuages mixtes.

Pour l’épaisseur optique des deux phases dans notre modèle de nuage mixte (phase liquide et phase glace), la seule information dont nous disposons est la connaissance *a priori* sur le COT total. Dans notre algorithme d’inversion, il faut donc partager cette valeur entre les deux phases. Pour cela nous avons élaboré deux équations qui, en calculant le rapport entre l’extension verticale de chaque phase sur l’extension verticale totale du nuage, multiplié par le COT total, permettent de réaliser ce partage. Les équations sont les suivantes :

$$COT_{glace} = COT_{total} \frac{(CTH_{glace} - CBH_{glace})}{CGT} \quad (4.6)$$

et,

$$COT_{liquide} = COT_{total} \frac{(CTH_{liquide} - CBH_{liquide})}{CGT} \quad (4.7)$$

4.5. Modèles de nuage et hypothèses pour l'inversion en condition réaliste 141

Le CTH_{glace} sera obtenu à partir de l'imageur CLOUD, $CBH_{glace} = CTH_{liquide} = 5$ km, $CBH_{liquide} = 0$ km et CGT (Cloud Geometrical Thickness) représente l'extension totale du nuage.

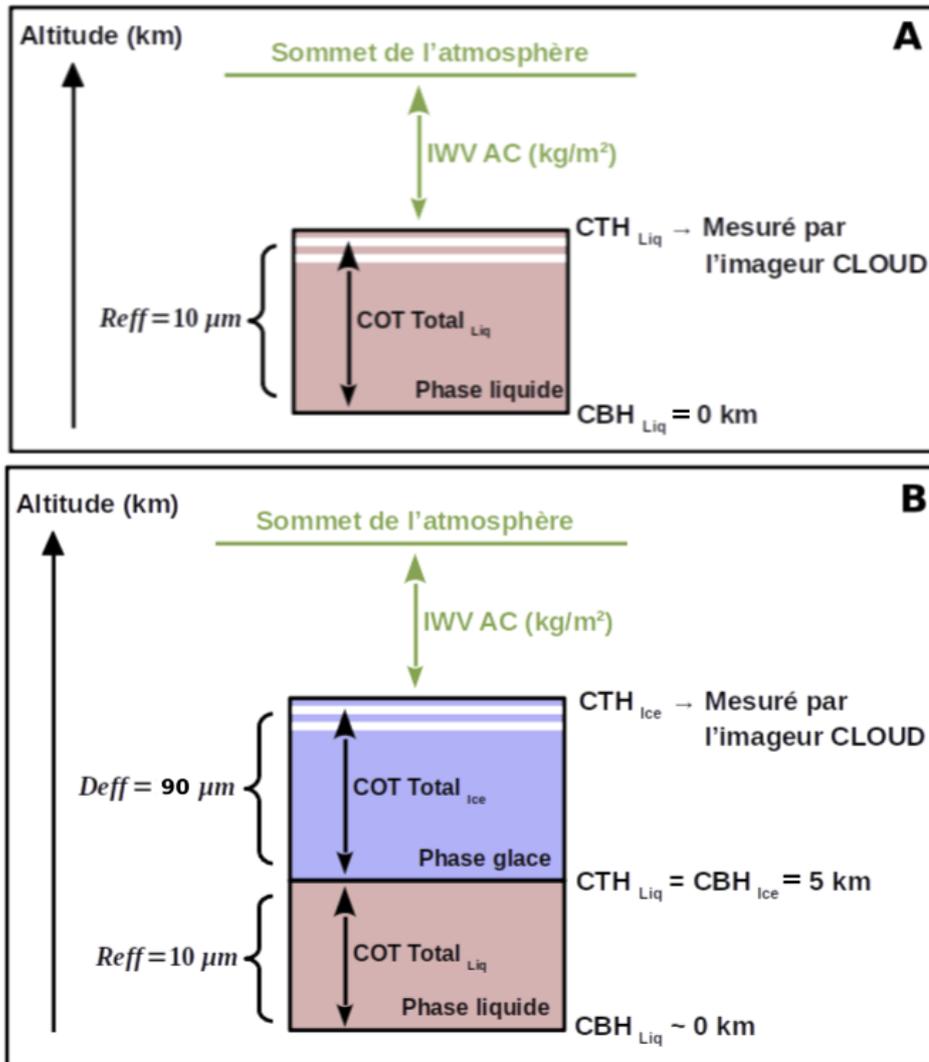


FIGURE 4.16 – Schéma des deux modèles de nuages définis pour l'estimation optimale, nuage liquide (A) et nuage mixte (B). Le COT « Total » et l'IWV AC sont les deux paramètres que nous cherchons à restituer.

Bibliographie du présent chapitre

- BAUM, B. A., P. YANG, A. J. HEYMSFIELD, A. BANSEMER, B. H. COLE, A. MERRELLI, C. SCHMITT et C. WANG (2014). « Ice cloud single-scattering property models with the full phase matrix at wavelengths from 0.2 to 100 μm ». In : *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, p. 123-139. DOI : [10.1016/j.jqsrt.2014.02.029](https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2014.02.029). URL : <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022407314000867>.
- CORNET, C. et R. DAVIES (2008). « Use of MISR measurements to study the radiative transfer of an isolated convective cloud : Implications for cloud optical thickness retrieval ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. DOI : [10.1029/2007JD008921](https://doi.org/10.1029/2007JD008921). URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2007JD008921>.
- DANDINI, P., C. CORNET, R. BINET, L. FENOUIL, V. HOLODOVSKY, Y. Y. SCHECHNER, D. RICARD et D. ROSENFELD (2022). « 3D cloud envelope and cloud development velocity from simulated CLOUD (C3IEL) stereo images ». In : *Atmospheric Measurement Techniques*, p. 6221-6242. DOI : [10.5194/amt-15-6221-2022](https://doi.org/10.5194/amt-15-6221-2022). URL : <https://amt.copernicus.org/articles/15/6221/2022/>.
- DE ROOIJ, W. A. et C. C. A. H. VAN DER STAP (1984). « Expansion of Mie scattering matrices in generalized spherical functions ». In : *Astronomy And Astrophysics*, p. 237-248.
- DEHAAN, J., P. BOSMA et J. HOVENIER (1987). « The adding method for multiple scattering of polarized light ». In : *Astronomy and Astrophysics*, p. 371-391.
- DOLMAN, V. L. (1989). « Meerhoff mie program user guide ». In : *Internal Report Astronomy Dept.*
- KING, M. D., S. PLATNICK, P. YANG, G. T. ARNOLD, M. A. GRAY, J. C. RIEDI, S. A. ACKERMAN et K.-N. LIOU (2004). « Remote Sensing of Liquid Water and Ice Cloud Optical Thickness and Effective Radius in the Arctic : Application of Airborne Multispectral MAS Data ». In : *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, p. 857-875. DOI : [10.1175/1520-0426\(2004\)021<0857:RSOLWA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2004)021<0857:RSOLWA>2.0.CO;2). URL : [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0426\(2004\)021%3C0857:RSOLWA%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0426(2004)021%3C0857:RSOLWA%3E2.0.CO;2).
- LIN, B. et W. B. ROSSOW (1994). « Observations of cloud liquid water path over oceans : Optical and microwave remote sensing methods ». In : *Journal of Geophysical Research*, p. 20907. DOI : [10.1029/94JD01831](https://doi.org/10.1029/94JD01831). URL : <http://doi.wiley.com/10.1029/94JD01831>.
- SOHN, B.-J., M.-J. CHOI et J. RYU (2015). « Explaining darker deep convective clouds over the western Pacific than over tropical continental convective regions ». In : *Atmospheric Measurement Techniques*, p. 4573-4585. DOI : [10.5194/amt-8-4573-2015](https://doi.org/10.5194/amt-8-4573-2015).

5194/amt-8-4573-2015. URL : <https://amt.copernicus.org/articles/8/4573/2015/>.

SOHN, B.-J., S.-H. HAM et P. YANG (2009). « Possibility of the Visible-Channel Calibration Using Deep Convective Clouds Overshooting the TTL ». In : *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, p. 2271-2283. DOI : [10.1175/2009JAMC2197.1](https://doi.org/10.1175/2009JAMC2197.1). URL : <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/2009JAMC2197.1>.

WISCOMBE, W. J. (1980). « Improved Mie scattering algorithms ». In : *Applied Optics*, p. 1505. DOI : [10.1364/AO.19.001505](https://doi.org/10.1364/AO.19.001505). URL : <https://opg.optica.org/abstract.cfm?URI=ao-19-9-1505>.

WYSER, K. (1998). « The Effective Radius in Ice Clouds ». In : *Journal of Climate*, p. 1793-1802. DOI : [10.1175/1520-0442\(1998\)011<1793:TERIIC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011<1793:TERIIC>2.0.CO;2). URL : [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442\(1998\)011%3C1793:TERIIC%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442(1998)011%3C1793:TERIIC%3E2.0.CO;2).

Restitution du contenu intégré en vapeur d'eau à partir de profils réalistes

Sommaire du présent chapitre

5.1	Les paramètres d'entrées de l'algorithme et le schéma d'inversion	147
5.2	Restitution du COT sur des nuages d'eau liquide	150
5.3	Restitution de l'IWV AC pour des nuages d'eau liquide	152
5.4	Restitution sur des nuages mixtes	160
5.5	Causes de non-convergence sur l'inversion de l'IWV AC	165
5.6	Causes d'erreur sur l'inversion de l'IWV AC	169
5.7	Test du schéma d'inversion	172
5.8	Restitution suivant différents angles d'observations	174
5.9	Discussion sur les incertitudes restituées	177
5.10	Apport de la bande très absorbante à 1,37 μm	179

5.11 Ajout d'un bruit instrumental lors de la restitution**181**

« Ici le possible est déjà fait, l'impossible est en cours, pour les miracles prévoir un délai. » (Anonyme)

Dans le chapitre 3 (page 86), nous avons évalué notre algorithme d'inversion dans des conditions idéalisées de ciels nuageux au-dessus de l'océan. Ces résultats ont montré la faisabilité de restituer le contenu intégré en vapeur d'eau au-dessus des nuages avec une erreur absolue sur la restitution inférieure à 1 kg m^{-2} en présence de nuages optiquement épais et avec une erreur inférieure à 4 kg m^{-2} pour des nuages plus fins optiquement ($\text{COT} = 10$), ce qui est en accord avec les conclusions obtenues quelques années auparavant par ALBERT et al. (2001). Ces résultats ont été obtenus à partir de profils moyens en ciel clair pour lesquels une quantité de vapeur d'eau équivalente à une humidité relative de 100% a été fixée dans la partie nuageuse et un profil d'extinction homogène dans le nuage qui correspond au modèle de nuage utilisé pour l'inversion.

Dans ce chapitre, nous allons présenter les résultats de notre algorithme d'inversion, obtenus en utilisant les profils réalistes issus de la base de données ECMWF-IFS, présentés dans le chapitre 4 (page 117).

On présentera dans un premier temps les résultats de l'inversion de l'IWV AC, en présence d'un nuage constitué d'eau liquide et en visée nadir. On utilisera ici, les 196 profils de l'ensemble de données « liquide » présenté dans le chapitre précédent. On présentera ensuite les résultats suivant différents angles d'observations et l'apport de la bande spectrale à $1,37 \mu\text{m}$. On terminera ce chapitre en montrant les résultats de l'inversion en considérant des nuages dont l'altitude du sommet est plus élevée et qui sont constitué d'une phase liquide et d'une phase glace. Dans ce cas, on utilisera les 142 profils de l'ensemble « liquide + glace » présenté précédemment.

5.1 Les paramètres d'entrées de l'algorithme et le schéma d'inversion

Sur la FIGURE 5.1 (page 147) sont rappelés les valeurs des paramètres fixes du modèle direct, le vecteur mesure y et le vecteur d'état *a priori* x_a ainsi que leurs incertitudes.

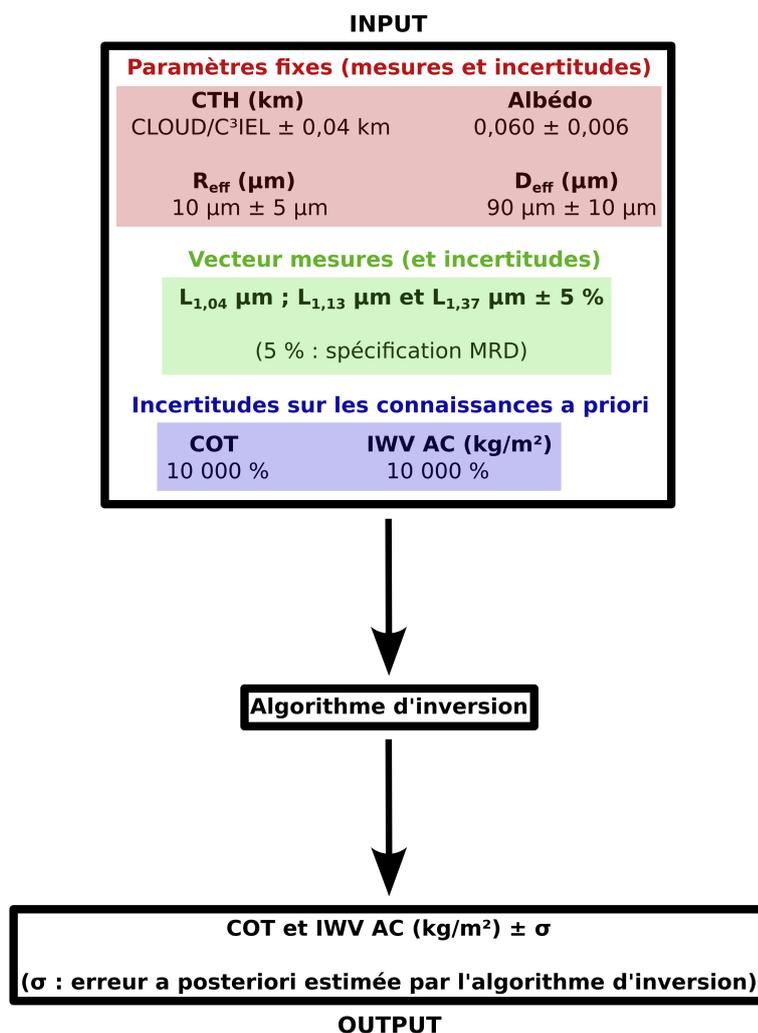


FIGURE 5.1 – Représentation schématique des paramètres d'entrées (mesures, *a priori* et paramètres fixes) et sorties (vecteur d'état) de l'algorithme d'inversion.

Les définitions des valeurs *a priori* sont exposées dans le chapitre 4 (page 117), et le choix d’attribuer une incertitude significative à nos connaissances *a priori* est justifiée dans le chapitre 3 (page 86).

La Méthode d’Estimation Optimale (MEO) utilise l’inverse de la matrice de variance-covariance associée aux connaissances *a priori* du vecteur d’état, une incertitude très élevée contribuera donc à minimiser l’influence de ces informations sur l’inversion et à inverser le vecteur d’état seulement à partir des informations du vecteur mesure.

Concernant les paramètres fixes, la valeur de l’altitude du sommet du nuage (CTH) sera obtenue à partir de l’imageur CLOUD de la mission C³IEL et l’incertitude associée provient des travaux de DANDINI et al. (2022). La valeur de l’albédo de surface est obtenue à partir des profils sélectionnés dans la base de données ECMWF-IFS, fixé à 0,060, et son incertitude de 0,006, qui correspond à une incertitude relative de 10%, a été définie de manière arbitraire. Pour le R_{eff} des gouttelettes d’eau dans le nuage, la valeur de 10 μm est une valeur moyenne (rayon effectif moyen des gouttelettes d’eau non précipitantes, e.g., KING et al. 2004). L’incertitude de 5 μm sur le R_{eff} , qui équivaut à une incertitude relative de 50%, a également été définie arbitrairement. Concernant le D_{eff} des cristaux de glace, la détermination de sa valeur et de son incertitude de 10 μm est exposée dans le chapitre 4 (page 117).

Enfin, en ce qui concerne l’incertitude de 5% liée au vecteur mesure y , il s’agit de l’incertitude spécifiée par les porteurs du projet C³IEL dans le Mission Requirements Document (MRD), pour les imageurs SWIR vapeur d’eau.

Dans le chapitre 3 (page 86), nous avons indiqué que l’inversion est effectuée en deux temps. Dans un premier temps, l’épaisseur optique du nuage (COT) est restituée, en utilisant la luminance obtenue à partir de la bande spectrale à 1,04 μm . À cette étape, l’algorithme d’inversion estime une valeur d’épaisseur optique et une incertitude sur le COT estimé, i.e., une erreur dite « *a posteriori* » correspondant à la racine carrée de la matrice de variance-covariance du vecteur d’état (E_q (3.17) du chapitre 3, page 86) qui est réutilisée pour la deuxième étape de l’inversion.

Cette deuxième étape permet la restitution du contenu intégré en vapeur d'eau au-dessus du nuage (IWV AC) et un ajustement de l'épaisseur optique précédemment déterminée. Le vecteur mesure y est constitué des luminances obtenues à partir des bandes spectrales vapeur d'eau absorbantes (1,13 et 1,37 μm) et de la luminance à 1,04 μm , non absorbante.

Dans le vecteur d'état *a priori* (x_a), en plus de la connaissance *a priori* que l'on apporte sur l'IWV AC, on injecte le COT et son incertitude estimée à l'étape précédente. Ce qui veut dire que dans le processus d'inversion de l'IWV AC, l'incertitude sur le COT ne sera plus de 10000% mais sera égale à l'erreur *a posteriori* estimée. Par conséquent, on détermine l'IWV AC tout en laissant un certain degré de liberté au COT.

Dans les deux prochaines sections, nous allons présenter les résultats obtenus pour l'inversion de l'épaisseur optique du nuage et du contenu intégré en vapeur d'eau au-dessus du nuage pour les 196 profils nuageux composés uniquement de gouttelettes d'eau.

Les résultats qui vont suivre ont été obtenus pour un seul angle de visée du satellite, lorsque que le satellite vise au nadir. On montrera à la section 5.6 les résultats pour différents angles de visées.

5.2 Restitution du COT sur des nuages d'eau liquide

Dans cette section, nous allons présenter les résultats obtenus pour la restitution de l'épaisseur optique du nuage, sur les 196 profils nuageux liquide. La FIGURE 5.2 (page 150) montre la relation entre l'épaisseur optique restituée et la valeur « vraie ». L'incertitude est aussi reportée sous forme de barre d'erreurs.

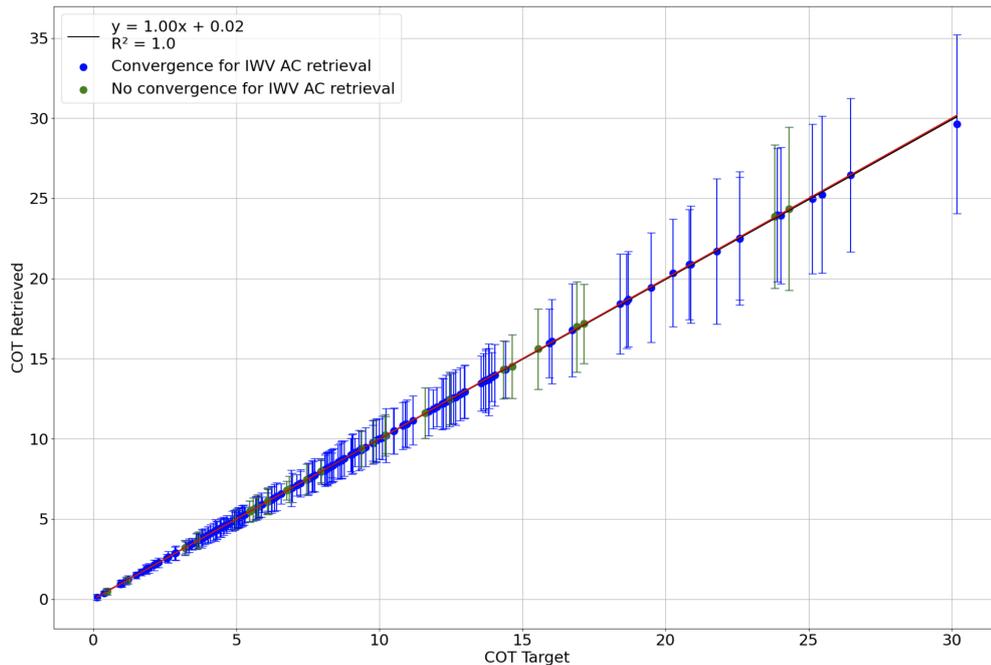


FIGURE 5.2 – Relation entre le COT restitué et le COT « vraie » pour les profils constitués d'un nuage liquide provenant de la base ECMWF. La ligne noire représente la droite de régression linéaire entre ces deux variables et la droite rouge représente la droite $y = x$. Les barres d'erreurs représentent l'erreur *a posteriori* estimée par l'algorithme d'inversion pour un intervalle de confiance de 66% (1σ). En bleu, sont représentés les cas où il y a convergence lors de la restitution de l'IWV AC (85% des cas) et en vert les cas où il n'y a pas de convergence pour l'IWV AC (15% des cas).

On observe une excellente corrélation positive entre la valeur restituée et la valeur « vraie », avec un coefficient de détermination de 1.

Les points se positionnent très bien sur la droite de régression linéaire (droite noire), elle-même confondue à la droite $y = x$ (droite rouge), laquelle est systématiquement contenue dans les barres d'erreurs, ce qui justifie d'une bonne estimation de la valeur et de l'erreur *a posteriori* dans le processus d'inversion de l'épaisseur optique. On constate que les barres d'erreur augmentent lorsque le COT augmente. Cette augmentation est liée d'une part à la valeur de l'épaisseur optique qui augmente mais aussi à la baisse de sensibilité de la luminance obtenue à partir de la bande spectrale à $1,04 \mu\text{m}$, qui diminue lorsque le COT augmente, visible sur la FIGURE 3.4 (page 105).

La FIGURE 5.3 (page 151) montre la distribution de l'erreur absolue du COT restitué (différence entre la vérité terrain et la valeur restituée), ainsi que l'erreur absolue en fonction du COT « vrai ».

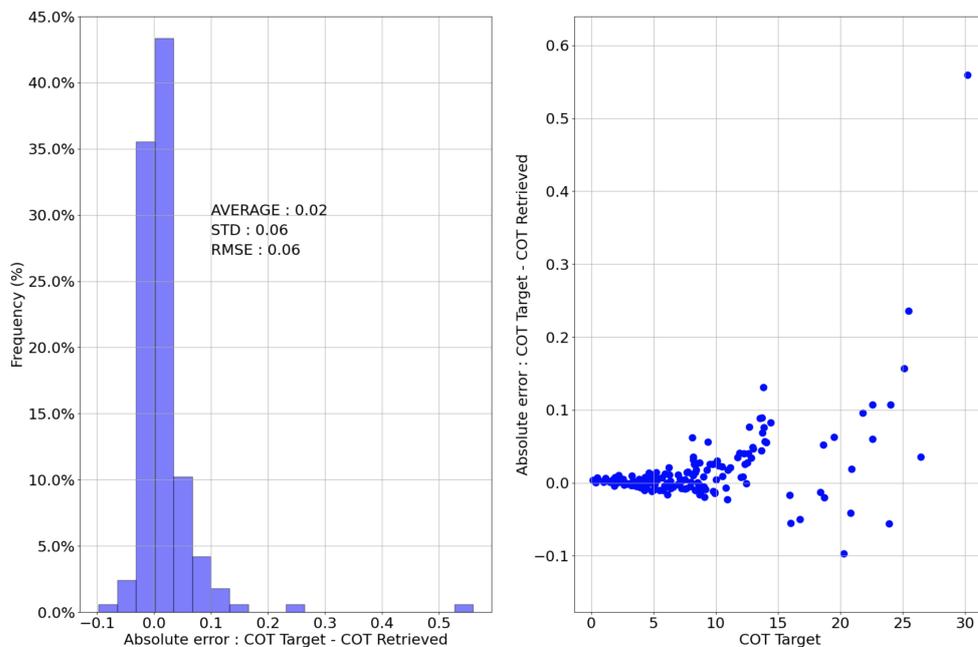


FIGURE 5.3 – Erreur absolue sur la restitution du COT pour les profils constitués d'un nuage liquide provenant de la base ECMWF. À gauche, la distribution de l'erreur absolue et à droite l'erreur absolue en fonction du COT « vrai ». Sur les figures et pour les calculs de moyenne, écart-type et RMSE, les profils pour lesquels il y a non-convergence pour l'inversion de l'IWV AC ont été retirés, ce qui représente 30 profils sur les 196, soit 15%.

Pour les nuages constitués uniquement de gouttelettes d'eau avec des valeurs de COT inférieur à 30, l'erreur absolue sur la restitution est très faible, majoritairement inférieur à 0,1 : 160 profils sur les 166 profils qui convergent pour l'IWV AC, soit 96%, avec un biais sur la restitution de 0,02. L'écart-type et le RMSE sont également très faible : 0,06 pour les deux. Un biais très faible et une dispersion des erreurs absolues autour de ce biais très faible également.

Sur la figure de droite on observe une augmentation de l'erreur absolue lorsque le COT augmente avec les points qui s'éloignent de la valeur moyenne pour les COT les plus grands.

Pour ce qui est de l'erreur relative commise sur la restitution, comme pour l'erreur absolue, elle est très faible : $< 4\%$, avec un biais très faible également (0,16%) et un écart-type de 0,38%.

En conclusion de cette section, on peut dire que pour des nuages constitués uniquement de gouttelettes d'eau et pour des valeurs de COT ≤ 30 , la restitution de l'épaisseur optique du nuage (avec notre algorithme d'inversion) est très bonne et avec un biais de 0,02 en absolu et de 0,54% en relatif.

5.3 Restitution de l'IWV AC pour des nuages d'eau liquide

Dans la section précédente nous avons montré les résultats de l'inversion de l'épaisseur optique du nuage et nous avons vu que le COT (pour des nuages d'eau liquide et des valeurs ≤ 30) était très bien estimé.

Dans cette section, nous allons montrer les résultats de la restitution du contenu intégré en vapeur d'eau pour les mêmes profils nuageux que ceux utilisés dans la section précédente.

La FIGURE 5.4 (page 153) présente les résultats de l'inversion du contenu intégré en vapeur d'eau au-dessus des nuages pour les profils avec un nuage d'eau liquide. Elle décrit la relation entre l'IWV AC « vrai » et l'IWV AC restitué.

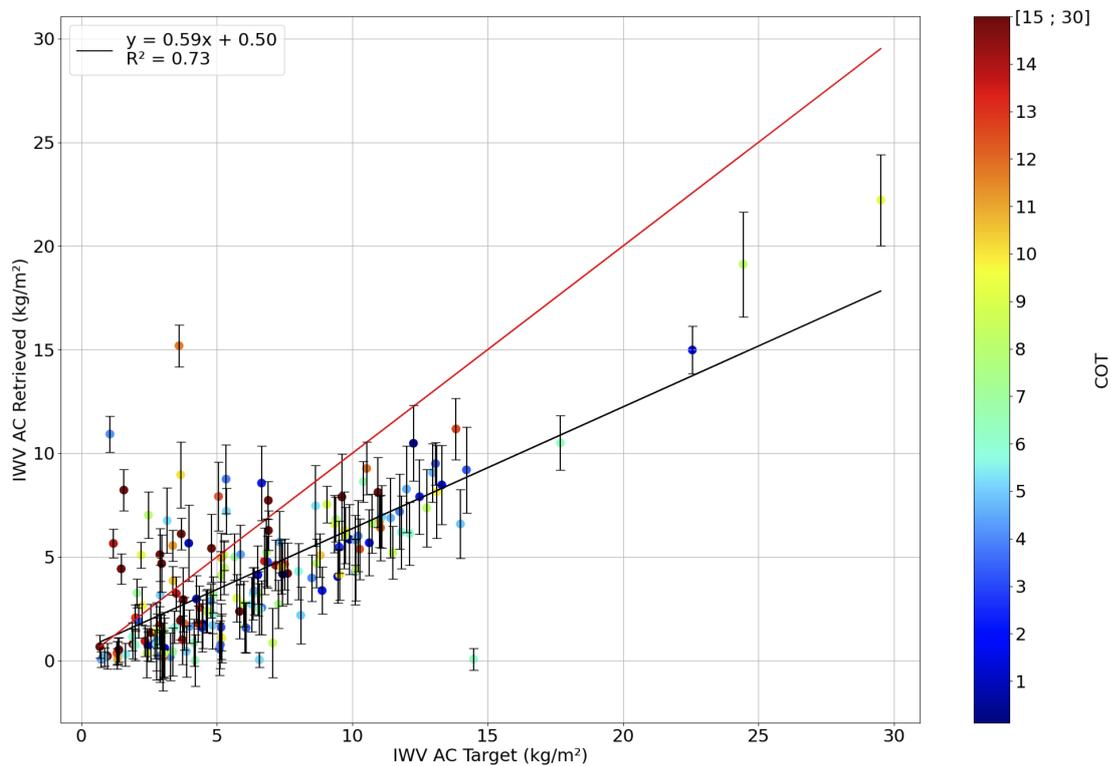


FIGURE 5.4 – Relation entre l'IWV AC restitué et l'IWV AC « vrai ». Le code couleur définit le COT, la droite noire représente la droite de régression linéaire entre ces deux variables et la droite rouge représente la droite $y = x$. Les barres noires représentent l'erreur *a posteriori* estimée par l'algorithme d'inversion pour un intervalle de confiance de 99%.

La corrélation entre la valeur restituée et la valeur cible n'est pas parfaite mais elle est tout de même significative avec un coefficient de détermination de 0,73. On remarque que la droite de régression linéaire entre les valeurs restituées et les valeurs cible diffère de la droite $y = x$ avec un coefficient directeur inférieur à 1, ce qui indique que dans la majorité des cas (dans 85% des cas), l'IWV AC restitué est sous-estimé. Nous verrons dans la section 5.5, les raisons expliquant cette sous-estimation. On note aussi que la droite $y = x$ (qui décrit ce que l'on aurait en cas d'une restitution parfaite de l'IWV AC) n'est pas toujours incluse par les barres d'erreur (3σ soit un intervalle de confiance de 99%).

Dans 25% de cas où il y a convergence, la valeur « vraie » est incluse dans l'intervalle « IWV AC restitué $\pm 3\sigma$ » (σ : erreur *a posteriori*, estimée par l'algorithme).

Ce faible pourcentage est dû à une mauvaise représentation des erreurs sur les différents paramètres d'entrées et sur le modèle de nuage utilisé pour l'inversion. En effet, la pénétration du rayonnement dans le nuage influence indubitablement la restitution de l'IWV AC car selon les profils d'extinction et de vapeur d'eau dans le nuage, une quantité plus ou moins importante de vapeur d'eau sera rencontrée par le rayonnement dans le nuage. En effet, le profil d'extinction dans le nuage est supposé homogène dans le modèle défini pour l'inversion car dans la réalité on ne connaît pas le profil d'extinction (voir FIGURE 5.12, page 170 section 5.5).

Une discussion sur les erreurs et incertitudes obtenues pour la restitution du contenu en vapeur d'eau est menée dans la section 5.4, des pistes d'amélioration sont aussi présentées.

La FIGURE 5.5 (page 155) montre la distribution de l'erreur absolue, calculée en faisant la différence entre la valeur « vraie » (calculée à partir des profils ECMWF) et la valeur restituée, ainsi que l'erreur absolue en fonction de l'IWV AC « vrai » pour différentes épaisseurs optiques représentés par le code couleur.

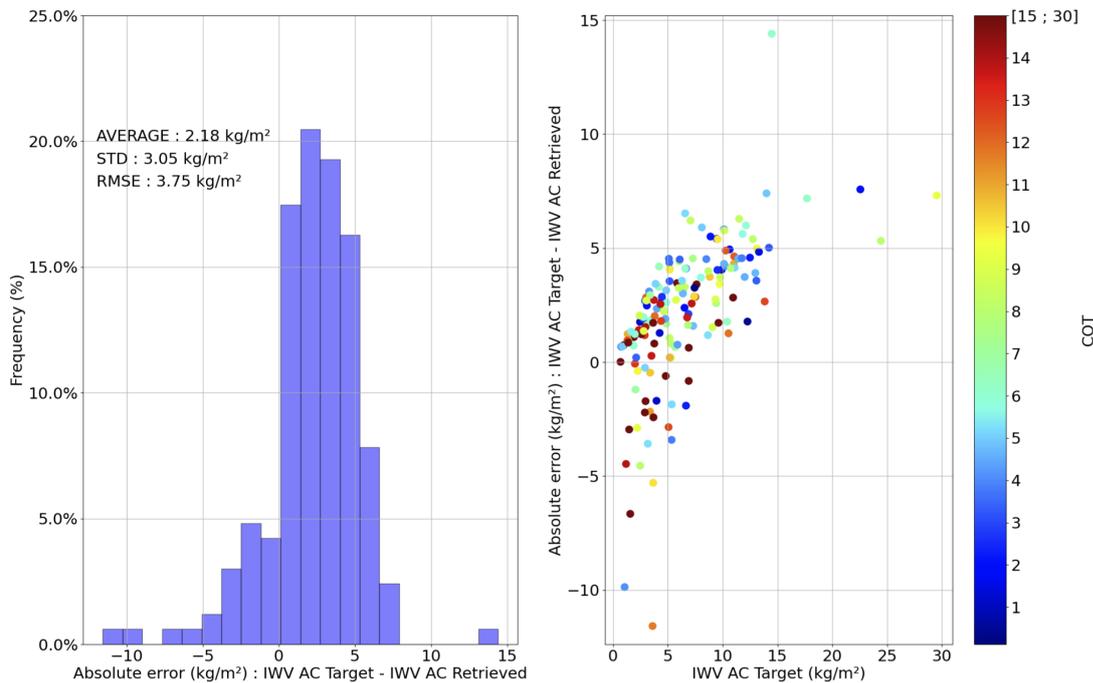


FIGURE 5.5 – Erreur absolue sur la restitution de l'IWV AC pour les profils constitués d'un nuage liquide provenant de la base ECMWF. À gauche, la distribution de l'erreur absolue (valeur « vraie » - valeur restituée) et à droite l'erreur absolue en fonction de l'IWV AC « vraie ». Le code couleur représente la valeur de COT. Sur les figures et pour les calculs de moyenne, écart-type et RMSE, les points de non-convergence ont été retirés. Il y a au total, 15% des profils pour lesquels la convergence ne se fait pas (30 profils sur 196). Ces cas de non-convergence sont discutés dans la section 5.4.

À partir de la distribution des erreurs absolues, on calcule une moyenne, donc un biais de $2,18 \text{ kg m}^{-2}$, un écart-type de $3,05 \text{ kg m}^{-2}$ et un RMSE de $3,75 \text{ kg m}^{-2}$. Nous calculons que 15% des profils admettent une erreur absolue comprise entre -1 et $+1 \text{ kg m}^{-2}$, 36% avec une erreur absolue comprise entre -2 et $+2 \text{ kg m}^{-2}$ et 55% des profils admettent une erreur absolue entre -3 et $+3 \text{ kg m}^{-2}$.

Pour des IWV AC pouvant atteindre des valeurs avoisinants 30 kg m^{-2} , 86% admettent une erreur absolue comprise entre -5 et $+5 \text{ kg m}^{-2}$. Seulement 2 profils sur 166 (1,2%) admettent une erreur absolue supérieure à $\pm 10 \text{ kg m}^{-2}$.

La FIGURE 5.6 (page 156) représente l'erreur absolue commise sur la restitution de l'IWV AC en fonction de l'épaisseur optique du nuage.

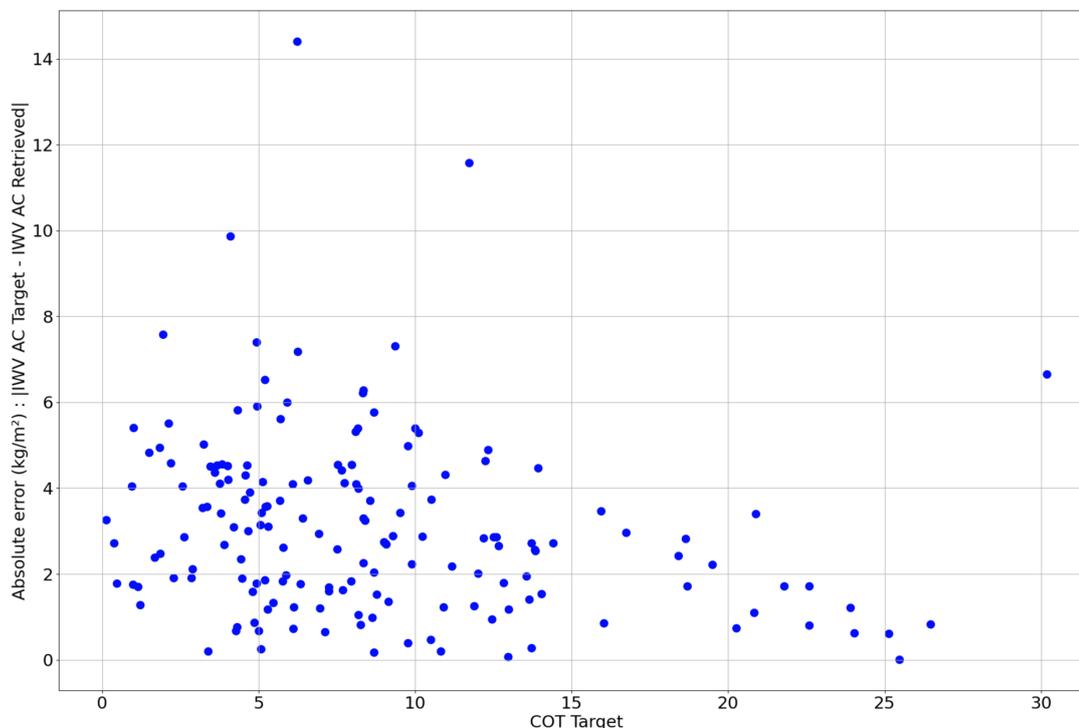


FIGURE 5.6 – Erreur absolue sur la restitution de l'IWV AC pour les profils constitués d'un nuage liquide provenant de la base ECMWF en fonction du COT. Sur la figure les points de non-convergence ont été retirés.

Contrairement aux résultats obtenus dans les cas idéalisés (FIGURE 3.9, page 111), il n'y a pas de relation entre l'erreur absolue obtenue sur le contenu en vapeur d'eau restitué et l'épaisseur optique du nuage.

Pour compléter nos résultats, la FIGURE 5.7 (page 157) montre la distribution de l'erreur relative commise sur la restitution de l'IWV AC. Elle suit la même disposition que la figure sur l'erreur absolue.

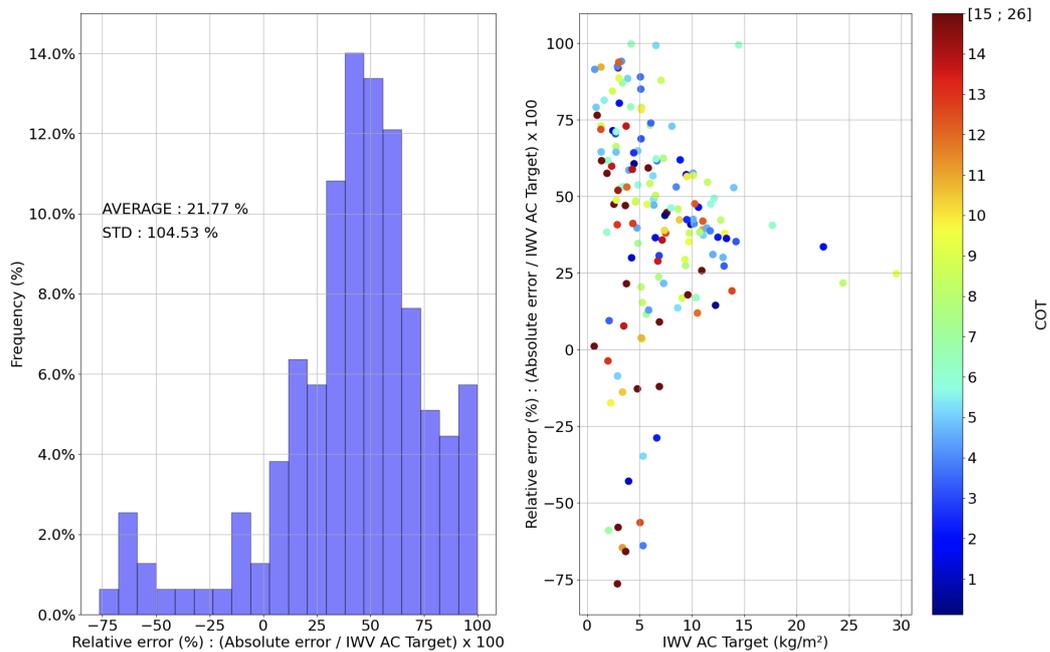


FIGURE 5.7 – Erreur relative sur la restitution de l'IWV AC pour les profils constitués d'un nuage liquide provenant de la base ECMWF. À gauche, la distribution de l'erreur relative et à droite l'erreur relative en fonction de l'IWV AC « vrai ». Le code couleur représente la valeur de COT. Sur les figures et pour les calculs de moyenne, écart-type et RMSE, les points de non-convergence ont été retirés. Il y a au total, 15% des profils pour lesquels la convergence ne se fait pas (33 profils sur 196). Pour une question de clarté, on a contraint l'affichage pour des valeurs comprises entre $\pm 100\%$ (9 profils sur les 166 profils qui convergent admettent une erreur relative supérieure à $\pm 100\%$). Ils sont pris en compte dans le calcul de moyenne et écart-type.

Les incertitudes absolues et relatives obtenues ici semblent de prime abord conséquentes.

À titre de comparaison, VESPERINI et al. (1999) ont observé, en comparant le contenu en vapeur d'eau restitué par POLDER au-dessus de surface terrestre avec le contenu intégré obtenu par radiosondage, une surestimation moyenne d'environ 5 kg m^{-2} pour des contenus en vapeur d'eau élevés (allant jusqu'à 60 kg m^{-2}), ainsi qu'une sous-estimation moyenne de l'ordre de 3 kg m^{-2} pour des contenus en vapeur d'eau inférieurs à 10 kg m^{-2} .

Quant à GAO et al. (2003) et KAUFMAN et al. (1992), ils ont montré la capacité de MODIS à restituer un contenu total en eau précipitante avec une incertitude qui varie de 5 à 13%. Ces différents travaux ont été réalisés en ciel clair (sur des profils moyen standard) au-dessus de surface réfléchissante donc sans pénétration du rayonnement dans le milieu.

Dans notre étude sur les profils réalistes constitués de nuages d'eau liquide nous avons obtenu un biais positif de $2,18 \text{ kg m}^{-2}$ soit une sous-estimation moyenne de $2,18 \text{ kg m}^{-2}$ sur des valeurs comprises entre 0,68 et $29,52 \text{ kg m}^{-2}$.

Pour compléter cette étude de comparaison, ALBERT et al. (2001) montrent la faisabilité de restituer l'IWV AC dans le SWIR et en ciel nuageux en utilisant la Méthode d'Absorption Différentielle (MAD). Au-dessus de l'océan (albédo de surface très proche de 0) ils obtiennent une valeur de RMSE proche 0 kg m^{-2} pour des grands COT (de l'ordre de 150) et d'environ 2 kg m^{-2} , pour des valeurs de COT comprises entre 0 et 15 (voir la FIGURE 2.8, page 62). Dans notre étude, nous obtenons un RMSE de $3,75 \text{ kg m}^{-2}$.

L'ESA a récemment publié un document qui expose dans différents contextes les exigences en termes de précisions sur l'estimation des différentes variables climatiques essentielles de la vapeur d'eau comme le contenu total de vapeur d'eau (https://climate.esa.int/media/documents/Water_Vapour_cci_D1.1_URD_v4.1.pdf). Le tableau 3-1 de ce document montre les exigences sur la restitution du Total Column Water Vapor (TCWV) du WMO ou encore du Global Climate Observing System (GCOS). Dans le cadre des modèles numériques globaux de prévision du temps, le WMO recommande de développer des outils avec une incertitude sur la restitution du TCWV de 2 kg m^{-2} pour une résolution spatiale de 25 km.

En ce qui concerne la surveillance du climat et les applications (« Climate Monitoring and Applications »), le WMO et le GCOS, recommandent de développer des outils permettant d'obtenir le contenu en vapeur d'eau avec une incertitude de 1 kg m^{-2} à 50 km de résolution spatiale (WMO) et $0,1 \text{ kg m}^{-2}$ à 25 km de résolution spatiale (GCOS).

Les résolutions spatiales dans le document cité ci-dessus sont de plusieurs dizaines de kilomètres. Dans le cadre des restitutions ciel clair à partir des instruments MODIS ou POLDER, les résolutions spatiales sont de l'ordre du kilomètre (6 km pour POLDER et entre 0.25 et 1 km pour MODIS). Notre étude qui se place dans le contexte de la mission C³IEL prévoit d'observer une scène nuageuse avec une résolution spatiale beaucoup plus fine que toutes celles citées ci-dessus : 125 m au nadir.

On peut conclure, au vu de l'avantage procuré par la fine résolution des imageurs WV/C³IEL, que la restitution de l'IWV AC dans le SWIR, au-dessus de l'océan et à partir de profils réalistes constitués de nuages d'eau liquide donne des premiers résultats encourageants avec un biais obtenu dans le même ordre de grandeur que des travaux précédents et en accord avec les recommandations du WMO ou encore du GCOS. Ceci est d'autant plus vrai, que ce premier algorithme a permis de mettre en évidence des pistes d'amélioration qui seront évoqués dans les perspectives de cette thèse.

5.4 Restitution sur des nuages mixtes

Nous avons montré dans les sections précédentes, les restitutions de l'IWV AC et du COT, dans le proche infrarouge, en condition de ciels nuageux réaliste pour des nuages bas constitués uniquement de gouttelettes d'eau et au-dessus de l'océan.

Nous allons dans cette section, considérer les nuages avec un développement vertical important et une altitude de sommet élevée, comprise majoritairement en 10 et 17 km. Les 142 profils nuageux, composés de gouttelettes d'eau et de cristaux de glace, présentés dans la section 4.3 seront utilisés. Comme noté dans le chapitre 4 (page 117), les nuages ayant un sommet élevé donnent des valeurs de contenu en vapeur d'eau au-dessus des nuages très faibles (globalement inférieures à $0,05 \text{ kg m}^{-2}$) et des valeurs d'épaisseur optique nuageuse très élevées, bien supérieures à 100.

Le modèle de nuage utilisé ici est différent de celui utilisé en présence de nuages d'eau liquide. Nous devons prendre en compte deux types de particules dans le nuage : des gouttelettes d'eau et des cristaux de glace. Comme précédemment nous cherchons à restituer le COT total qui dans le cas des nuages mixtes est la somme du COT de la phase liquide du nuage et du COT de la phase glace du nuage. Étant dans l'incapacité de définir une stratification du nuage, nous avons mis en place un modèle de nuage détaillé sur la FIGURE 4.16 (page 141). Dans l'algorithme d'inversion, la connaissance *a priori* de l'épaisseur optique totale du nuage et les valeurs modifiées à chaque itération doivent être réparties entre la phase liquide et la phase glace du nuage (voir les Eqs. (4.6) et (4.7) dans le chapitre 4, page 117).

Comme pour l'étude sur les cas de nuages d'eau liquide, les cas de non-convergence ont été retirés des calculs de moyenne, écart-type et RMSE, ainsi que des figures. On constate que le pourcentage de cas qui ne convergent pas est bien plus important ici que pour l'étude sur les profils avec des nuages d'eau liquide (79% pour les profils avec des nuages mixtes contre 15% pour les profils avec des nuages d'eau liquide).

La FIGURE 5.8 (page 161) montre les résultats de l'inversion du COT pour les profils avec un nuage mixte. Elle représente la valeur restituée en fonction de la valeur cible.

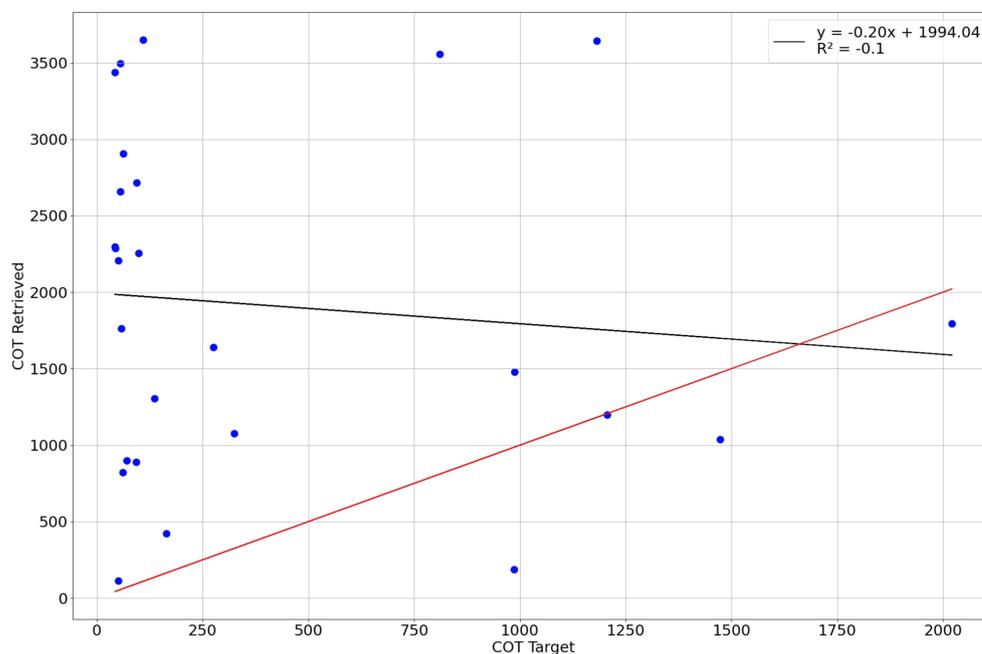


FIGURE 5.8 – COT restitué en fonction du COT « vrai ». La droite noire représente la droite de régression linéaire et la droite rouge représente la droite $y = x$. Sur la figure les points de non-convergence ont été retirés. Nous avons calculé qu'il y a au total 79% des profils pour lesquels la convergence ne se fait pas.

On constate que la restitution de l'épaisseur optique du nuage n'est pas bonne, avec un coefficient de détermination entre les valeurs vraies et les valeurs restituées proche de 0.

La droite de régression linéaire (droite noire) n'a donc pas de signification et ne se confond pas du tout avec la droite $y = x$ (droite rouge), comme elle l'est pour les cas de nuages d'eau liquide (voir la FIGURE 5.2, page 150).

Les valeurs de COT que nous cherchons à restituer ici sont globalement supérieures à 100. Si on se réfère à la FIGURE 3.4 (page 105) qui illustre la variation des luminances de la bande spectrale à $1,04 \mu\text{m}$ en fonction du COT, plus le COT est élevé et plus les variations des luminances sont faibles (au-delà d'un COT de 100 la courbe tend vers une asymptote horizontale). Dans le processus d'inversion du COT cela se traduit par une diminution de la sensibilité, qui devient quasi nulle, et par conséquent une augmentation de l'erreur commise sur la restitution. Pour une question de lisibilité sur la figure, les barres d'erreur n'ont pas été représentées ici car l'erreur *a posteriori* estimée par l'algorithme est très grande (même pour un intervalle de confiance de 66%).

De surcroît, dans l'inversion en conditions idéalisées avec un nuage constitué de gouttelettes d'eau (section 3.3.3 du chapitre 3, page 86), les résultats de la FIGURE 3.7 (page 108) montre aussi une brusque augmentation de l'erreur absolue sur le COT restitué lorsque le COT prend des valeurs supérieures à 100.

En résumé, pour des valeurs de COT supérieures à 100, les variations des luminances dans cette bande spectrale sont nulles. C'est la raison pour laquelle il n'est pas possible de restituer des COT supérieurs à 100 pour des nuages 1D.

Théoriquement, la luminance d'une valeur de COT très grande (> 100) étant constante, la valeur inversée de COT n'a pas d'impact sur la restitution de contenu intégrée en vapeur d'eau au-dessus du nuage. Cette restitution pourrait même mieux fonctionner, car dans ce cas de figure le nuage se rapproche d'un réflecteur parfait avec une pénétration dans le nuage très faible.

La FIGURE 5.9 (page 163) montre les résultats de l'inversion de l'IWV AC pour les profils avec un nuage mixte. Elle représente la valeur restituée en fonction de la valeur cible.

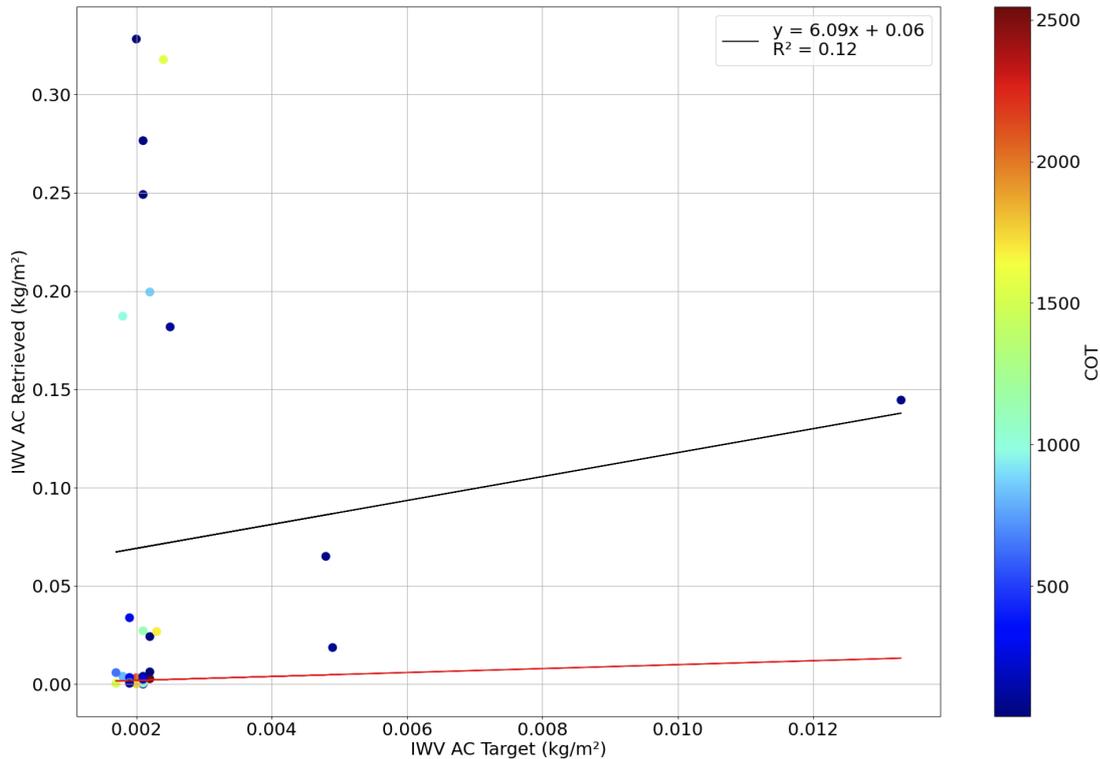


FIGURE 5.9 – IWV AC restitué en fonction de l’IWV AC « vrai ». La droite noire représente la droite de régression linéaire et la droite rouge représente la droite $y = x$. Sur la figure les points de non-convergence ont été retirés, ce qui représente 79% des profils.

Comme pour l’épaisseur optique du nuage les barres d’erreurs n’ont pas été représentées ici, pour une question de clarté sur la figure. En effet, comparativement aux valeurs restituées, l’erreur *a posteriori* estimée par l’algorithme est relativement élevée, elle oscille entre $0,05 \text{ kg m}^{-2}$ et $0,18 \text{ kg m}^{-2}$ (pour un intervalle de confiance de 66%). Dans ce cas-là, la corrélation entre les valeurs restituées et les valeurs cible est aussi très faible (coefficient de détermination de 0.12). Ce résultat tend à montrer que la restitution du contenu en vapeur d’eau ne fonctionne pas dans ces cas-là où les valeurs de contenu intégrée en vapeur d’eau au dessus du nuage sont très faibles.

Pour conclure, la restitution du COT et de l'IWV AC dans le cas des nuages mixtes, avec de grandes valeurs d'épaisseur optique (> 100) ainsi que de petites valeurs de contenu en vapeur d'eau au-dessus du nuage ne semble pas possible, du moins avec l'algorithme tel qu'il est actuellement.

Comme discuté en commentaires de la FIGURE 4.9 (page 130), la base de données utilisées dans cette étude manque de valeurs intermédiaires de sommets de nuages (entre 6 et 10 km) et donc de contenu en vapeur d'eau intermédiaire, il n'est donc pas possible de conclure quant à la restitution dans des cas de nuages mixtes et d'estimer une valeur limite en dessous de laquelle la restitution du contenu en vapeur d'eau n'est plus possible.

La différence entre le modèle de nuage utilisé ici et le modèle réaliste peut aussi être une source d'erreurs. La complexification et/ou l'amélioration des modèles de nuage utilisées dans l'algorithme d'inversion sera donc un point à développer en perspectives.

Dans les sections suivantes, nous allons apporter des explications sur les erreurs et les cas de non-convergence mises en évidence dans les restitutions en présence de nuages bas et moyens (uniquement liquide).

5.5 Recherche des causes de non-convergence de l'inversion de l'IWV AC

Dans cette section nous allons apporter des explications pour les cas de non-convergence.

Quels paramètres permettent d'expliquer les cas de non-convergence ?

L'erreur sur l'épaisseur optique du nuage restituée est très faible (voir la section 5.2) y compris pour les 30 profils où il n'y a pas de convergence pour la restitution de l'IWV AC (les points verts sur FIGURE 5.2, page 150).

Si on se réfère à la FIGURE 5.2 (page 150), pour les cas de non-convergence lors de l'inversion de l'IWV AC (points verts), on remarque que la restitution est aussi bonne que pour les cas où il y a convergence pour la restitution de l'IWV AC (points bleus), ce qui signifie que le COT restitué ne permet pas d'expliquer les cas de non-convergence.

La FIGURE 5.10 (page 166) montre la distribution des valeurs de CTH, IWV AC « vrai » et COT « vrai » des 85% de profils qui convergent et des 15% de profils pour lesquels la convergence ne se fait pas.

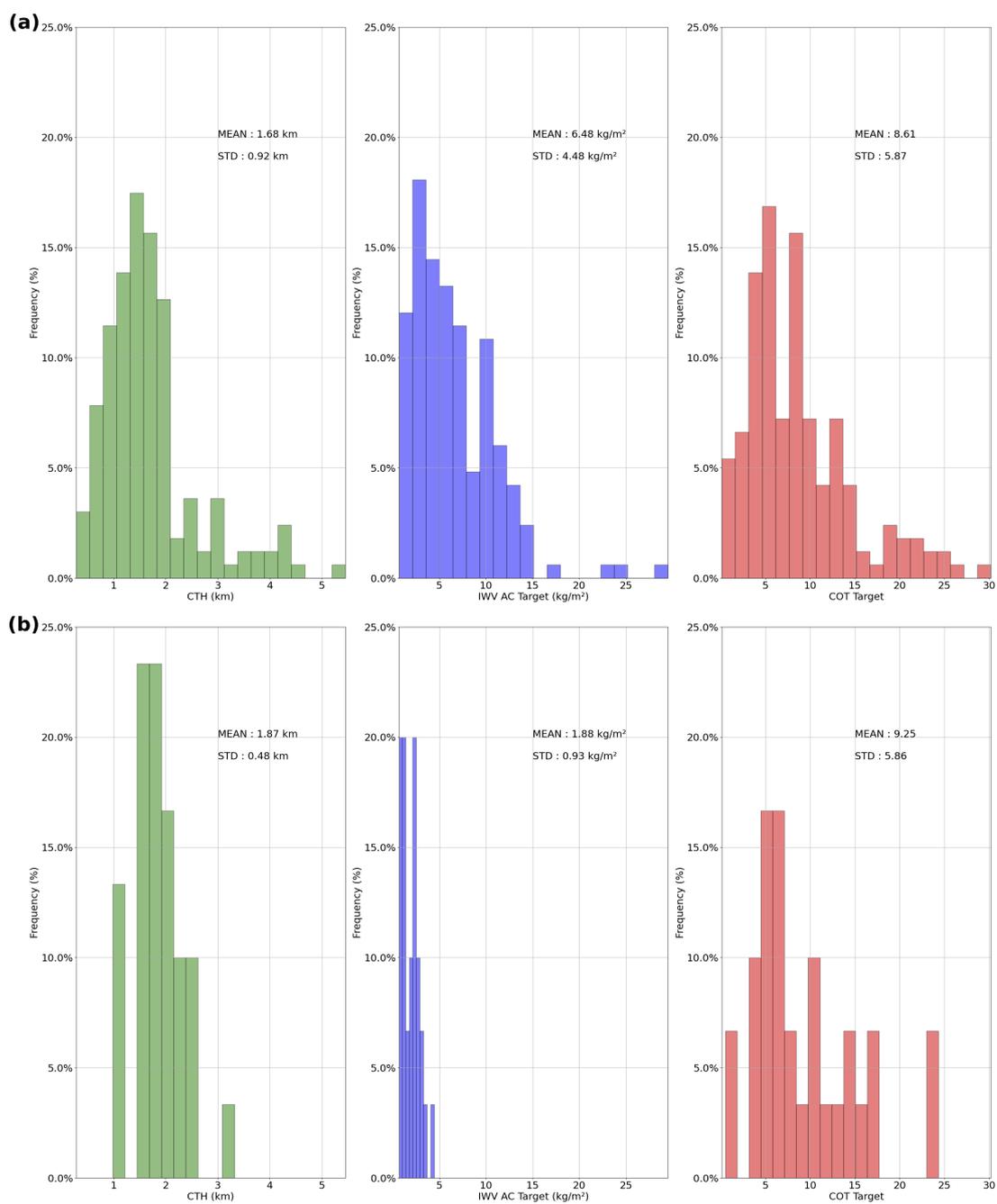


FIGURE 5.10 – CTH, IWV AC et COT : comparaison entre les cas de convergence (a) et de non-convergence (b). Distribution du CTH à gauche, IWV AC au milieu et COT à droite.

Dans cette étude, nous sommes en présence de nuages bas (CTH majoritairement $< 2,5$ km), liquides avec un COT ≤ 30 . Sur cette figure, les distributions de CTH et le COT ne permettent pas d'expliquer la non-convergence de certains profils car la moyenne et l'écart-type des distributions du CTH (en vert) et du COT (en rouge), entre la FIGURE 5.10 (a) (cas de convergence) et la FIGURE 5.10 (b) (cas de non-convergence), sont assez proches, CTH : $1,68 \text{ km} \pm 0,92 \text{ km}$ (a) et $1,87 \text{ km} \pm 0,48 \text{ km}$ (b); COT : $8,61 \pm 5,87$ (a) et $9,25 \pm 5,86$ (b).

En revanche, on remarque que les profils les plus secs, avec des faibles contenus en vapeur d'eau (globalement $< 2\text{-}3 \text{ kg m}^{-2}$), sont plus enclins à induire une non-convergence lors de la restitution.

Pourquoi les cas de non-convergence sont liés à la valeur de l'IWV AC?

Comme mentionné dans les sections précédentes, l'algorithme ne parvient pas toujours à converger vers une solution. Ces cas se produisent lorsque, suite à la première itération, l'algorithme calcule une valeur de contenu en vapeur d'eau négative, ce qui est physiquement impossible. Cela s'explique par la non-linéarité de la relation entre les luminances et le contenu intégré en vapeur d'eau alors que l'algorithme d'inversion est fondé sur des variations linéaires.

La FIGURE 5.11 (page 168) montre sur un exemple la relation non linéaire entre les luminances et l'IWV AC pour expliquer la non-convergence dans certains cas.

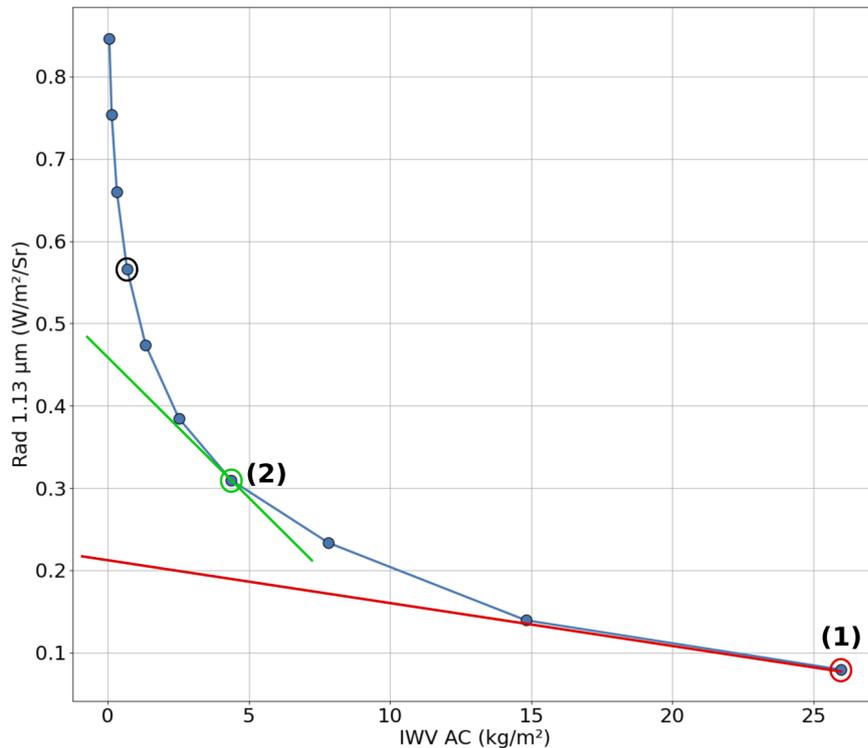


FIGURE 5.11 – Exemple pour illustrer les cas de non-convergence. Luminances simulées pour la bande à $1,13 \mu\text{m}$ et pour un profil AFGL tropical. Les différents points sur la courbe représentent différents IWV AC. (1) la valeur de départ est éloignée de la valeur cible (cercle noir) et située dans la zone où la variation de la luminance en fonction de l'IWV AC est faible (partie de la courbe qui tend vers une asymptote). (2) la valeur de départ est plus proche de la valeur cible et sur la partie de la courbe où la variation de la luminance en fonction de l'IWV AC est plus importante. Les droites rouge et verte représentent les pentes pour les exemples (1) et (2) respectivement, autrement dit elles illustrent la variation linéaire sur laquelle est fondée l'algorithme d'inversion.

L'exemple (1) se situe sur la partie de la courbe où la variation des luminances en fonction de l'IWV AC est faible et la pente relativement petite. L'algorithme étant fondé sur la différence entre vecteur mesure et vecteur simulée ainsi que le Jacobien des luminances en fonction du paramètre (Eq (3.15) et (3.16)) suivant l'hypothèse d'une relation linéaire. Le contenu en vapeur d'eau ajustée pour l'itération suivante, dans le prolongement de la droite rouge, peut donc être négatif.

Dans l'exemple (2), le Jacobien calculé est plus proche de la variation des luminances en fonction de l'IWV AC, la valeur ajustée à l'itération suivante se rapproche donc de la valeur cible.

Pour éviter ce problème de valeurs négatives au cours du processus d'inversion, nous avons choisi un profil relativement sec comme valeur *a priori*. En effet, en prenant le profil ECMWF-(écart-type) on a 15% des profils constitués d'un nuage d'eau liquide pour lesquels la convergence n'est pas possible, contre 28% si on part du profil ECMWF moyen et donc plus humide.

De plus, pour tenter de résoudre ou du moins limiter ce problème de divergence vers des valeurs négatives du contenu en vapeur d'eau, nous avons ajouté une condition dans l'algorithme d'inversion : si la valeur estimée, à l'itération i , est inférieure à une valeur dite « limite » arbitrairement fixée à une valeur très proche de 0 (définie à 10^{-4} kg m⁻² dans notre algorithme d'inversion), à l'itération $i + 1$, le paramètre à restituer sera forcé de prendre cette valeur limite et l'algorithme, de repartir depuis cette valeur de 10^{-4} kg m⁻². Si à l'itération $i + 1$ l'algorithme conduit de nouveau à une valeur négative, cela signifie que le profil proche de 0 conduit à des valeurs de luminances simulées inférieures aux mesures. Dans ce cas, on considère qu'il y a non-convergence de l'algorithme. Afin de ne pas biaiser l'interprétation des résultats, ces profils ont été retirés des calculs et figures présentés dans ce chapitre.

5.6 Recherche des causes d'erreur sur l'inversion de l'IWV AC

Sur(sous)-estimation du contenu en vapeur d'eau restitué

On peut noter sur la FIGURE 5.4 (page 153) que l'erreur absolue est parfois négative (surestimation de l'IWV AC) et dans la majorité des cas majoritairement (85% des cas) positive (sous-estimation de l'IWV AC). Pour comprendre les cas de surestimation et sous-estimation, la FIGURE 5.12 (page 170) montre deux exemples de profils lorsque l'on sous-estime l'IWV AC et deux exemples lorsque l'on surestime l'IWV AC.

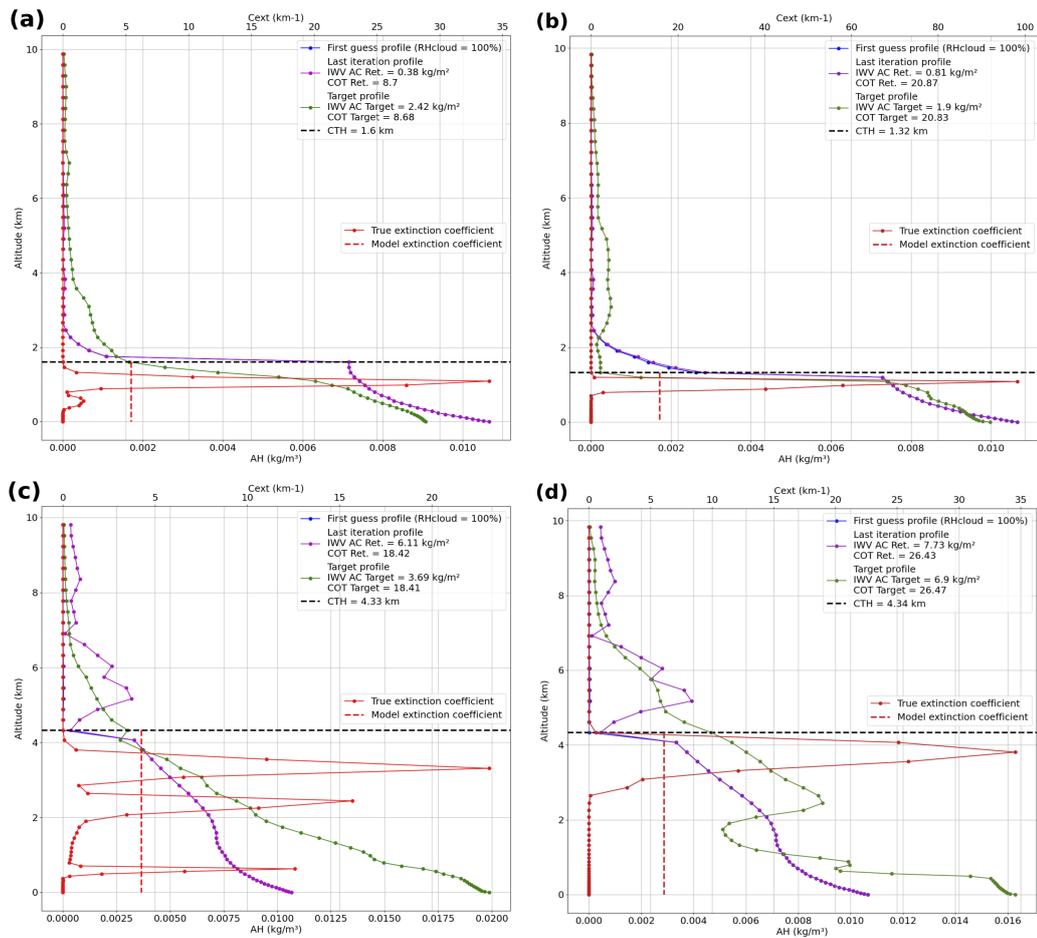


FIGURE 5.12 – Exemples de profils de vapeur d'eau ajustés lors du processus d'inversion de l'IWV AC comparés aux profils « vrais ». Les figures (a) et (b) montrent des exemples de profils pour des cas de sous-estimation de l'IWV AC et les figures (c) et (d) montrent des exemples pour des cas de surestimation de l'IWV AC. La ligne noire en tiret caractérise l'altitude du sommet du nuage. La courbe verte représente le profil « vrai » de vapeur d'eau, la courbe bleue le profil « first guess » et la courbe violette représente le profil ajusté à la dernière itération. La courbe rouge en trait plein représente le profil de coefficient d'extinction « vrai » du nuage et la ligne rouge en tiret représente le profil de coefficient d'extinction du modèle de nuage utilisé pour l'inversion (nuage homogène). Pour rappel, l'algorithme développé, ne restitue pas le profil de WV mais seulement un contenu intégré en vapeur d'eau. Les variations locales du profil au-dessus du nuage n'ont donc pas d'incidence sur la valeur de contenu intégré restitué

Dans les deux cas, l'écart entre l'IWV AC restitué et l'IWV AC « vrai » est lié aux modèles supposés dans notre algorithme d'inversion, pour le nuage et pour la quantité de vapeur d'eau dans le nuage. La différence entre les profils supposés et les profils réalistes conduisent à sous ou surestimer la vapeur d'eau selon la pénétration verticale du rayonnement dans le nuage (et donc le coefficient d'extinction) et la quantité de vapeur d'eau présente dans la partie supérieure du nuage. Sur les FIGURES 5.12 (a) et (b), on sous-estime le contenu en vapeur d'eau au-dessus du nuage et sur les FIGURES 5.12 (c) et (d) on le surestime.

Sur la FIGURE 5.12 (c), on note que, dans les couches supérieures du nuage, la quantité de vapeur d'eau « cible » et de vapeur d'eau supposé dans le modèle sont très proches. On remarque, par ailleurs, que le coefficient d'extinction du modèle de nuage utilisé (noté $C_{ext,modele}$) est plus grand que le coefficient d'extinction « vrai » du nuage (noté $C_{ext,vrai}$). Ainsi, le rayonnement pénètre moins dans le nuage que dans le cas réaliste. Le rayonnement est donc moins absorbé. Pour qu'il puisse y avoir un équilibre entre la mesure et la luminance simulée au sommet de l'atmosphère (voir Eq (3.1) du chapitre 3, page 86), le rayonnement étant moins absorbée dans le nuage, il doit l'être plus au-dessus du nuage, le contenu en vapeur d'eau au-dessus du nuage restitué est donc supérieur à celui du cas réaliste.

Sur la FIGURE 5.12 (d), à l'inverse, $C_{ext,modele}$ est plus faible que $C_{ext,vrai}$. Dans ce cas de figure, le rayonnement pénètre donc plus dans le modèle de nuage que dans le cas réaliste. Cependant, comme la quantité de vapeur d'eau au sommet du nuage dans le modèle (courbe violette) est inférieure à la quantité de vapeur d'eau du profil « cible » (courbe verte), le rayonnement est moins absorbé dans le nuage que dans le cas réaliste. La différence de pénétration dans le nuage et la différence de contenu en vapeur d'eau dans la partie supérieure dans le nuage, conduit dans ce cas-là, à un rayonnement légèrement moins absorbé dans le nuage, il doit donc l'être légèrement plus au-dessus, ce qui conduit donc à une surestimation de l'IWV AC.

Pour le cas de la FIGURE 5.12 (a), comme dans le cas de la FIGURE 5.12 (c), $C_{ext,modele}$ est plus grand que $C_{ext,vrai}$, ce qui veut dire que la pénétration verticale dans le nuage est également plus faible dans le modèle que dans la réalité. Cependant, contrairement à la FIGURE 5.12 (c), dans le modèle la quantité de vapeur d'eau vue par le rayonnement dans le nuage est plus importante que dans la réalité, donc même si la pénétration dans le nuage est plus faible, il sera davantage absorbé. La luminance simulée doit donc augmenter pour minimiser la différence entre la mesure et le modèle direct, ce qui implique de réduire la quantité de vapeur d'eau au-dessus du nuage.

La FIGURE 5.12 (b) est un contre-exemple de la FIGURE 5.12 (d) dans le sens où le $C_{ext,modele}$ est aussi inférieur au $C_{ext,vrai}$ donc la pénétration verticale dans le nuage sera également plus importante dans le modèle de nuage que dans la réalité, ce qui conduit à une sous-estimation de l'IWV AC. Dans ce cas, le profil de vapeur d'eau utilisé dans le modèle est très proche du profil « cible », le rayonnement qui pénètre plus sera donc plus absorbé dans le nuage et donc la luminance simulée sera plus petite que la luminance mesurée. Toujours dans l'optique de minimiser la différence entre la mesure et le modèle, la luminance simulée doit ici augmenter. Par conséquent l'algorithme doit réduire la quantité de vapeur d'eau au-dessus du nuage, ce qui conduit à sous-estimer l'IWV AC.

5.7 Test du schéma d'inversion

Au cours de ma thèse, j'ai développé trois versions de l'algorithme d'inversion. La première version consiste à restituer le COT dans un premier temps puis, dans la restitution de l'IWV AC, à considérer le COT et son incertitude estimée précédemment, comme un paramètre fixe du modèle direct. Ainsi, dans la deuxième étape, le vecteur mesure contient uniquement les luminances simulées à $1,13\ \mu\text{m}$ et $1,37\ \mu\text{m}$.

La deuxième version, quant à elle, ne contient qu'une seule étape afin d'obtenir directement le COT et l'IWV AC simultanément à partir d'un vecteur mesure composé des trois luminances. Enfin, la troisième version est celle que nous avons utilisé dans notre étude.

Le TABLEAU 5.1 (page 173) montre la moyenne, l'écart-type et le RMSE de la distribution de l'erreur absolue commise sur la restitution du COT et de l'IWV AC, pour les trois versions de l'algorithme d'inversion. Les tests, ont été réalisés sur les profils contenant un nuage d'eau liquide. Le satellite vise au nadir, avec le modèle de nuage « liquide » présenté sur la FIGURE 4.16 (page 141).

	Moyenne	Écart-type	RMSE
Erreur Abs. COT			
Version 1	0,02	0,06	0,06
Version 2	-1,62	4,99	5,25
Version 3	0,02	0,06	0,06
Erreur Abs. IWV AC (en kg m⁻²)			
Version 1	2,21	3,48	4,12
Version 2	2,13	3,02	3,6
Version 3	2,18	3,05	3,75

TABLEAU 5.1 – Moyenne, écart-type et RMSE pour la restitution du COT et de l'IWV AC pour les profils nuageux réalistes (eau liquide), issus de la base de données ECMWF. Résultats pour les trois versions de l'algorithme d'inversion.

Pour la restitution du COT, les versions 1 et 3 (restitution en deux temps), admettent une dispersion des valeurs de l'erreur absolue autour de la moyenne (0,02 pour les deux versions), et un RMSE très faible (0,06 pour les deux versions et les deux paramètres : écart-type et RMSE), nettement inférieur aux valeurs obtenues pour la version 2 (restitution simultanée des deux paramètres) : 4,99 et 5,25. La sensibilité à l'épaisseur optique des deux bandes spectrales vapeur d'eau (1,13 et 1,37 μm : FIGURE 3.5, page 106), entraîne une dispersion supplémentaire pour la restitution du COT. En ce qui concerne la restitution de l'IWV AC, la moyenne, l'écart-type et le RMSE calculés pour les trois versions sont assez proches.

Pour résumer, les versions 1 et 3 donnent les meilleurs résultats pour la restitution du COT. Pour l'inversion de l'IWV AC, les résultats sont très proches pour les trois versions, ainsi au vu de ces deux constats on peut exclure le choix d'utiliser la version 2. La version 3 admet une dispersion autour de la moyenne et un RMSE plus petit que la version 1. C'est la raison pour laquelle nous avons choisi d'utiliser la version 3.

5.8 Restitution suivant différents angles d'observations

La mission spatiale C³IEL présentée dans le chapitre 2 (page 39) est une mission novatrice dans le sens où elle permet des observations multi-angulaire à haute résolution spatiale. Chaque satellite réalise 11 acquisitions d'une même scène nuageuse séparées de 20 s. Afin de tester notre algorithme suivant ces observations multi-angulaires, nos simulations ont été réalisées pour 11 View Zenith Angle (VZA), présentés sur la FIGURE 5.13 (page 174).

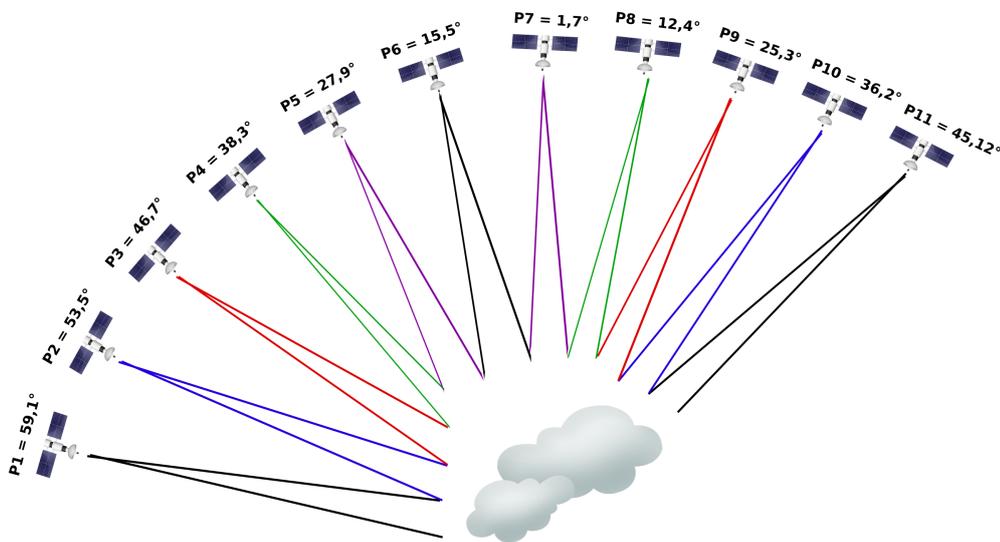


FIGURE 5.13 – Représentation schématique des observations multi-angulaires de la mission C³IEL, illustration des onze positions du satellite.

Dans cette section, nous présentons les résultats de la restitution de l'IWV AC selon l'angle d'observation utilisé.

Ainsi, la FIGURE 5.14 (page 175) montre des exemples de restitutions pour les 11 positions du satellite présentées sur la FIGURE 5.13 (page 174).

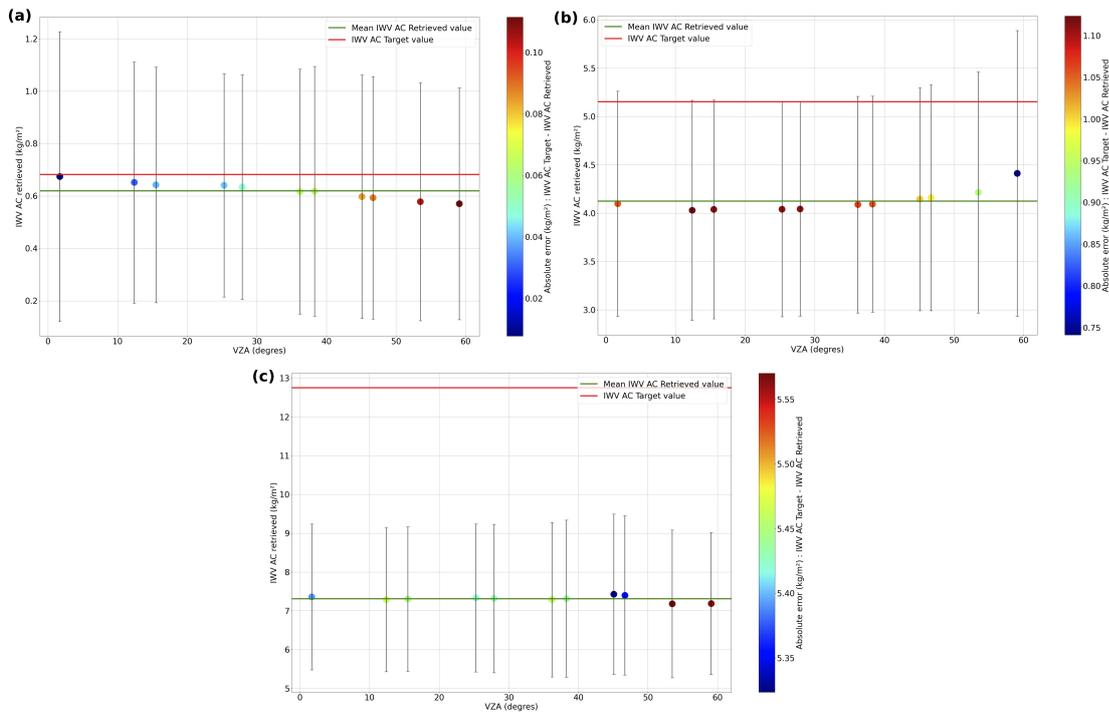


FIGURE 5.14 – Restitution de l'IWV AC en fonction du VZA. Ces trois figures sont des exemples de restitutions pour des nuages d'eau liquide. Le code couleur représente l'erreur absolue sur la restitution et la barre d'erreur représente l'erreur *a posteriori* estimée par l'algorithme, à 3σ c'est-à-dire pour un intervalle de confiance de 99%. La ligne rouge horizontale représente la valeur d'IWV AC « vraie ». Sur la figure (a) l'IWV AC est faible ($< 1 \text{ kg m}^{-2}$), sur la figure (b) il est d'environ 5 kg m^{-2} et sur la figure (c) l'IWV AC est élevé : de l'ordre de 13 kg m^{-2} .

Sur ces trois exemples, les valeurs restituées suivant la position du satellite sont globalement du même ordre de grandeur, ce qui montre la robustesse de notre algorithme. La dispersion autour de la moyenne des 11 valeurs restituées (ligne verte) est faible.

Pour valider cette observation, nous avons calculé l'écart-type des 11 valeurs d'IWV AC restituées pour chaque profil, puis nous avons représenté la distribution de ces écarts-types, illustrée par la FIGURE 5.15 (page 176).

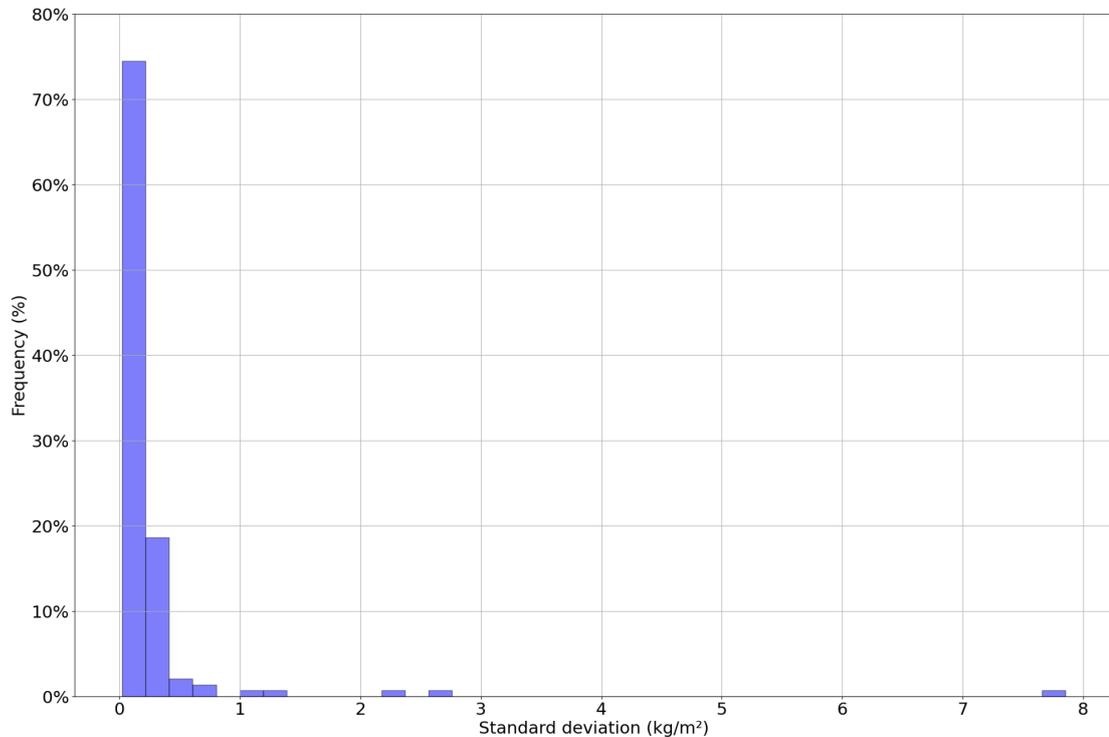


FIGURE 5.15 – Dispersion des 11 valeurs d'IWV AC restituées par profil.

On remarque que la dispersion des 11 valeurs restituées calculée pour chaque profil est faible. Dans 94% des cas, l'écart-type est $\leq 0,5 \text{ kg m}^{-2}$ (dans 97% des cas il est $\leq 1 \text{ kg m}^{-2}$).

Dans le cas des restitutions d'une quantité intégrée verticalement au-dessus du nuage suivant l'hypothèse plan-parallèle homogène, l'aspect multi-angulaire ne semble pas apporter d'informations supplémentaires mais permettra possiblement de réduire l'incertitude sur la valeur restituée.

Les observations multi-angulaire peuvent aussi permettre de contraindre la scène lorsqu'il y a une variabilité horizontale de la vapeur d'eau, ce qui n'est pas le cas avec l'hypothèse plan-parallèle homogène que nous avons utilisée pour définir le nuage et l'atmosphère.

Le croisement des lignes de visées peut permettre la restitution de la vapeur d'eau par une approche tomographique (voir la section dédiée à la tomographie de la vapeur d'eau dans le chapitre des perspectives, page 185).

5.9 Discussion sur les incertitudes restituées

Sur la FIGURE 5.14 (page 175), on remarque que parfois la valeur cible est incluse dans l'intervalle défini par la valeur restituée $\pm 3 \times$ l'erreur *a posteriori* estimée par l'algorithme et parfois elle ne l'est pas. Lorsque la valeur restituée et son incertitude n'englobent pas la valeur « vraie » qu'ici nous connaissons, cela signifie que les erreurs sont mal caractérisées dans l'algorithme d'inversion.

Le TABLEAU 5.2 (page 177) montre le pourcentage de profils, nuage d'eau liquide, pour lesquels il y a non-convergence et pour lesquels l'IWV AC cible est inclus dans cet intervalle de confiance à 99%.

Position du satellite	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9	P10	P11
ECMWF moyen											
non-convergence (%)	27	28,1	27,6	27	29,1	28,1	28,1	28,6	28,6	27	26,5
Inclus dans $\pm 3\sigma$ (%)	49	48	45	42	38	38	42	39	37	42	45
ECMWF moyen-(écart-type)											
non-convergence (%)	19,9	19,9	17,4	17,4	17,4	16,3	15,3	15,8	17,9	17,9	16,8
Inclus dans $\pm 3\sigma$ (%)	26	22	20	22	22	20	25	20	20	23	22

TABLEAU 5.2 – Pourcentage de profils qui ne permettent pas de converger et pourcentages de valeurs vraies incluses dans l'intervalle de confiance à 99%. Résultats obtenus en prenant comme point de départ le profil ECMWF moyen (lignes du haut) et le profil ECMWF moyen-(écart-type) (lignes du bas).

Comme mentionné dans la section 5.4, la proportion de profils pour lesquels il n'y a pas de convergence oscille entre 15,3 et 19,9% lorsque le profil de départ est ECMWF moyen-(écart-type) et entre 27 et 29,1% lorsque le profil de départ est ECMWF moyen.

Lorsque nous partons du profil ECMWF moyen-(écart-type), qui est plus sec que le profil ECMWF moyen, le pourcentage de profils pour lesquels il n'y a pas de convergence est plus faible.

Le profil moyen est plus représentatif de la distribution des 196 profils étudiés ici, mais les chances d'être dans une situation où l'on obtient des valeurs négatives, sont plus élevées (voir FIGURE 5.11, page 168).

En ce qui concerne le pourcentage de valeurs cible incluses dans l'intervalle, valeur restituée $\pm 3\sigma$, il oscille entre 20 et 26% lorsque le profil de départ est ECMWF moyen-(écart-type) et entre 38 et 49% si ECMWF moyen est considéré comme point de départ.

Autrement dit, si l'on considère le profil ECMWF moyen comme point de départ, un peu plus de la moitié des IWV AC « vrai » ne se trouvent pas dans l'intervalle « IWV AC restitués $\pm 3\sigma$ ». Si nous utilisons le profil ECMWF moyen-(écart-type), ce pourcentage augmente à un peu plus de 70%.

Nous n'observons pas d'écarts significatifs suivant l'angle d'observation. On peut toutefois constater que c'est en visée nadir (position P7) où on a globalement le plus de profils qui convergent et le plus d'IWV AC « vrai » inclus dans l'intervalle défini par la valeur restituée $\pm 3\sigma$.

Pour conclure, ces résultats justifient le choix d'utiliser le profil moyen-(écart-type) comme point de départ de notre algorithme d'inversion. En revanche, ils permettent de mettre en évidence la difficulté de bien caractériser les erreurs pour avoir une bonne représentation des incertitudes sur les paramètres restitués dans la Méthode d'Estimation Optimale (MEO).

Une perspective pour améliorer nos résultats et mieux caractériser l'erreur *a posteriori* estimée par l'algorithme d'inversion sur la restitution de l'IWV AC, serait d'introduire, au vu des discussions de la section 5.5, une caractérisation des erreurs liées aux modèles et en particulier aux profils de vapeur d'eau et d'extinction dans le nuage comme réalisé dans MATAR et al. (2023).

5.10 Apport de la bande très absorbante à 1,37 μm

Dans le chapitre 3 (page 86), nous avons montré que la combinaison des deux bandes spectrales vapeur d'eau de la mission C³IEL permettait, en conditions idéalisées, de fortement réduire l'erreur absolue faite sur la restitution (FIGURES 3.8 et 3.9, pages 110 et 111 respectivement).

Dans cette section, nous allons voir l'effet de la combinaison des deux bandes WV sur la restitution de l'IWV AC à partir des profils réalistes.

Le TABLEAU 5.3 (page 179) montre la moyenne, l'écart-type, le RMSE et le nombre de profils qui ne permettent pas de converger pour la restitution avec les deux bandes spectrales WV combinées et avec seulement la bande spectrale à 1,13 μm .

Sur l'erreur absolue (kg m^{-2})	Moyenne	Écart-type	RMSE	non-convergence
$R_{1,13} + R_{1,37}$	2,18	3,05	3,75	15%
$R_{1,13}$ seul	2,73	4,06	4,89	38%

TABLEAU 5.3 – Moyenne, écart-type, RMSE et pourcentage de profils qui ne permettent pas de converger sur la restitution de l'IWV AC pour les profils nuageux réalistes (eau liquide) en combinant les deux bandes spectrales WV et en utilisant que la bande moyennement absorbante.

L'utilisation d'une seule bande spectrale conduit à un biais de $2,73 \text{ kg m}^{-2}$, un écart-type de $4,06 \text{ kg m}^{-2}$ et un RMSE $4,89 \text{ kg m}^{-2}$, avec 38% de cas de non-convergence. Avec la combinaison des deux bandes spectrales, le biais est de $2,18 \text{ kg m}^{-2}$, l'écart-type de $3,05 \text{ kg m}^{-2}$ et le RMSE de $3,75 \text{ kg m}^{-2}$, avec 15% de cas de non-convergence. La combinaison des deux bandes spectrales permet donc de réduire significativement le biais, l'écart-type et le RMSE sur l'IWV AC restitué et surtout de réduire le nombre de cas de non-convergence.

Pour compléter ces résultats, la FIGURE 5.16 (page 180) montre la valeur absolue de l'erreur absolue obtenue en combinant les deux bandes spectrales WV et en utilisant uniquement la bande moyennement absorbante, en fonction de l'IWV AC « vrai ».

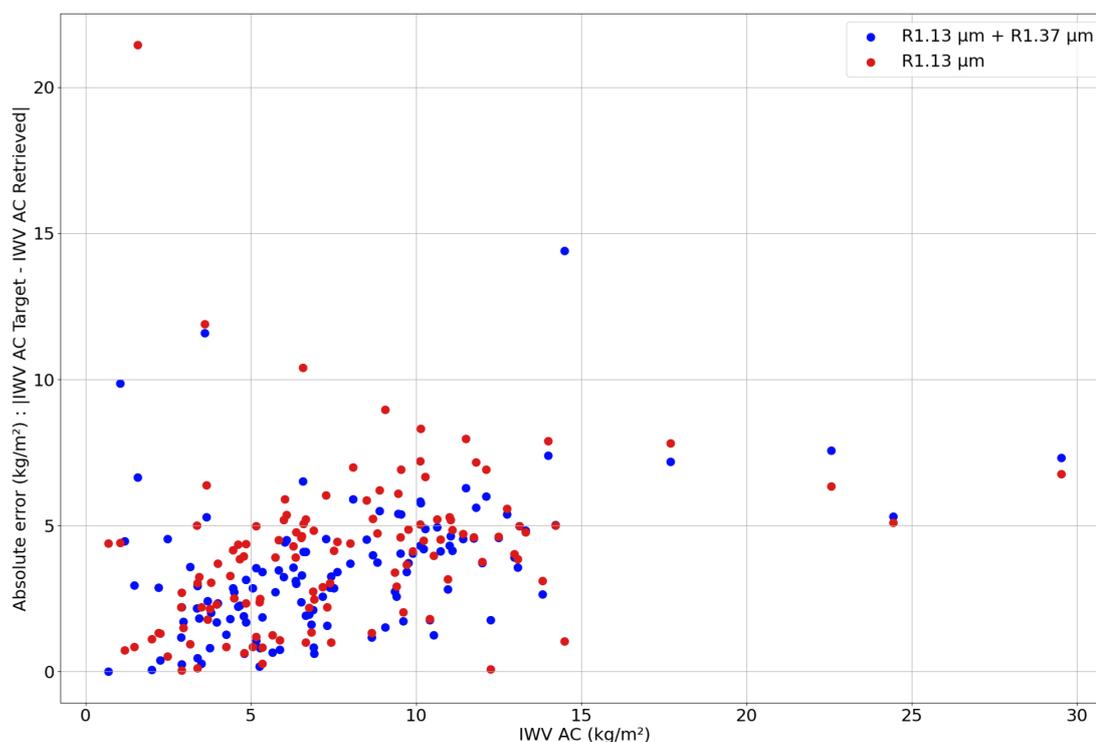


FIGURE 5.16 – Valeur absolue de l'erreur absolue sur l'IWV AC restitué en fonction de l'IWV AC « vrai », lorsque l'on combine les deux bandes spectrales WV (points bleus) et lorsque l'on utilise uniquement la bande moyennement absorbante (points rouges).

Dans 80% des cas l'erreur absolue lors de la combinaison des deux bandes spectrales WV/C³IEL est plus petite que l'erreur absolue avec une seule bande spectrale.

5.11 Ajout d'un bruit instrumental lors de la restitution

Jusqu'à maintenant, nous avons considéré les mesures comme parfaites sans erreur de mesure. Dans la réalité, toute mesure est entachée d'erreurs de mesure et donc d'une incertitude. Afin de tester l'algorithme dans des conditions plus réalistes, nous avons ajouté à notre algorithme d'inversion, la possibilité de « bruitez » les données du vecteur mesure, en supposant un bruit Gaussien indépendant pour chaque mesure. Les distributions Gaussiennes simulées admettent comme moyenne la valeur non bruitée pour les trois bandes spectrales WV/C³IEL ($L_{1,04}$, $L_{1,13}$ et $L_{1,37}$) et un écart-type correspondant à une incertitude de 5% sur la mesure. Pour chaque profil, nous effectuons 10 tirages aléatoires et indépendants des luminances des trois bandes spectrales C³IEL. À chaque tirage, une restitution du COT et de l'IWV AC est réalisée. Sur la FIGURE 5.17 (page 181), nous représentons pour chaque profil les 10 valeurs de l'IWV AC restitué en fonction de l'IWV AC restitué sans bruit instrumental sur la mesure.

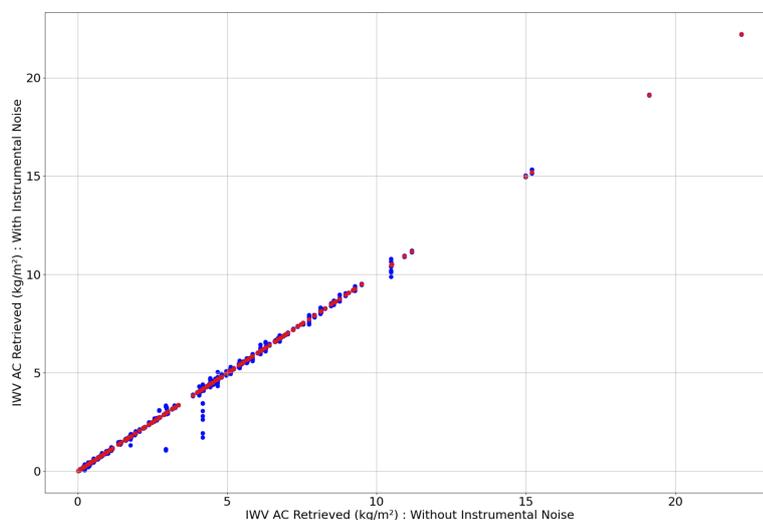


FIGURE 5.17 – IWV AC restitué (sans bruit instrumental) en fonction de l'IWV AC restitué (avec 5% de bruit instrumental). Les 10 restitutions pour chaque profil sont représentées par les points bleus. Les points rouges permettent de positionner l'IWV AC restitué sans bruit instrumental sur la mesure.

Dans la très grande majorité des cas on peut voir que l'influence d'un bruit aléatoire de 5% sur la mesure, que nous avons pris en compte dans l'incertitude, semble très faible voir quasi nulle, ce qui montre la robustesse de notre algorithme, mais également que l'inversion est dominée par d'autres erreurs. Cette partie en est encore au stade exploratoire et sera approfondie dans des développements ultérieures.

Bibliographie du présent chapitre

- ALBERT, P., R. BENNARTZ et J. FISCHER (2001). « Remote Sensing of Atmospheric Water Vapor from Backscattered Sunlight in Cloudy Atmospheres ». In : *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. DOI : [10.1175/1520-0426\(2001\)018<0865:RSOAWV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2001)018<0865:RSOAWV>2.0.CO;2).
- DANDINI, P., C. CORNET, R. BINET, L. FENOUIL, V. HOLODOVSKY, Y. Y. SCHECHNER, D. RICARD et D. ROSENFELD (2022). « 3D cloud envelope and cloud development velocity from simulated CLOUD (C3IEL) stereo images ». In : *Atmospheric Measurement Techniques*, p. 6221-6242. DOI : [10.5194/amt-15-6221-2022](https://doi.org/10.5194/amt-15-6221-2022). URL : <https://amt.copernicus.org/articles/15/6221/2022/>.
- GAO, B.-C. et Y. J. KAUFMAN (2003). « Water vapor retrievals using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) near-infrared channels : WATER VAPOR RETRIEVALS USING MODIS ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. DOI : [10.1029/2002JD003023](https://doi.org/10.1029/2002JD003023). URL : <http://doi.wiley.com/10.1029/2002JD003023>.
- KAUFMAN, Y. J. et B.-C. GAO (1992). « Remote sensing of water vapor in the near IR from EOS/MODIS ». In : *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, p. 871-884. DOI : [10.1109/36.175321](https://doi.org/10.1109/36.175321). URL : <http://ieeexplore.ieee.org/document/175321/>.
- KING, M. D., S. PLATNICK, P. YANG, G. T. ARNOLD, M. A. GRAY, J. C. RIEDI, S. A. ACKERMAN et K.-N. LIOU (2004). « Remote Sensing of Liquid Water and Ice Cloud Optical Thickness and Effective Radius in the Arctic : Application of Airborne Multispectral MAS Data ». In : *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, p. 857-875. DOI : [10.1175/1520-0426\(2004\)021<0857:RSOLWA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2004)021<0857:RSOLWA>2.0.CO;2). URL : [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0426\(2004\)021%3C0857:RSOLWA%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0426(2004)021%3C0857:RSOLWA%3E2.0.CO;2).
- MATAR, C., C. CORNET, F. PAROL, L. C.-LABONNOTE, F. AURIOL et M. NICOLAS (2023). « Liquid cloud optical property retrieval and associated uncertainties using multi-angular and bispectral measurements of the airborne radiometer OSIRIS ». In : *Atmospheric Measurement Techniques*, p. 3221-3243. DOI : [10.5194/amt-16-3221-2023](https://doi.org/10.5194/amt-16-3221-2023). URL : <https://amt.copernicus.org/articles/16/3221/2023/>.
- VESPERINI, M., F.-M. BREON et D. TANRE (1999). « Atmospheric Water Vapor Content from Spaceborne POLDER Measurements ». In : *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. DOI : [10.1109/36.763275](https://doi.org/10.1109/36.763275).

Conclusion générale et perspectives

Sommaire du présent chapitre

Conclusion générale	186
Perspectives	194
L'optimisation de l'algorithme d'inversion	194
Pistes d'amélioration de l'algorithme de restitution de l'IWV	
AC	195
Algorithme adaptable, la mission 3MI	201
La tomographie de la vapeur d'eau	202

Conclusion générale

« Dans toute action, dans tout choix, le bien c'est la fin, car c'est en vue de cette fin qu'on accomplit toujours le reste. » (Aristote)

La vapeur d'eau est un élément essentiel dans l'atmosphère terrestre. Gaz trace, ses effets sur le climat sont multiples. Elle contribue à hauteur d'environ 60% à l'effet de serre naturel. De plus, elle joue un rôle crucial dans le cycle de l'eau, qui est partie prenante des conditions météorologiques et climatiques. Sa présence est indispensable pour la formation des nuages, y compris les nuages convectifs, qui participent à la redistribution de la vapeur d'eau dans l'atmosphère. En raison de la grande variabilité de la concentration de vapeur d'eau dans l'atmosphère, qui varie en fonction des saisons, du moment de la journée, de la latitude et des conditions météorologiques, elle constitue un sujet d'étude complexe mais essentiel, notamment dans le contexte du changement climatique. Par conséquent, une analyse détaillée de la quantité de vapeur d'eau au-dessus des nuages, à haute résolution spatiale, nous permettra d'améliorer notre compréhension des processus de formation et d'évolution des nuages, ainsi que de leurs interactions au sein de l'atmosphère. Cette amélioration des connaissances nous permettra également de mieux contraindre les modèles physiques à petite échelle et d'affiner les paramétrisations utilisées dans les modèles numériques de prévision du temps, ainsi que dans les modèles climatiques à plus grande échelle.

L'objectif de cette thèse a été de développer un algorithme d'inversion afin de restituer le contenu intégré en vapeur d'eau au-dessus des nuages, dans le contexte d'une mission spatiale intitulée C³IEL pour « Cluster for Cloud evolution, CLImatE and Lightning ».

La mission C³IEL sera un train de 2 nano satellites en orbite héliosynchrone, à une altitude fixe entre 600 et 700 km. Le lancement est actuellement planifié pour fin 2026 - début 2027. Les satellites seront équipés notamment de trois imageurs vapeur d'eau qui permettront de mesurer la luminance intégrée suivant trois bandes spectrales du domaine des infrarouges courtes longueurs d'onde (SWIR) : 1,04 μm , 1,13 μm et 1,37 μm , à fine résolution spatiale (125 m au nadir) et temporelle (1 acquisition toutes les 20 s pendant 200 s). À partir de ces observations, il est prévu de restituer l'épaisseur optique équivalente du nuage (COT) et le contenu intégré en vapeur d'eau au-dessus du nuage (IWV AC). Comme pour tous les algorithmes opérationnels actuels, pour des raisons de simplification et de temps de calcul, une hypothèse forte est faite ici, celle de représenter le nuage comme infini horizontalement : ses propriétés optiques sont distribuées de manière homogène sur la verticale entre l'altitude de la base et l'altitude du sommet du nuage. On parle ici de l'hypothèse 1D plan-parallèle homogène.

Les instruments satellitaires de télédétection passive mesurent un rayonnement au sommet de l'atmosphère après que celui-ci a interagi avec l'atmosphère et le nuage dans plusieurs longueurs d'ondes. L'utilisation conjointe des mesures selon différentes bandes spectrales permet d'avoir des informations complémentaires. Les informations contenues dans les luminances des bandes spectrales absorbantes (1,13 et 1,37 μm) permettent de restituer la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère à une altitude spécifique, et celles contenues dans les luminances de la bande spectrale non absorbante (1,04 μm) permettent de restituer l'épaisseur optique du nuage. Des algorithmes d'inversion sont développés et permettent d'obtenir les paramètres recherchés en fonction des informations contenues dans les mesures. Cependant, il se pose inévitablement le problème d'avoir davantage de variables dans le milieu que l'on cherche à caractériser que de mesures indépendantes, le problème est donc mal posé puisque l'on se retrouve dans une situation où on a plus d'inconnues que d'équations.

Plusieurs méthodes existent pour résoudre ce problème inverse (tables d'interpolation, réseaux de neurones, ...) avec chacune leurs inconvénients et avantages. Dans notre étude, nous avons opté pour la méthode de l'estimation optimale, comme présentée dans le livre de RODGERS (2000), qui permet d'établir une relation statistique Bayésienne entre l'espace des états, celui de la mesure et une connaissance *a priori* de l'atmosphère. L'un de ses avantages notables réside dans sa capacité à quantifier les incertitudes associées aux variables restituées. Le modèle choisi dans notre étude est, comme mentionné plus haut, un nuage plan-parallèle homogène dans une atmosphère composée de vapeur d'eau. Le code de transfert radiatif, utilisé pour calculer les luminances à partir des propriétés de l'atmosphère est fondé sur l'adding-doubling (DEHAAN et al. 1987) disponible avec l'outil numérique ARTDECO (<https://www.icare.univ-lille.fr/artdeco/>). Bien qu'ARTDECO ne soit pas un code optimisé et totalement modulaire (ce qui augmente les temps de calculs et rend vite complexe tout développement sur cet outil), l'adding-doubling est une méthode validée qui permet de prendre en compte la diffusion multiple induite par le nuage et permet le calcul rapide et précis des luminances issues du milieu étudié.

Puisque nous avons besoin de simuler des mesures réalistes et statistiquement représentatives pour mettre au point notre algorithme, nous avons d'abord analysé des données réelles issues d'un radiomètre micro-ondes afin d'appréhender la structure d'un champ d'humidité. Ensuite, nous avons analysé des profils ciel clair qui nous seront utiles pour tester l'algorithme développé au cours de cette thèse en conditions idéalisées.

Dans un premier temps, une étude sur des profils de vapeur d'eau issus d'un radiomètre micro-ondes à Villeneuve d'Ascq (50°37'10" Nord et 3°7'54" Est) a été réalisée. Cette étude nous a permis de voir la forte variabilité saisonnière et journalière des profils d'humidité absolue et de contenu intégré en vapeur d'eau, et l'analyse des profils d'humidité relative du radiomètre nous a permis de valider une autre hypothèse forte faite lors du processus d'inversion à savoir $RH = 100\%$ dans l'ensemble du nuage.

Par la suite, une étude des sensibilités du rapport des luminances absorbantes et non absorbantes en fonction de la vapeur d'eau a été réalisée à partir de profils ciels clairs issus de la base de données AFGL (ANDERSON et al. 1986), en incluant un nuage avec une quantité de vapeur d'eau artificiellement modifiée selon l'hypothèse d'un RH à 100%, pour plusieurs altitudes de sommet (CTH) et plusieurs épaisseurs optiques. L'effet de la fonction de phase de diffusion dans le nuage a également été mis en évidence. Cette étude a permis de montrer l'effet des propriétés nuageuses sur le rapport de bandes « moyennement absorbant » (la bande moyennement absorbante à $1,13\ \mu\text{m}$ sur la bande non-absorbante à $1,04\ \mu\text{m}$, noté R_{MA}) et « très absorbant » (la bande très absorbante à $1,37\ \mu\text{m}$ sur la bande non-absorbante à $1,04\ \mu\text{m}$, noté R_{FA}) de la mission C³IEL. Lorsque le CTH augmente, les deux rapports de bandes augmentent, ce qui veut dire que l'absorption par la vapeur d'eau est plus faible. Ce comportement est logique puisque la quantité de vapeur diminue avec l'altitude, le rayonnement interagit avec une quantité de vapeur d'eau moindre. Lorsque le COT diminue, les deux rapports de bandes diminuent également. Le nuage étant moins opaque au rayonnement lorsque le COT diminue, la pénétration dans le nuage est plus importante, par conséquent le trajet du rayonnement est allongé à cause de la diffusion multiple dans le nuage, augmentant ainsi l'absorption du rayonnement par la vapeur d'eau. Ainsi, plus l'épaisseur optique est faible, plus la contribution des basses couches du nuage et éventuellement des couches sous le nuage est importante. Cette pénétration aura un impact sur la restitution de l'IWV AC. Nous avons également remarqué des formes curieuses, évoquant celle d'un hérisson, sur les différentes courbes mettant en relation les rapports de bandes avec l'IWV AC suivant les différentes propriétés nuageuses étudiées. Nous avons montré que cette structure « en hérisson » qui apparaissait sur les figures était due à la fonction de phase de diffusion dans le nuage. En effet, en faisant varier le facteur d'asymétrie, nous avons fait varier les fonctions de phase (grâce à la relation proposée par HENYEV et al. (1941)). En supposant un facteur d'asymétrie nul, nous avons constaté que cette structure en hérisson disparaissait. À *contrario*, en supposant un facteur d'asymétrie proche de -1 ou +1, on accentuait cet « effet hérisson » sur la relation entre les rapports de bandes et l'IWV AC.

Cela traduit donc l'effet de la diffusion multiple non-isotrope dans les nuages sur la relation entre le rapport de bandes et le contenu en vapeur d'eau. Suite à cette étude visant à montrer les effets de certaines propriétés optiques et géométriques des nuages sur la relation entre les rapports de bandes et le contenu en vapeur d'eau intégré au-dessus du nuage, un algorithme d'inversion a été développé et testé dans un premier temps en conditions idéalisées. Pour cela, un jeu de mesures synthétiques a été généré à partir des profils de la base de données AFGL avec des nuages dont l'altitude de la base a été fixée à 0 km et le sommet variant entre 1 et 10 km, pour des épaisseurs optiques allant de 10 à 200. Une étude de la sensibilité des trois bandes spectrales WV/C³IEL aux paramètres que l'on cherche à restituer a été réalisée. Comme déjà connu et utilisé, la luminance simulée dans la bande spectrale non-absorbante (1,04 μm), qui permet de restituer le COT, augmentent lorsque le COT augmente jusqu'à une valeur de 100. Au-delà de cette valeur, la relation entre les luminances simulées dans cette bande spectrale et le COT tend vers une asymptote horizontale, c'est-à-dire que les variations de la luminance deviennent quasi-nulles. Il existe donc une limite supérieure proche de 100 pour les valeurs de COT restituables. Ces calculs ont également permis de vérifier que les luminances simulées dans les deux bandes spectrales absorbantes (1,13 et 1,37 μm) diminuent lorsque l'IWV AC augmente, c'est-à-dire que plus la quantité de vapeur d'eau qui interagit avec le rayonnement est importante, plus ce dernier sera absorbé et plus la luminance sera faible. La relation entre les luminances simulées dans la bande spectrale très absorbante (1,37 μm) et l'IWV AC tend vers 0 pour des valeurs plus faibles que la bande moyennement absorbante (1,13 μm) qui sont de l'ordre de 5 kg m⁻². Pour des valeurs supérieures, cette bande spectrale n'apportera donc aucune information lors de la restitution de l'IWV AC. Des restitutions à partir de ces simulations en conditions idéalisées ont permis de mettre en évidence plusieurs caractéristiques intéressantes. Tout d'abord, on constate que les erreurs absolues et relatives sur la restitution du COT augmentent lorsque le COT augmente, de même que pour l'erreur *a posteriori* estimée par l'algorithme d'inversion. Cette augmentation s'explique par l'augmentation des valeurs de COT mais aussi par la diminution de la sensibilité des luminances lorsque le COT augmente.

On observe également une augmentation importante de l'erreur commise sur la restitution du COT pour des valeurs supérieures à 100, ce qui confirme l'existence d'une limite supérieure pour la restitution de l'épaisseur optique. Concernant l'IWV AC restitué, l'erreur absolue augmente lorsque l'IWV AC augmente. Cet effet s'accroît lorsque le COT diminue (surtout pour des contenus en vapeur d'eau importants), ce qui signifie que l'erreur absolue sur l'IWV AC est plus importante pour des nuages optiquement fins à cause de la pénétration dans le nuage et de la diffusion multiple qui en découle. Nous avons également montré l'intérêt de la combinaison des deux bandes spectrales vapeur d'eau. En effet, pour les petits contenus en vapeur d'eau (la zone de sensibilité de la bande très absorbante) l'erreur absolue lorsque l'on combine les deux bandes spectrales ne dépasse pas $0,5 \text{ kg m}^{-2}$, quelle que soit la valeur de l'épaisseur optique du nuage. Lorsqu'on utilise uniquement la bande moyennement absorbante, l'erreur absolue dépasse 1 kg m^{-2} pour des COT faibles et peut atteindre $3,5 \text{ kg m}^{-2}$ pour des épaisseurs optiques très faibles (autour de 10). Par conséquent, la combinaison des deux bandes spectrales WV/C³IEL permet une meilleure restitution des petits contenus en vapeur d'eau en présence de nuages optiquement épais.

Après avoir vérifié le fonctionnement de notre algorithme d'inversion en conditions idéalisées, nous l'avons testé sur des profils réalistes. Pour cela, nous avons utilisé des profils atmosphériques issus de la base de données ECMWF-IFS. Nous avons commencé par sélectionner les profils contenant un nuage d'eau liquide ou un nuage mixte (à phase liquide et glace) mais pas de nuages multicouches et nous avons gardé seulement les profils au-dessus de l'océan. L'analyse de ces profils nous a permis de déterminer une connaissance *a priori* de l'atmosphère et d'établir des modèles de nuages pour l'inversion. Nous avons ensuite généré deux nouveaux jeux de mesures synthétiques, le premier à partir des profils réalistes avec des nuages d'eau liquide et le second à partir des profils réalistes avec des nuages mixtes. Sur les profils réalistes avec un nuage d'eau liquide, on observe un taux de convergence de 85% de l'algorithme.

La restitution du COT est très bonne, pour des valeurs \leq à 30, on observe une excellente corrélation entre les valeurs restituées et les valeurs cible et 96% des profils convergeant permettent de restituer le COT avec une erreur absolue inférieure à 0,1. Le biais sur la restitution est également très faible (0,02). En ce qui concerne l'IWV AC, on observe une corrélation entre les valeurs restituées et les valeurs cible un peu moins bonne que pour le COT, mais elle reste tout de même significative (coefficient de détermination de 0,73). Le biais sur la restitution est de $2,18 \text{ kg m}^{-2}$. Ce biais est dans le même ordre de grandeur que d'autres travaux précédents en ciel clair. On constate que dans 85% des cas, la valeur restituée est sous-estimée et dans 15% des cas surestimée. Les cas de sur(sous)-estimation de l'IWV AC sont dus à un effet combiné de la pénétration verticale dans le nuage et du profil de vapeur d'eau dans le nuage.

Nous avons montré que la non-convergence de certains profils n'était pas due à l'épaisseur optique ou à l'altitude du sommet du nuage mais qu'elle était favorisée lorsque le contenu en vapeur d'eau cible est faible. Le pourcentage de profils non convergent varie également en fonction du profil « first guess » utilisé dans l'inversion, plus le profil « first guess » est sec par rapport à l'ensemble des profils réalistes étudiés, plus le pourcentage de non-convergence est faible, ce qui s'explique par la non-linéarité des luminances en fonction du contenu en vapeur d'eau. On constate également que le pourcentage de valeur cible incluse dans l'intervalle défini par la valeur restituée ± 3 fois l'erreur *a posteriori* dépend de ce profil « first guess ». Le choix du profil « first guess » est judicieux si on veut le meilleur rapport « convergence / estimation de l'erreur *a posteriori* ». Il est important de noter le fait que nous n'avons pas pris en compte les incertitudes liés au modèle utilisé pour l'inversion que ce soit pour les profils de vapeur d'eau ou d'extinction. Ainsi, la prise en compte de ces incertitudes liées au modèle devrait permettre à l'algorithme d'inversion de mieux estimer l'incertitude *a posteriori*.

Nous avons vu également que l'aspect multi-angulaire pour l'inversion plan-parallèle homogène ne semblait pas apporter d'informations supplémentaires dans la restitution de l'IWV AC. Cet aspect aura bien plus d'intérêt si on introduit une variabilité horizontale, autrement dit, pour la restitution de champs de vapeur d'eau par tomographie.

Comme pour les restitutions en conditions idéalisées, nous avons montré l'intérêt de combiner les deux bandes spectrales vapeur d'eau. La combinaison des deux bandes permet en effet de réduire le biais, l'écart-type et le RMSE de la distribution de l'erreur absolue et elle permet également de réduire le nombre de cas de non-convergence (38% de cas de non-convergence lorsqu'on utilise une seule bande spectrale contre 15% avec la combinaison des deux bandes).

Pour apporter plus de réalisme dans nos restitutions, nous avons amélioré l'algorithme afin d'intégrer la prise en compte d'un bruit instrumental de 5% sur la mesure. Nous avons montré, dans la majorité des cas, que la dispersion des valeurs restituées bruitées autour de la valeur restituée non bruitée est faible. Ceci est un indicateur de la robustesse de notre algorithme d'inversion.

Enfin, nous avons testé notre algorithme d'inversion sur des nuages mixtes, beaucoup plus hauts et bien plus épais optiquement que les nuages d'eau liquide. Dans ce cas, nous avons observé un pourcentage de non-convergence bien plus important que dans le cas des nuages liquides (79%). La restitution du COT ici n'est pas faisable, ce qui s'explique par les valeurs d'épaisseurs optiques, globalement supérieures à 100, valeur limite restituable avec l'hypothèse plan-parallèle homogène. Pour l'IWV AC, la majorité des valeurs à restituer sont très faibles ($< 0,05 \text{ kg m}^{-2}$). Ces valeurs très faibles sont très certainement en dessous de la valeur limite inférieure restituable pour l'IWV AC. Cependant, la base de données utilisées ici pour tester notre algorithme d'inversion en conditions réalistes manque de valeurs intermédiaires qui nous permettraient de déterminer cette valeur limite.

Les résultats obtenus dans ce travail sont encourageants et montrent que, pour des contenus en vapeur d'eau suffisants, il semble possible de restituer le contenu en vapeur d'eau au-dessus du nuage avec un biais et un écart-type acceptable. Ces valeurs sont d'autant plus acceptables que les travaux menés ont permis de mettre en évidence plusieurs pistes d'améliorations qui permettront, à terme, d'obtenir des valeurs de contenu intégré en vapeur d'eau beaucoup plus précises pour mener des études sur les interactions entre nuages convectifs et vapeur d'eau, l'un des objectifs de la mission C³IEL.

Perspectives

« Si nombreux que soient les travaux finis, ceux qui restent à faire sont plus nombreux. » (Proverbe Bambara)

Nous allons maintenant présenter les perspectives, en commençant par les différentes pistes d'amélioration de l'algorithme d'inversion, que ce soit pour l'optimiser ou pour en diminuer les erreurs. Nous parlerons aussi de la restitution de champs de vapeur d'eau par tomographie qui pourrait être une possibilité offerte par les observations multi-angulaires de C³IEL pour caractériser la vapeur d'eau en deux ou trois dimensions.

L'optimisation de l'algorithme d'inversion

L'algorithme d'inversion développé au cours de ma thèse est actuellement fonctionnel, mais il n'est pas optimisé et ne peut donc guère être utilisé de façon opérationnelle. L'un de ses principaux inconvénients réside dans son temps de calcul, relativement important, un problème courant pour les méthodes d'estimation s'appuyant sur des techniques d'ajustements de type moindres-carrés. De plus, le code de TR que nous utilisons n'est pas lui-même optimisé. Même si l'outil ARTDECO est un outil utile, des améliorations sont nécessaires dans la conception générale du code.

En effet, dans sa version actuelle, ARTDECO fonctionne de manière séquentielle, ce qui signifie que toutes les étapes de calcul du code s'exécutent à la suite et sont automatiquement répétées à chaque itération du processus d'inversion, sans réelle sauvegarde en mémoire entre les itérations.

Par conséquent, la première étape vers l'optimisation de notre algorithme d'inversion consiste à repenser et à améliorer la conception d'ARTDECO. Il est essentiel de le rendre plus modulaire, en particulier en ce qui concerne la gestion des entrées et des sorties du code.

Certaines opérations de lecture, d'écriture et de calcul pourraient être effectuées une seule fois au début du processus d'inversion, puis stockées en mémoire pour une utilisation ultérieure. Une autre manière, classiquement utilisée pour accélérer la partie transfert radiatif de l'algorithme d'inversion, est de construire des tables d'interpolation en amont du processus d'inversion.

Pistes d'amélioration de l'algorithme de restitution de l'IWV AC

Les travaux menés dans cette thèse ont été exploratoires dans le sens où, à notre connaissance, il n'existe pas d'algorithmes d'inversion de la vapeur d'eau en conditions nuageuses. Nous avons donc dû faire des choix concernant la méthode employée et les hypothèses suivies. De nombreux tests restent à mener avant d'avoir un algorithme d'inversion du contenu en vapeur d'eau robuste dont les limitations sont parfaitement connues.

Améliorer la définition du CTH

Le critère qui consiste à déterminer la base et le sommet du nuage en identifiant la première et dernière valeur non nulle du profil de « Liquid Water Content » (LWC) a des limites qui sont liés au modèle de ECMWF. À titre d'illustration, la FIGURE 5.12 (c) (page 170) montre que le sommet du nuage est à une altitude de 4,33 km, si on fixe une limite pour le profil de LWC à 10^{-3}g m^{-3} , le CTH se situerait à 3,80 km, soit 530 m plus bas, et si on fixe une limite à 10^{-2}g m^{-3} le sommet du nuage serait à une altitude de 3,55 km soit 780 m plus bas.

En effet, il ne peut y avoir de discontinuités dans les profils ; on ne descendra jamais de façon brutale à 0. La réduction vers 0 sera toujours progressive, ce qui signifie que dans les profils de LWC, avant d'arriver à 0 le modèle générera des données très faibles (de l'ordre de 10^{-5} à 10^{-9} g m^{-3}) pour éviter toutes discontinuités dans les données.

Pour corriger cela il faudrait, soit compléter notre étude en utilisant une autre base de données (utiliser des profils issus de données météorologiques par exemple), soit reprendre la base de données en se limitant à 10^{-2} ou 10^{-3} g m^{-3} sur les profils de LWC pour la détermination du sommet du nuage.

Une meilleure représentation de l'altitude du sommet du nuage dans notre algorithme d'inversion devrait permettre de réduire le biais sur la restitution.

Compléter la base de données afin de déterminer la valeur limite restituable de l'IWV AC

Dans le chapitre 4 (page 117) nous présentons la base de données et les profils utilisés pour tester notre algorithme d'inversion. Nous avons constaté que dans les cas des profils constitués de nuages d'eau liquide, le CTH allait jusqu'à 5 km d'altitude, et dans les cas des profils composés de nuages mixtes le CTH était compris entre 8 (pour un cas) et 18 km d'altitude. La base de données utilisés ne permet donc pas d'avoir des cas de nuages dont le sommet est compris entre 5 et 8 voire 10 km.

Dans le chapitre 5 (page 146), pour les profils constitués de nuages d'eau liquide, nous avons montré que notre algorithme d'inversion était capable de restituer un contenu en vapeur d'eau au-dessus du nuage avec un biais de $2,18 \text{ kg m}^{-2}$ soit du même ordre de grandeur que les restitutions du contenu en vapeur d'eau en ciel clair (la plus petite valeur restituée ici est de $0,68 \text{ kg m}^{-2}$ et l'erreur absolue est de $0,01 \text{ kg m}^{-2}$). Cependant, en présence de nuages mixtes avec des CTH élevés, les valeurs d'IWV AC étaient beaucoup trop petites pour que la restitution soit faisable. Ce manque de données entre 5 et 8-10 km pose problème car nous supposons que la valeur limite restituable est compris dans cette plage de données.

Afin de compléter les cas d'études, le mieux serait d'utiliser une autre base de données de profils atmosphériques en ciel nuageux comprenant une meilleure représentativité de la gamme de variations des nuages. Ces profils peuvent être issus de simulations comme dans cette thèse ou d'observations comme en utilisant une combinaison d'observation avec par exemple, un radiomètre micro-ondes pour avoir les profils d'humidité (par exemple celui du LOA) et un radar pour avoir la base et le sommet du nuage (e.g., ZHOU et al. 2019). Une autre manière de faire, plus rapide mais moins réaliste, pourrait être de modifier artificiellement le sommet des nuages (en le réduisant de 3 à 4 km) pour les profils constitués de nuages mixtes.

Optimisation du profil initial « first guess » et de l'IWV AC a priori

Dans la section 5.8 du chapitre 5 (page 146), nous avons mis en évidence l'effet du profil « first guess » sur le nombre de cas de non-convergence pour la restitution du contenu en vapeur d'eau. En effet, le fait de prendre comme point de départ un profil plus sec que la majorité des profils étudiés permet de diminuer le nombre de cas de non-convergence. Alors que si on prend un profil moyen, et par conséquent plus représentatif de l'ensemble des profils étudiés, on a plus de cas où la convergence pour la restitution de l'IWV AC ne se fait pas (voir le TABLEAU 5.2, page 177).

Théoriquement, les valeurs restituées en utilisant la MEO ne doivent pas dépendre du profil initial, mais une manière de diminuer les erreurs sur l'IWV AC restituée peut être de prendre un profil initial dépendant des latitudes mais aussi d'améliorer notre connaissance de la valeur *a priori* de l'IWV AC et de diminuer son incertitude pour lui accorder un poids plus important dans le processus d'inversion.

Pour cela, on peut imaginer prendre un profil initial et une valeur *a priori* par tranche de latitudes. Cette classification est tout à fait possible, dans le cadre de la mission C³IEL il sera possible de faire uniquement 4 acquisitions par orbite jour et il faudra choisir judicieusement les zones à observer et donc les latitudes. On pourra alors définir un profil « first guess » et une valeur d'IWV AC *a priori* pour chaque gamme de latitudes. Un exemple de classification est proposé et présenté sur la FIGURE 5.18 (page 198).

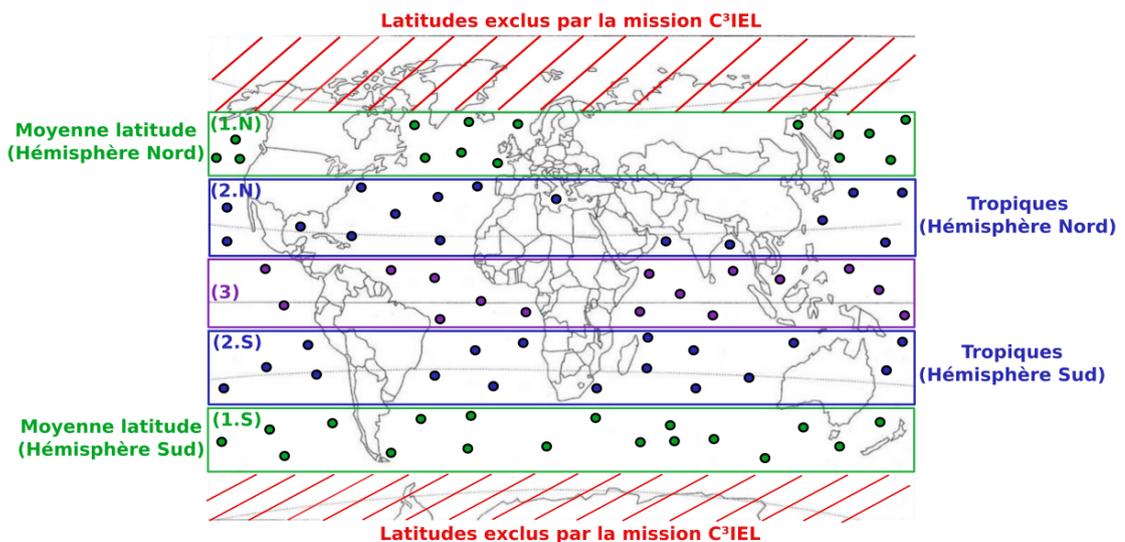


FIGURE 5.18 – Proposition d'une classification des profils atmosphériques pour la détermination du profil initial dans l'inversion et de la valeur *a priori* pour l'IWV AC.

En fonction du choix des bandes de latitudes des différentes scènes observées, on peut récupérer des profils issus de la base de données ECMWF-IFS ou bien utiliser des profils issus de données météorologiques. On aurait donc un profil « first guess » et une valeur *a priori* de l'IWV AC représentatifs de la zone observée. La prise en compte d'une incertitude plus faible sur le profil *a priori* dans le processus d'inversion devrait permettre de mieux estimer l'incertitude *a posteriori*.

Une autre idée serait de prendre le profil de vapeur d'eau issu de l'analyse météo pour la date et le lieu observé, avec les données Copernicus Atmosphere Monitoring Service (CAMS) par exemple.

Prise en compte des profils verticaux pour améliorer l'estimation de l'incertitude et potentiellement la valeur restituée de l'IWV AC

Nous avons vu dans le chapitre 5 (page 146) que l'incertitude *a posteriori* estimée par l'algorithme d'inversion sur la restitution de l'IWV AC était sous-estimée et devait être améliorée.

Pour cela, on pourrait introduire une incertitude liée aux modèles et en particulier aux profils de vapeur d'eau et d'extinction dans le nuage (e.g., MATAR et al. 2023). À plus long terme on pourrait essayer de mettre en place un modèle avec un profil vertical variable, issu par exemple des analyses météo, pour tenter d'améliorer la valeur de l'IWV AC restitué.

L'effet de l'albédo de surface sur l'inversion de l'IWV AC

Un autre développement à réaliser avant le lancement de la mission C³IEL est de prendre en compte des effets de surface pour pouvoir appliquer l'algorithme d'inversion de la vapeur d'eau au-dessus de surfaces terrestres.

Dans leurs travaux ALBERT et al. (2001) montrent l'effet de l'albédo de surface sur la restitution de l'IWV AC en conditions idéalisées (voir les figures 3 et 4 de ALBERT et al. (2001) et/ou la FIGURE 2.8, page 62). Sur cette figure, le RMSE augmente pour des COT inférieures à 15 et des albédos de l'ordre de 0,4. Comme la mission C³IEL est dédiée aux nuages convectifs, l'épaisseur optique des nuages sera la plupart du temps élevé.

Il sera néanmoins nécessaire d'améliorer l'algorithme en y incluant l'albédo de surface pour utiliser l'algorithme sur des systèmes convectifs pouvant se former au-dessus des terres.

Tests sur des champs de nuage et de vapeur d'eau en 3D

Dans ce travail, nous avons considéré une atmosphère plan-parallèle, que ce soit pour la vapeur d'eau ou le nuage. Il s'agit évidemment d'une approximation, sauf éventuellement de façon locale.

En effet, les processus de déentraînement et entraînement à proximité du nuage peuvent localement faire varier horizontalement le champ de vapeur d'eau. Concernant le nuage et en particulier les nuages convectifs, sa structure n'est pas du tout plan-parallèle. Cette variabilité 3D peut être à l'origine d'erreurs sur le contenu en vapeur d'eau restitué en particulier par des processus d'illumination ou d'ombrage induits par le nuage.

Dans un développement futur, la simulation à partir d'observations réalistes pourrait nous permettre de tester l'algorithme développé. Ces simulations peuvent être réalisés en combinant les simulations physiques issues de champs de nuages et de vapeur d'eau en 3D avec des modèles à haute résolution spatiale comme, par exemple, Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) (e.g., PIELKE et al. 1992) ou mesoscale non-hydrostatic (MESO-NH) (e.g., LAC et al. 2018) et des codes de TR 3D comme par exemple le code de TR 3D développé au LOA intitulé 3D Monte-Carlo POLarized (3DMCPOL) (CORNET, C.-LABONNOTE et al. 2010).

Amélioration du modèle de nuage utilisé dans le processus d'inversion

Le modèle de nuage utilisé dans cette étude s'appuie sur l'hypothèse plan-parallèle homogène infini. Des travaux récents dans le domaine de l'imagerie hyperspectrale ont montré l'intérêt et la faisabilité d'utiliser un modèle plan-parallèle homogène qui n'est plus infini (e.g., thèse de Salgado S. sur la *Correction atmosphérique d'acquisitions hyperspectrales [0.4 – 2.5 μm] en présence de nuages* et celle de Calassou G. sur la *Téledétection par imagerie hyperspectrale pour la cartographie des émissions de particules d'aérosols dans l'atmosphère*). Cette hypothèse d'un nuage plan-parallèle homogène qui n'est plus infini horizontalement, offre une meilleure prise en compte de la géométrie du nuage tout en conservant un modèle 1D pour les calculs de transfert radiatif. Une piste d'amélioration intéressante, pour une version future de l'algorithme, serait d'appliquer ce modèle de nuage afin de voir l'effet de la géométrie du nuage sur la restitution du contenu en vapeur d'eau au-dessus du nuage (IWV AC).

Algorithme adaptable, la mission 3MI

Les études menées dans ces travaux peuvent en partie être transposées vers d'autres missions possédant les mêmes bandes spectrales comme par exemple la mission Multi-viewing Multi-channel Multi-polarisation Imager (3MI) (MARBACH et al. 2013).

3MI est un instrument de télédétection développé par EUMETSAT et l'Agence spatiale européenne dans le cadre du projet Eumetsat Polar System - Second Generation (EPS-SG). Il s'agit d'un radiomètre conçu pour étudier les aérosols et la composition chimique de l'atmosphère. Cet instrument sera capable de mesurer l'albédo surface et d'offrir une caractérisation détaillée des nuages, incluant leur extension verticale, épaisseur optique, taille des particules, facteur d'asymétrie et orientation des particules.

L'objectif principal est d'observer l'évolution du climat, de surveiller la qualité de l'air et d'améliorer les modèles numériques.

L'algorithme d'inversion devrait être facilement adaptable à la mission 3MI étant donné que C³IEL et 3MI ont en commun la bande spectrale très absorbante à 1,37 μm et qu'ils ont chacun une bande spectrale moyennement absorbante et non absorbante, avec pour C³IEL, 1,04 et 1,13 μm et pour 3MI, 865 et 910 nm respectivement.

Enfin, il serait également intéressant de tester l'algorithme sur des produits issus de campagnes aéroportées comme par exemple celles de l'instrument aéroporté OSIRIS, afin de valider l'algorithme d'inversion sur des données réelles et non plus synthétiques.

La tomographie de la vapeur d'eau

Dans le cadre de la mission C³IEL, la restitution de la vapeur d'eau pourra avoir deux niveaux de complexité. Le premier, sujet de cette thèse, concerne le développement d'un algorithme d'inversion 1D pour restituer le contenu intégré en vapeur d'eau au-dessus du nuage, et le second, plus complexe, sur le développement d'un code de tomographie pour inverser un champ 2D ou 3D de vapeur d'eau au-dessus et autour du nuage.

En amont de cette thèse, quelques études exploratoires ont été menées par le CNES et la société ACRI-ST (<https://www.acri-st.fr/fr/>) pour adapter un code de tomographie de la vapeur d'eau développé pour l'étude d'une précédente mission aux besoins de la mission C³IEL (crédit : J-L. Vergely, S. Ferron et V. Bruniquel).

La tomographie est une technique d'imagerie, très utilisée dans l'imagerie médicale (méthode appliquée pour les IRM), en géophysique (e.g., cartographie de la structure interne de la Terre) ou encore dans les sciences de l'atmosphère, avec notamment la tomographie par GNSS qui permet, entre autres, de restituer le champ 3D de la vapeur d'eau. Cette technique permet de reconstruire le volume d'un objet ou d'une structure en utilisant les différentes lignes de visée des 11 acquisitions pour reconstituer une coupe transversale bidimensionnelle (dans le plan orbital). Elle repose sur la collecte d'informations à partir de différents angles de vue autour de l'objet étudié puis la superposition de ces données 2D pour reconstruire le volume de la cible.

Le code de tomographie développé pour la mission C³IEL suppose un nuage parfaitement réfléchissant, ce que l'on peut associer à un nuage optiquement très épais. Aucun effet de pénétration du rayonnement dans le nuage n'est pris en compte. Dans les simulations, le nuage a une forme cubique. Pour les tests effectués, le soleil est dans le plan de l'orbite et son angle d'incidence est constant. Le nuage est supposé au centre de la scène et est défini par son extension spatiale, la hauteur de sa base et la hauteur de son sommet.

Voici quelques exemples de résultats des tests effectués par C. Pierangelo au cours de cette thèse. La FIGURE 5.19 (page 203) montre le principe d'observation utilisé dans le cadre de la tomographie de la vapeur d'eau.

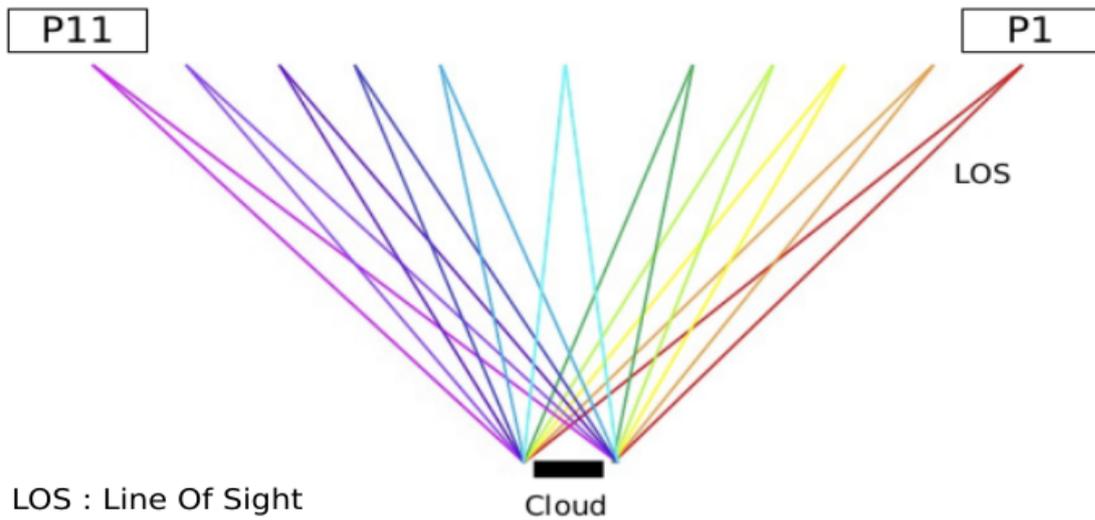


FIGURE 5.19 – Schéma du principe d'observation des satellites dans le cadre de la tomographie de la vapeur d'eau.

Le code de tomographie simule plusieurs lignes de visée qui vont croiser le nuage pour chaque position des satellites.

La FIGURE 5.20 (page 204) présente un exemple de restitution de la perturbation par rapport à la valeur moyenne d'un champ 2D de vapeur d'eau au-dessus et autour d'un nuage.

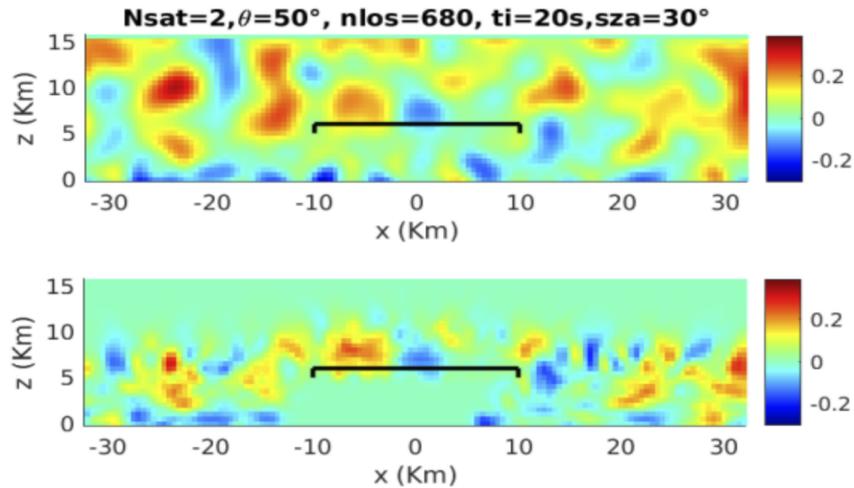


FIGURE 5.20 – Exemple de restitution de la perturbation par rapport à la moyenne du champ 2D de vapeur d’eau. La restitution a été faite pour 2 satellites, un Solar Zenith Angle (SZA) de 30° et 680 lignes de visée. La ligne noire représente le nuage et le code couleur caractérise les fluctuations relatives autour de la moyenne. La perturbation par rapport à la moyenne du champ de vapeur d’eau en entrée est représentée par la figure du haut et sa restitution sur la figure du bas.

Au-delà de 10 km le contenu en vapeur d’eau est tellement faible que les valeurs restituées des fluctuations sont nulles. En partie à cause de l’hypothèse d’un « nuage miroir », réflecteur parfait, la restitution du champ de vapeur d’eau sous le nuage n’est pas possible. En revanche, on remarque qu’il y a une zone sous le nuage où la restitution a été possible (sous le nuage, vers la surface à droite). Les satellites se déplaçant de la droite vers la gauche (voir FIGURE 5.19, page 203) et le nuage n’étant pas infini horizontalement, lorsque les satellites étaient à la position « P1 » ils ont pu observer une partie de l’atmosphère sous le nuage.

Les fluctuations du champ de vapeur d’eau restitués sont dans l’ensemble assez bien restitués. Les zones où l’on observe une fluctuation autour de la valeur moyenne positive (en jaune, orange et rouge) sont bien retrouvées, de même que lorsque les fluctuations dans le champ de vapeur d’eau sont négatives (en bleu).

Cette méthode est prometteuse mais a été développée pour un nuage parfaitement réfléchissant alors que, comme nous l'avons vu, la pénétration dans le nuage, qui dépend du profil d'extinction, est un facteur important pour la valeur restituée. A long terme, des études utilisant la combinaison des deux méthodes devront être effectuées.

Bibliographie du présent chapitre

- ALBERT, P., R. BENNARTZ et J. FISCHER (2001). « Remote Sensing of Atmospheric Water Vapor from Backscattered Sunlight in Cloudy Atmospheres ». In : *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. DOI : [10.1175/1520-0426\(2001\)018<0865:RSOAWV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2001)018<0865:RSOAWV>2.0.CO;2).
- ANDERSON, G. P., J. H. CHETWYND et E. P. SHE (1986). « AFGL Atmospheric Constituent Profiles (0-120km) ». In : p. 47.
- 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*, p. 174-186. DOI : [10.1016/j.jqsrt.2009.06.013](https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2009.06.013). URL : <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022407309002246>.
- DEHAAN, J., P. BOSMA et J. HOVENIER (1987). « The adding method for multiple scattering of polarized light ». In : *Astronomy and Astrophysics*, p. 371-391.
- HENYEV, L. C. et J. L. GREENSTEIN (1941). « Diffuse radiation in the Galaxy ». In : *The Astrophysical Journal*, p. 70. DOI : [10.1086/144246](https://doi.org/10.1086/144246). URL : <http://adsabs.harvard.edu/doi/10.1086/144246>.
- LAC, C., J.-P. CHABOUREAU, V. MASSON, J.-P. PINTY, P. TULET, J. ESCOBAR, M. LERICHE, C. BARTHE, B. AOUIZERATS, C. AUGROS, P. AUMOND, F. AUGUSTE, P. BECHTOLD, S. BERTHET, S. BIELLI, F. BOSSEUR, O. CAUMONT, J.-M. COHARD, J. COLIN, F. COUVREUX, J. CUXART, G. DELAUTIER, T. DAUHUT, V. DUCROCQ, J.-B. FILIPPI, D. GAZEN, O. GEOFFROY, F. GHEUSI, R. HONNERT, J.-P. LAFORE, C. LEBEAUPIN BROSSIER, Q. LIBOIS, T. LUNET, C. MARI, T. MARIC, P. MASCART, M. MOGE, G. MOLINIE, O. NUISSIER, F. PANTILLON, P. PEYRILLE, J. PERGAUD, E. PERRAUD, J. PIANEZZE, J.-L. REDELSPERGER, D. RICARD, E. RICHARD, S. RIETTE, Q. RODIER, R. SCHOETTER, L. SEYFRIED, J. STEIN, K. SUHRE, M. TAUFOR, O. THOURON, S. TURNER, A. VERRELLE, B. VIE, F. VISENTIN, V. VIONNET et P. WAUTELET (2018). « Overview of the Meso-NH model version 5.4 and its applications ». In : *Geoscientific Model Development*, p. 1929-1969. DOI : [10.5194/gmd-11-1929-2018](https://doi.org/10.5194/gmd-11-1929-2018). URL : <https://gmd.copernicus.org/articles/11/1929/2018/>.
- MARBACH, T., P. PHILLIPS, A. LACAN et P. SCHLÜSSEL (2013). « The Multi-Viewing, -Channel, -Polarisation Imager (3MI) of the EUMETSAT Polar System - Second Generation (EPS-SG) dedicated to aerosol characterisation ». In : DOI : [10.1117/12.2028221](https://doi.org/10.1117/12.2028221). URL : <http://proceedings.spiedigitallibrary.org/proceeding.aspx?doi=10.1117/12.2028221>.
- MATAR, C., C. CORNET, F. PAROL, L. C.-LABONNOTE, F. AURIOL et M. NICOLAS (2023). « Liquid cloud optical property retrieval and associated uncertainties using multi-angular and bispectral measurements of the airborne radiometer

- OSIRIS ». In : *Atmospheric Measurement Techniques*, p. 3221-3243. DOI : [10.5194/amt-16-3221-2023](https://doi.org/10.5194/amt-16-3221-2023). URL : <https://amt.copernicus.org/articles/16/3221/2023/>.
- PIELKE, R. A., W. R. COTTON, R. L. WALKO, C. J. TREMBACK, W. A. LYONS, L. D. GRASSO, M. E. NICHOLLS, M. D. MORAN, D. A. WESLEY, T. J. LEE et J. H. COPELAND (1992). « A comprehensive meteorological modeling system? RAMS ». In : *Meteorology and Atmospheric Physics*, p. 69-91. DOI : [10.1007/BF01025401](https://doi.org/10.1007/BF01025401). URL : <http://link.springer.com/10.1007/BF01025401>.
- RODGERS, C. D. (2000). *Inverse Methods for Atmospheric Sounding*. WORLD SCIENTIFIC. DOI : [10.1142/3171](https://doi.org/10.1142/3171). URL : <https://doi.org/10.1142/3171>.
- ZHOU, Q., Y. ZHANG, B. LI, L. LI, J. FENG, S. JIA, S. LV, F. TAO et J. GUO (2019). « Cloud-base and cloud-top heights determined from a ground-based cloud radar in Beijing, China ». In : *Atmospheric Environment*, p. 381-390. DOI : [10.1016/j.atmosenv.2019.01.012](https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2019.01.012). URL : <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1352231019300342>.

Contributions et activités annexes

Sommaire du présent chapitre

Contributions scientifiques pendant la thèse	209
Activités annexes pendant la thèse	210

Contributions scientifiques pendant la thèse

Présentations orales

1. International Radiation Symposium (IRS) à Thessalonique (Grèce) en Juillet 2022
2. Séminaire au CNES à Toulouse en Octobre 2022
3. Journées Jeunes Chercheurs CNES (JC2 CNES) à Toulouse en Octobre 2022
4. Journées convection profonde à Avignon en Novembre 2023

Poster

1. Atelier LEFE : LEFE/IMAGO (Interactions Multiples dans l'Atmosphère, la Glace et l'Océan) et LEFE/CHAT (CHimie ATmosphérique) à Lille en Octobre 2021
2. Journées Jeunes Chercheurs CNES (JC2 CNES) à Toulouse en Octobre 2022
3. Workshop GRASP-ACE à Lille en Mai 2023

Contributions écrites

1. Page Wikipédia dédiée à la mission C³IEL (2021) : https://fr.wikipedia.org/wiki/Cluster_for_Cloud_evolution,_Climate_and_Lightning
2. Mascout, F., Pujol, O., Verreyken, B., **Peroni, R.**, Metzger, J. M., Blarel, L., Podvin, T., Goloub, P., Sellegri, K., Thornberry, T., Duflot, V., Tulet, P., & Brioude, J. (2022). Aerosol characterization in an oceanic context around Reunion Island (AEROMARINE field campaign). *Atmospheric Environment*, 268, 118770. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2021.118770>
3. Rosenfeld, D., Cornet, C., Aviad, S., Binet, R., Crebassol, P., Dandini, P., Defer, E., Deschamps, A., Fenouil, L., Frid, A., Holodovsky, V., Kaidar, A., **Peroni, R.**, Pierangelo, C., Price, C., Ricard, D., Schechner, Y., & Yair, Y. (2022). C3iel : Cluster for cloud evolution, climate and lightning. arXiv. <https://doi.org/10.48550/arXiv.2202.03182>

Activités annexes pendant la thèse

1. Représentant des doctorants à l'École Doctorale Sciences de la Matière, du Rayonnement et de l'Environnement de 2021 à 2023
2. Enseignant vacataire à l'IMT Nord Europe (Institut Mines-Télécom) sur le campus de Villeneuve d'Ascq, pendant les années universitaires 2021/2022 et 2022/2023 : Électrocinétique en régime sinusoïdal et électrocinétique numérique

Bibliographie

- ALBERT, P., R. BENNARTZ et J. FISCHER (2001). « Remote Sensing of Atmospheric Water Vapor from Backscattered Sunlight in Cloudy Atmospheres ». In : *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. DOI : [10.1175/1520-0426\(2001\)018<0865:RSOAWV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2001)018<0865:RSOAWV>2.0.CO;2).
- ANDERSON, G. P., J. H. CHETWYND et E. P. SHE (1986). « AFGL Atmospheric Constituent Profiles (0-120km) ». In : p. 47.
- BAILEY, M. et J. HALLETT (2004). « Growth Rates and Habits of Ice Crystals between -20° and -70°C ». In : *Journal of the Atmospheric Sciences*, p. 514-544. DOI : [10.1175/1520-0469\(2004\)061<0514:GRAHOI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2004)061<0514:GRAHOI>2.0.CO;2). URL : [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0469\(2004\)061%3C0514:GRAHOI%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0469(2004)061%3C0514:GRAHOI%3E2.0.CO;2).
- BARNES, W. L., T. S. PAGANO et V. V. SALOMONSON (1998). « Prelaunch characteristics of the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) on EOS-AM1 ». In : *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, p. 1088-1100. DOI : [10.1109/36.700993](https://doi.org/10.1109/36.700993). URL : <http://ieeexplore.ieee.org/document/700993/>.
- BAUM, B. A., P. YANG, A. J. HEYMSFIELD, A. BANSEMER, B. H. COLE, A. MERRELLI, C. SCHMITT et C. WANG (2014). « Ice cloud single-scattering property models with the full phase matrix at wavelengths from 0.2 to $100\mu\text{m}$ ». In : *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, p. 123-139. DOI : [10.1016/j.jqsrt.2014.02.029](https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2014.02.029). URL : <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022407314000867>.
- BEZY, J.-L., G. GOURMELON, R. BESSUDO, G. BAUDIN, H. SONTAG et S. WEISS (1999). « The ENVISAT Medium Resolution Imaging Spectrometer (MERIS) ». In : IEEE, p. 1432-1434. ISBN : 978-0-7803-5207-0. DOI : [10.1109/IGARSS.1999.774655](https://doi.org/10.1109/IGARSS.1999.774655). URL : <http://ieeexplore.ieee.org/document/774655/>.
- BLYTH, A. M. (1993). « Entrainment in Cumulus Clouds ». In : p. 626-641. DOI : [10.1175/1520-0450\(1993\)032<0626:eicc>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1993)032<0626:eicc>2.0.co;2). URL : [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1993\)032%3C0626:eicc%3E2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1993)032%3C0626:eicc%3E2.0.co;2).

- BOLTON, D. (1980). « The Computation of Equivalent Potential Temperature ». In : *Monthly Weather Review*, p. 1046-1053. DOI : [10.1175/1520-0493\(1980\)108<1046:TCOEP2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1980)108<1046:TCOEP2.0.CO;2). URL : [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0493\(1980\)108%3C1046:TCOEP%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0493(1980)108%3C1046:TCOEP%3E2.0.CO;2).
- BONY, S., B. STEVENS, D. M. W. FRIERSON, C. JAKOB, M. KAGEYAMA, R. PINCUS, T. G. SHEPHERD, S. C. SHERWOOD, A. P. SIEBESMA, A. H. SOBEL, M. WATANABE et M. J. WEBB (2015). « Clouds, circulation and climate sensitivity ». In : *Nature Geoscience*, p. 261-268. DOI : [10.1038/ngeo2398](https://doi.org/10.1038/ngeo2398). URL : <https://www.nature.com/articles/ngeo2398>.
- BOSSER, P., J. VAN BAELEN et O. BOUSQUET (2022). « Routine Measurement of Water Vapour Using GNSS in the Framework of the Map-Io Project ». In : *Atmosphere*. DOI : [10.3390/atmos13060903](https://doi.org/10.3390/atmos13060903). URL : <https://www.mdpi.com/2073-4433/13/6/903>.
- BOUNIOL, D., J. DELANOË, C. DUROURE, A. PROTAT, V. GIRAUD et G. PENIDE (2010). « Microphysical characterisation of West African MCS anvils ». In : *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, p. 323-344. DOI : [10.1002/qj.557](https://doi.org/10.1002/qj.557).
- BOUSQUET, O., E. LEES, J. DURAND, A. PELTIER, A. DURET, D. MEKIES, P. BOISSIER, T. DONAL, F. FLEISCHER-DOGLEY et L. ZAKARIASY (2020). « Densification of the Ground-Based GNSS Observation Network in the Southwest Indian Ocean : Current Status, Perspectives, and Examples of Applications in Meteorology and Geodesy ». In : *Frontiers in Earth Science*. DOI : [10.3389/feart.2020.566105](https://doi.org/10.3389/feart.2020.566105). URL : <https://www.frontiersin.org/article/10.3389/feart.2020.566105/full>.
- CAREY, L. D. et S. A. RUTLEDGE (1996). « A multiparameter radar case study of the microphysical and kinematic evolution of a lightning producing storm ». In : *Meteorology and Atmospheric Physics*, p. 33-64. DOI : [10.1007/BF01032000](https://doi.org/10.1007/BF01032000). URL : <http://link.springer.com/10.1007/BF01032000>.
- CARRUTHERS, D. J. (1989). « An introduction to Boundary Layer ». In : p. 308-309. DOI : [10.1017/s0016756800022433](https://doi.org/10.1017/s0016756800022433). URL : <https://doi.org/10.1017/s0016756800022433>.
- CHAHINE, M. T. (1992). « The hydrological cycle and its influence on climate ». In : *Nature*, p. 373-380. DOI : [10.1038/359373a0](https://doi.org/10.1038/359373a0). URL : <https://www.nature.com/articles/359373a0>.
- CHANG, E. K. M., Y. GUO et X. XIA (2012). « CMIP5 multimodel ensemble projection of storm track change under global warming : CMIP5 MODEL-PROJECTED STORM TRACK CHANGE ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. DOI : [10.1029/2012JD018578](https://doi.org/10.1029/2012JD018578). URL : <http://doi.wiley.com/10.1029/2012JD018578>.
- CIMINI, D., T. J. HEWISON, L. MARTIN, J. GÜLDNER, C. GAFFARD et F. S. MARZANO (2006). « Temperature and humidity profile retrievals from ground-based mi-

- crowave radiometers during TUC ». In : *Meteorologische Zeitschrift*, p. 45-56. DOI : [10.1127/0941-2948/2006/0099](https://doi.org/10.1127/0941-2948/2006/0099). URL : http://www.schweizerbart.de/papers/metz/detail/15/54892/Temperature_and_humidity_profile_retrievals_from_g?af=crossref.
- COOPER, S. J., T. S. L'ECUYER et G. L. STEPHENS (2003). « The impact of explicit cloud boundary information on ice cloud microphysical property retrievals from infrared radiances : ICE CLOUD MICROPHYSICAL PROPERTIES ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. DOI : [10.1029/2002JD002611](https://doi.org/10.1029/2002JD002611).
- 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*, p. 174-186. DOI : [10.1016/j.jqsrt.2009.06.013](https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2009.06.013). URL : <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022407309002246>.
- CORNET, C. et R. DAVIES (2008). « Use of MISR measurements to study the radiative transfer of an isolated convective cloud : Implications for cloud optical thickness retrieval ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. DOI : [10.1029/2007JD008921](https://doi.org/10.1029/2007JD008921). URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2007JD008921>.
- CREWELL, S. et U. LÖHNERT (2003). « Accuracy of cloud liquid water path from ground-based microwave radiometry 2. Sensor accuracy and synergy ». In : *Radio Science*. DOI : [10.1029/2002RS002634](https://doi.org/10.1029/2002RS002634). URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2002RS002634>.
- CRUTZEN, P. J. et V. RAMANATHAN (2003). « The Parasol Effect on Climate ». In : *Science*, p. 1679-1681. DOI : [10.1126/science.302.5651.1679](https://doi.org/10.1126/science.302.5651.1679). URL : <https://www.science.org/doi/10.1126/science.302.5651.1679>.
- DANDINI, P., C. CORNET, R. BINET, L. FENOUIL, V. HOLODOVSKY, Y. Y. SCHECHNER, D. RICARD et D. ROSENFELD (2022). « 3D cloud envelope and cloud development velocity from simulated CLOUD (C3IEL) stereo images ». In : *Atmospheric Measurement Techniques*, p. 6221-6242. DOI : [10.5194/amt-15-6221-2022](https://doi.org/10.5194/amt-15-6221-2022). URL : <https://amt.copernicus.org/articles/15/6221/2022/>.
- DAUHUT, T., J.-P. CHABOUREAU, J. ESCOBAR et P. MASCART (2016). « Giga-LES of Hector the Convective and Its Two Tallest Updrafts up to the Stratosphere ». In : *Journal of the Atmospheric Sciences*, p. 5041-5060. DOI : [10.1175/JAS-D-16-0083.1](https://doi.org/10.1175/JAS-D-16-0083.1). URL : <https://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JAS-D-16-0083.1>.
- DE ROOIJ, W. A. et C. C. A. H. VAN DER STAP (1984). « Expansion of Mie scattering matrices in generalized spherical functions ». In : *Astronomy And Astrophysics*, p. 237-248.

- DEHAAN, J., P. BOSMA et J. HOVENIER (1987). « The adding method for multiple scattering of polarized light ». In : *Astronomy and Astrophysics*, p. 371-391.
- DELMAS, R., G. MÉGIE et V.-H. PEUCH, éd. (2005). *Physique et chimie de l'atmosphère*. Échelles. Paris : Belin. ISBN : 9782701137001.
- DESBOIS, M., M. CAPDEROU, L. EYMARD, R. ROCA, N. VILTARD, M. VIOLLIER et N. KAROUCHE (2007). « Megha-Tropiques : un satellite hydrométéorologique franco-indien ». In : *La Météorologie*, p. 19. DOI : [10.4267/2042/18185](https://doi.org/10.4267/2042/18185). URL : https://lameteorologie.fr/issues/2007/57/meteo_2007_57_19.
- DESCHAMPS, P.-Y., F.-M. BREON, M. LEROY, A. PODAIRE, A. BRICAUD, J.-C. BURIEZ et G. SEZE (1994). « The POLDER mission : instrument characteristics and scientific objectives ». In : *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, p. 598-615. DOI : [10.1109/36.297978](https://doi.org/10.1109/36.297978). URL : <http://ieeexplore.ieee.org/document/297978/>.
- DOLMAN, V. L. (1989). « Meerhoff mie program user guide ». In : *Internal Report Astronomy Dept.*
- DUFRESNE, J.-L. et J. TREINER (2011). « L'effet de serre atmosphérique : plus subtil qu'on ne le croit ! ». In : *La Météorologie*, p. 31. DOI : [10.4267/2042/39839](https://doi.org/10.4267/2042/39839). URL : https://lameteorologie.fr/issues/2011/72/meteo_2011_72_31.
- EASTERBROOK, D. J. (2016). « Greenhouse Gases ». In : *Evidence-Based Climate Science*. Elsevier, p. 163-173. ISBN : 978-0-12-804588-6. DOI : [10.1016/B978-0-12-804588-6.00009-4](https://doi.org/10.1016/B978-0-12-804588-6.00009-4).
- FERRIER, P., P. CREBASSOL, G. DEDIEU, O. HAGOLLE, A. MEYGRET, F. TINTO, Y. YANIV et J. HERSCOVITZ (2010). « Vegetation and environment monitoring on a new micro satellite ». In : IEEE. DOI : [10.1109/igarss.2010.5652087](https://doi.org/10.1109/igarss.2010.5652087). URL : <https://doi.org/10.1109/igarss.2010.5652087>.
- FORSTER, P. M. De F. et K. P. SHINE (2002). « Assessing the climate impact of trends in stratospheric water vapor : CLIMATE ROLE OF STRATOSPHERIC WATER VAPOR ». In : *Geophysical Research Letters*. DOI : [10.1029/2001GL013909](https://doi.org/10.1029/2001GL013909). URL : <http://doi.wiley.com/10.1029/2001GL013909>.
- FOUQUART, Y. (2006). *Les nuages et leur rétroaction, pourquoi tant d'incertitudes sur les prévisions climatiques?* <https://www.futura-sciences.com/planete/dossiers/climatologie-tant-incertitudes-previsions-climatiques-638/page/4/>.
- FYFE, J. C. (2003). « Extratropical Southern Hemisphere Cyclones : Harbingers of Climate Change? ». In : *Journal of Climate*, p. 2802-2805. DOI : [10.1175/1520-0442\(2003\)016<2802:ESHCH0>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<2802:ESHCH0>2.0.CO;2). URL : [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442\(2003\)016%3C2802:ESHCH0%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442(2003)016%3C2802:ESHCH0%3E2.0.CO;2).
- GAO, B.-C. et Y. J. KAUFMAN (2003). « Water vapor retrievals using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) near-infrared channels : WATER VAPOR RETRIEVALS USING MODIS ». In : *Journal of Geophysical*

- Research : Atmospheres*. DOI : [10.1029/2002JD003023](https://doi.org/10.1029/2002JD003023). URL : <http://doi.wiley.com/10.1029/2002JD003023>.
- HENYEY, L. C. et J. L. GREENSTEIN (1941). « Diffuse radiation in the Galaxy ». In : *The Astrophysical Journal*, p. 70. DOI : [10.1086/144246](https://doi.org/10.1086/144246). URL : <http://adsabs.harvard.edu/doi/10.1086/144246>.
- HILTON, F., R. ARMANTE, T. AUGUST, C. BARNET, A. BOUCHARD, C. CAMY-PEYRET, V. CAPELLE, C. LIEVEN, C. CLERBAUX, P.-F. COHEUR, A. COLLARD, C. CREVOISIER, G. DUFOUR, D. EDWARDS, F. FAIJAN, N. FOURRIÉ, A. GAMBACORTA, M. GOLDBERG, V. GUIDARD, D. HURTMANS, S. ILLINGWORTH, N. JACQUINET-HUSSON, T. KERZENMACHER, D. KLAES, L. LAVANANT, G. MASIELLO, M. MATRICARDI, A. McNALLY, S. NEWMAN, E. PAVELIN, S. PAYAN, E. PÉQUIGNOT, S. PEYRIDIEU, T. PHULPIN, J. REMEDIOS, P. SCHLÜSSEL, C. SERIO, L. STROW, C. STUBENRAUCH, J. TAYLOR, D. TOBIN, W. WOLF et D. ZHOU (2012). « Hyperspectral Earth Observation from IASI : Five Years of Accomplishments ». In : *Bulletin of the American Meteorological Society*, p. 347-370. DOI : [10.1175/BAMS-D-11-00027.1](https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00027.1). URL : <https://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/BAMS-D-11-00027.1>.
- HOUZE, R. A. (1982). « Cloud Clusters and Large-Scale Vertical Motions in the Tropics ». In : *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, p. 396-410. DOI : [10.2151/jmsj1965.60.1_396](https://doi.org/10.2151/jmsj1965.60.1_396). URL : https://www.jstage.jst.go.jp/article/jmsj1965/60/1/60_1_396/_article.
- (1993). *Cloud dynamics*. International geophysics v. 53. Academic Press.
- (1997). « Stratiform Precipitation in Regions of Convection : A Meteorological Paradox? ». In : *Bulletin of the American Meteorological Society*, p. 2179-2196. DOI : [10.1175/1520-0477\(1997\)078<2179:SPIROC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1997)078<2179:SPIROC>2.0.CO;2). URL : [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0477\(1997\)078%3C2179:SPIROC%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0477(1997)078%3C2179:SPIROC%3E2.0.CO;2).
- IASSAMEN, A., H. SAUVAGEOT, N. JEANNIN et S. AMEUR (2009). « Distribution of Tropospheric Water Vapor in Clear and Cloudy Conditions from Microwave Radiometric Profiling ». In : *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, p. 600-615. DOI : [10.1175/2008JAMC1916.1](https://doi.org/10.1175/2008JAMC1916.1). URL : <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/2008JAMC1916.1>.
- KALINNIKOV, V. V. et O. G. KHUTOROVA (2017). « Diurnal variations in integrated water vapor derived from a GPS ground network in the Volga-Ural region of Russia ». In : *Annales Geophysicae*, p. 453-464. DOI : [10.5194/angeo-35-453-2017](https://doi.org/10.5194/angeo-35-453-2017). URL : <https://angeo.copernicus.org/articles/35/453/2017/>.
- KAROL, Y., D. TANRÉ, P. GOLOUB, C. VERVAERDE, J. Y. BALOIS, L. BLAREL, T. PODVIN, A. MORTIER et A. CHAIKOVSKY (2013). « Airborne sun photometer PLASMA : concept, measurements, comparison of aerosol extinction vertical profile with lidar ». In : *Atmospheric Measurement Techniques*, p. 2383-2389. DOI : [10.5194/amt-6-2383-2013](https://doi.org/10.5194/amt-6-2383-2013).

- 5194/amt-6-2383-2013. URL : <https://amt.copernicus.org/articles/6/2383/2013/>.
- KAUFMAN, Y. J. et B.-C. GAO (1992). « Remote sensing of water vapor in the near IR from EOS/MODIS ». In : *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, p. 871-884. DOI : [10.1109/36.175321](https://doi.org/10.1109/36.175321). URL : <http://ieeexplore.ieee.org/document/175321/>.
- KIEHL, J. T. et K. E. TRENBERTH (1997). « Earth's Annual Global Mean Energy Budget ». In : *Bulletin of the American Meteorological Society*, p. 197-208. DOI : [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). URL : [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0477\(1997\)078%3C0197:EAGMEB%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0477(1997)078%3C0197:EAGMEB%3E2.0.CO;2).
- KING, M. D., S. PLATNICK, P. YANG, G. T. ARNOLD, M. A. GRAY, J. C. RIEDI, S. A. ACKERMAN et K.-N. LIOU (2004). « Remote Sensing of Liquid Water and Ice Cloud Optical Thickness and Effective Radius in the Arctic : Application of Airborne Multispectral MAS Data ». In : *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, p. 857-875. DOI : [10.1175/1520-0426\(2004\)021<0857:RSOLWA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2004)021<0857:RSOLWA>2.0.CO;2). URL : [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0426\(2004\)021%3C0857:RSOLWA%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0426(2004)021%3C0857:RSOLWA%3E2.0.CO;2).
- KNUTSON, T., S. J. CAMARGO, J. C. L. CHAN, K. EMANUEL, C-H HO, J. KOSSIN, M. MOHAPATRA, M. SATOH, M. SUGI, K. WALSH et L. WU (2019). « Tropical Cyclones and Climate Change Assessment : Part II : Projected Response to Anthropogenic Warming ». In : *Bulletin of the American Meteorological Society*. DOI : [10.1175/BAMS-D-18-0194.1](https://doi.org/10.1175/BAMS-D-18-0194.1). URL : <https://journals.ametsoc.org/view/journals/bams/101/3/bams-d-18-0194.1.xml>.
- KOKHANOVSKY, A. A., V. P. BUDAK, C. CORNET, M. DUAN, C. EMDE, I. L. KATSEV, D. A. KLYUKOV, S. V. KORKIN, L. C.-LABONNOTE, B. MAYER, Q. MIN, T. NAKAJIMA, Y. OTA, A. S. PRIKHACH, V. V. ROZANOV, T. YOKOTA et E. P. ZEGE (2010). « Benchmark results in vector atmospheric radiative transfer ». In : *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, p. 1931-1946. DOI : [10.1016/j.jqsrt.2010.03.005](https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2010.03.005). URL : <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022407310000919>.
- KOROLEV, A., G. MCFARQUHAR, P. R. FIELD, C. FRANKLIN, P. LAWSON, Z. WANG, E. WILLIAMS, S. J. ABEL, D. AXISA, S. BORRMANN, J. CROSIER, J. FUGAL, M. KRÄMER, U. LOHMANN, O. SCHLENCZEK, M. SCHNAITER et M. WENDISCH (2017). « Mixed-Phase Clouds : Progress and Challenges ». In : *Meteorological Monographs*, p. 5.1-5.50. DOI : [10.1175/AMSMONOGRAPHS-D-17-0001.1](https://doi.org/10.1175/AMSMONOGRAPHS-D-17-0001.1). URL : <https://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/AMSMONOGRAPHS-D-17-0001.1>.
- KOSSIN, J. P., K. A. EMANUEL et G. A. VECCHI (2014). « The poleward migration of the location of tropical cyclone maximum intensity ». In : *Nature*, p. 349-352.

- DOI : [10.1038/nature13278](https://doi.org/10.1038/nature13278). URL : <https://www.nature.com/articles/nature13278>.
- LAC, C., J.-P. CHABOUREAU, V. MASSON, J.-P. PINTY, P. TULET, J. ESCOBAR, M. LERICHE, C. BARTHE, B. AOUIZERATS, C. AUGROS, P. AUMOND, F. AUGUSTE, P. BECHTOLD, S. BERTHET, S. BIELLI, F. BOSSEUR, O. CAUMONT, J.-M. COHARD, J. COLIN, F. COUVREUX, J. CUXART, G. DELAUTIER, T. DAUHUT, V. DUCROCQ, J.-B. FILIPPI, D. GAZEN, O. GEOFFROY, F. GHEUSI, R. HONNERT, J.-P. LAFORE, C. LEBEAUPIN BROSSIER, Q. LIBOIS, T. LUNET, C. MARI, T. MARIC, P. MASCART, M. MOGE, G. MOLINIE, O. NUISSIER, F. PANTILLON, P. PEYRILLE, J. PERGAUD, E. PERRAUD, J. PIANEZZE, J.-L. REDELSPERGER, D. RICARD, E. RICHARD, S. RIETTE, Q. RODIER, R. SCHOETTER, L. SEYFRIED, J. STEIN, K. SUHRE, M. TAUFOR, O. THOURON, S. TURNER, A. VERRELLE, B. VIE, F. VISENTIN, V. VIONNET et P. WAUTELET (2018). « Overview of the Meso-NH model version 5.4 and its applications ». In : *Geoscientific Model Development*, p. 1929-1969. DOI : [10.5194/gmd-11-1929-2018](https://doi.org/10.5194/gmd-11-1929-2018). URL : <https://gmd.copernicus.org/articles/11/1929/2018/>.
- LANE, T. P. et R. D. SHARMAN (2014). « Intensity of thunderstorm-generated turbulence revealed by large-eddy simulation ». In : *Geophysical Research Letters*, p. 2221-2227. DOI : [10.1002/2014GL059299](https://doi.org/10.1002/2014GL059299). URL : <http://doi.wiley.com/10.1002/2014GL059299>.
- LIN, B. et W. B. ROSSOW (1994). « Observations of cloud liquid water path over oceans : Optical and microwave remote sensing methods ». In : *Journal of Geophysical Research*, p. 20907. DOI : [10.1029/94JD01831](https://doi.org/10.1029/94JD01831). URL : <http://doi.wiley.com/10.1029/94JD01831>.
- LIU, K.-N. (2002). *An introduction to atmospheric radiation*. 2nd ed. International geophysics series. Academic Press. ISBN : 9780124514515.
- LOEB, N. G., D. R. DOELLING, H. WANG, W. SU, C. NGUYEN, J. G. CORBETT, L. LIANG, C. MITRESCU, F. G. ROSE et S. KATO (2018). « Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) Energy Balanced and Filled (EBAF) Top-of-Atmosphere (TOA) Edition-4.0 Data Product ». In : *Journal of Climate*, p. 895-918. DOI : [10.1175/JCLI-D-17-0208.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0208.1). URL : <https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/31/2/jcli-d-17-0208.1.xml>.
- LOPEZ, P. (2007). « Cloud and Precipitation Parameterizations in Modeling and Variational Data Assimilation : A Review ». In : *Journal of the Atmospheric Sciences*, p. 3766-3784. DOI : [10.1175/2006JAS2030.1](https://doi.org/10.1175/2006JAS2030.1). URL : <https://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/2006JAS2030.1>.
- LOUET, J. (2001). « The Envisat Mission and System ». In.
- LOUF, V., O. PUJOL, H. SAUVAGEOT et J. RIÉDI (2015). « Seasonal and diurnal water vapour distribution in the Sahelian area from microwave radiometric profiling observations : Diurnal Water Vapour Distribution in the Sahel ». In : *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, p. 2643-2653. DOI :

- 10.1002/qj.2550. URL : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/qj.2550>.
- MARBACH, T., P. PHILLIPS, A. LACAN et P. SCHLÜSSEL (2013). « The Multi-Viewing, -Channel, -Polarisation Imager (3MI) of the EUMETSAT Polar System - Second Generation (EPS-SG) dedicated to aerosol characterisation ». In : DOI : 10.1117/12.2028221. URL : <http://proceedings.spiedigitallibrary.org/proceeding.aspx?doi=10.1117/12.2028221>.
- MASCAUT, F., O. PUJOL, B. VERREYKEN, R. PERONI, J. M. METZGER, L. BLAREL, T. PODVIN, P. GOLOUB, K. SELLEGRI, T. TROY, V. DUFLOT, P. TULET et J. BRIOUDE (2022). « Aerosol characterization in an oceanic context around Reunion Island (AEROMARINE field campaign) ». In : *Atmospheric Environment*. DOI : 10.1016/j.atmosenv.2021.118770. URL : <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1352231021005926>.
- MASIELLO, G., C. SERIO, T. DELEPORTE, H. HERBIN, P. DI GIROLAMO, C. CHAMPOLLION, A. BEHRENDT, P. BOSSER, O. BOCK, V. WULFMEYER, M. POMMIER et C. FLAMANT (2013). « Comparison of IASI water vapour products over complex terrain with COPS campaign data ». In : *Meteorologische Zeitschrift*, p. 471-487. DOI : 10.1127/0941-2948/2013/0430.
- MASSON-DELMOTTE, V. P., A. ZHAI, S. L. PIRANI, C. CONNORS, S. PÉAN, N. BERGER, Y. CAUD, L. CHEN, M. I. GOLDFARB, M. GOMIS, K. HUANG, E. LEITZELL, J. B. R. LONNOY, T. K. MATTHEWS, T. MAYCOCK, O. WATERFIELD, R. Y. YELEKÇI et B. ZHOU (2021). *Climate Change 2021 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press. In Press.
- MATAR, C., C. CORNET, F. PAROL, L. C.-LABONNOTE, F. AURIOL et M. NICOLAS (2023). « Liquid cloud optical property retrieval and associated uncertainties using multi-angular and bispectral measurements of the airborne radiometer OSIRIS ». In : *Atmospheric Measurement Techniques*, p. 3221-3243. DOI : 10.5194/amt-16-3221-2023. URL : <https://amt.copernicus.org/articles/16/3221/2023/>.
- MAYCOCK, A. C., M. M. JOSHI, K. P. SHINE et A. A. SCAIFE (2013). « The Circulation Response to Idealized Changes in Stratospheric Water Vapor ». In : *Journal of Climate*, p. 545-561. DOI : 10.1175/JCLI-D-12-00155.1. URL : <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JCLI-D-12-00155.1>.
- MCCABE, G. J., M. P. CLARK et M. C. SERREZE (2001). « Trends in Northern Hemisphere Surface Cyclone Frequency and Intensity ». In : *Journal of Climate*, p. 2763-2768. DOI : 10.1175/1520-0442(2001)014<2763:TINHSC>2.0.CO;2. URL : [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442\(2001\)014%3C2763:TINHSC%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442(2001)014%3C2763:TINHSC%3E2.0.CO;2).

- MENDOZA, V., M. PAZOS, R. GARDUÑO et B. MENDOZA (2021). « Thermodynamics of climate change between cloud cover, atmospheric temperature and humidity ». In : *Scientific Reports*, p. 21244. DOI : [10.1038/s41598-021-00555-5](https://doi.org/10.1038/s41598-021-00555-5). URL : <https://www.nature.com/articles/s41598-021-00555-5>.
- MEZA, A., L. MENDOZA, M. P. NATALI, C. BIANCHI et L. FERNÁNDEZ (2020). « Diurnal variation of precipitable water vapor over Central and South America ». In : *Geodesy and Geodynamics*, p. 426-441. DOI : [10.1016/j.geog.2020.04.005](https://doi.org/10.1016/j.geog.2020.04.005). URL : <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1674984720300719>.
- OKI, T. et S. KANAE (2006). « Global Hydrological Cycles and World Water Resources ». In : *Science*, p. 1068-1072. DOI : [10.1126/science.1128845](https://doi.org/10.1126/science.1128845). URL : <https://www.science.org/doi/10.1126/science.1128845>.
- OMM (2018). *Guide des instruments et des méthodes d'observation (OMM-N°8)*. 2018 et 2021. Organisation Mondiale Météorologique. ISBN : 978-92-63-20008-2. URL : https://library.wmo.int/index.php?lvl=notice_display&id=5281.
- PENIDE, G., V. GIRAUD, D. BOUNIOL, P. DUBUISSON, C. DUROURE, A. PROTAT et S. CAUTENET (2010). « Numerical simulation of the 7 to 9 September 2006 AMMA mesoscale convective system : Evaluation of the dynamics and cloud microphysics using synthetic observations ». In : *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, p. 304-322. DOI : [10.1002/qj.558](https://doi.org/10.1002/qj.558). URL : <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/qj.558>.
- PIELKE, R. A., W. R. COTTON, R. L. WALKO, C. J. TREMBACK, W. A. LYONS, L. D. GRASSO, M. E. NICHOLLS, M. D. MORAN, D. A. WESLEY, T. J. LEE et J. H. COPELAND (1992). « A comprehensive meteorological modeling system? RAMS ». In : *Meteorology and Atmospheric Physics*, p. 69-91. DOI : [10.1007/BF01025401](https://doi.org/10.1007/BF01025401). URL : <http://link.springer.com/10.1007/BF01025401>.
- PLANA-FATTORI, A., M. LEGRAND, D. TANRÉ, C. DEVAUX, A. VERMEULEN et P. DUBUISSON (1998). « Estimating the Atmospheric Water Vapor Content from Sun Photometer Measurements ». In : *Journal of Applied Meteorology*, p. 790-804. DOI : [10.1175/1520-0450\(1998\)037<0790:ETAWVC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1998)037<0790:ETAWVC>2.0.CO;2). URL : [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0450\(1998\)037%3C0790:ETAWVC%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0450(1998)037%3C0790:ETAWVC%3E2.0.CO;2).
- POUGATCHEV, N., T. AUGUST, X. CALBET, T. HULTBERG, O. ODULEYE et G. BINGHAM (2009). « IASI temperature and water vapor retrievals – error assessment and validation ». In : *Atmos. Chem. Phys.*
- POULSEN, C. A., R. SIDDANS, G. E. THOMAS, A. M. SAYER, R. G. GRAINGER, E. CAMPBANY, S. M. DEAN, C. ARNOLD et P. D. WATTS (2012). « Cloud retrievals from satellite data using optimal estimation : evaluation and application to

- ATSR ». In : *Atmospheric Measurement Techniques*. DOI : [10.5194/amt-5-1889-2012](https://doi.org/10.5194/amt-5-1889-2012).
- RAO, T. N., K. SUNILKUMAR et A. JAYARAMAN (2013). « Validation of humidity profiles obtained from SAPHIR, on-board Megha-Tropiques ». In : *CURRENT SCIENCE*.
- RIEDI, J., L. MCHAREK, P. DUBUISSON, F. PAROL et F. THIEULEUX (2013). « Remote Sensing of Tropospheric Total Column Water Vapor : Intercomparison of POLDER, AMSR-E and MODIS Retrievals ». In : *AIP Conference Proceedings*. DOI : [10.1063/1.4804780](https://doi.org/10.1063/1.4804780).
- RIO, C., A. D. DEL GENIO et F. HOURDIN (2019). « Ongoing Breakthroughs in Convective Parameterization ». In : *Current Climate Change Reports*, p. 95-111. DOI : [10.1007/s40641-019-00127-w](https://doi.org/10.1007/s40641-019-00127-w). URL : <http://link.springer.com/10.1007/s40641-019-00127-w>.
- RODGERS, C. D. (2000). *Inverse Methods for Atmospheric Sounding*. WORLD SCIENTIFIC. DOI : [10.1142/3171](https://doi.org/10.1142/3171). URL : <https://doi.org/10.1142/3171>.
- SCHLÜSSEL, P. et M. GOLDBERG (2002). « Retrieval of atmospheric temperature and water vapour from IASI measurements in partly cloudy situations ». In : *Advances in Space Research*, p. 1703-1706. DOI : [10.1016/S0273-1177\(02\)00101-1](https://doi.org/10.1016/S0273-1177(02)00101-1). URL : <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0273117702001011>.
- SCHMIDT, G. A., R. A. RUEDY, R. L. MILLER et A. A. LACIS (2010). « Attribution of the present-day total greenhouse effect ». In : *Journal of Geophysical Research*. DOI : [10.1029/2010JD014287](https://doi.org/10.1029/2010JD014287). URL : <http://doi.wiley.com/10.1029/2010JD014287>.
- SCHRÖDER, M., M. LOCKHOFF, F. FELL, J. FORSYTHE, T. TRENT, R. BENNARTZ, E. BORBAS, M. G. BOSILOVICH, E. CASTELLI, H. HERSBACH, M. KACHI, S. KOBAYASHI, E. R. KURSINSKI, D. LOYOLA, C. MEARS, R. PREUSKER, W. B. ROSSOW et S. SAHA (2018). *The GEWEX Water Vapor Assessment archive of water vapour products from satellite observations and reanalyses*. preprint. Atmosphere – Meteorology. DOI : [10.5194/essd-2017-128](https://doi.org/10.5194/essd-2017-128). URL : <https://essd.copernicus.org/preprints/essd-2017-128/essd-2017-128.pdf>.
- SHERWOOD, S. C., V. T. J. PHILLIPS et J. S. WETTLAUFER (2006). « Small ice crystals and the climatology of lightning ». In : *Geophysical Research Letters*, p. L05804. DOI : [10.1029/2005GL025242](https://doi.org/10.1029/2005GL025242). URL : <http://doi.wiley.com/10.1029/2005GL025242>.
- SOHN, B.-J., M.-J. CHOI et J. RYU (2015). « Explaining darker deep convective clouds over the western Pacific than over tropical continental convective regions ». In : *Atmospheric Measurement Techniques*, p. 4573-4585. DOI : [10.5194/amt-8-4573-2015](https://doi.org/10.5194/amt-8-4573-2015). URL : <https://amt.copernicus.org/articles/8/4573/2015/>.

- SOHN, B.-J., S.-H. HAM et P. YANG (2009). « Possibility of the Visible-Channel Calibration Using Deep Convective Clouds Overshooting the TTL ». In : *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, p. 2271-2283. DOI : [10.1175/2009JAMC2197.1](https://doi.org/10.1175/2009JAMC2197.1). URL : <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/2009JAMC2197.1>.
- SOURDEVAL, O., L. C.-LABONNOTE, G. BROGNIEZ, O. JOURDAN, J. PELON et A. GARNIER (2013). « A variational approach for retrieving ice cloud properties from infrared measurements : application in the context of two IIR validation campaigns ». In : *Atmospheric Chemistry and Physics*. DOI : [10.5194/acp-13-8229-2013](https://doi.org/10.5194/acp-13-8229-2013).
- SOURDEVAL, O., L. C.-LABONNOTE, A. J. BARAN et G. BROGNIEZ (2015). « A methodology for simultaneous retrieval of ice and liquid water cloud properties. Part I : Information content and case study ». In : *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. DOI : [10.1002/qj.2405](https://doi.org/10.1002/qj.2405).
- STERLING, S. M., A. DUCHARNE et J. POLCHER (2013). « The impact of global land-cover change on the terrestrial water cycle ». In : *Nature Climate Change*, p. 385-390. DOI : [10.1038/nclimate1690](https://doi.org/10.1038/nclimate1690). URL : <https://www.nature.com/articles/nclimate1690>.
- STOCKER, T. F., D. QIN, G.-K. PLATTNER, M. M. B. TIGNOR, S. K. ALLEN, J. BOSCHUNG, A. NAUELS, Y. XIA, V. BEX et P. M. MIDGLEY, éd. (2013). *Climate change 2013 : the physical science basis : Working Group I contribution to the Fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press. ISBN : 9781107057999.
- STRAUSS, C., D. RICARD, C. LAC et A. VERRELLE (2019). « Evaluation of turbulence parametrizations in convective clouds and their environment based on a large-eddy simulation ». In : *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, p. 3195-3217. DOI : [10.1002/qj.3614](https://doi.org/10.1002/qj.3614). URL : <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/qj.3614>.
- TAMARIN, T. et Y. KASPI (2017). « The poleward shift of storm tracks under global warming : A Lagrangian perspective ». In : *Geophysical Research Letters*. DOI : [10.1002/2017GL073633](https://doi.org/10.1002/2017GL073633). URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/2017GL073633>.
- TANDON, N. F., L. M. POLVANI et S. M. DAVIS (2011). « The Response of the Tropospheric Circulation to Water Vapor-Like Forcings in the Stratosphere ». In : *Journal of Climate*, p. 5713-5720. DOI : [10.1175/JCLI-D-11-00069.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00069.1). URL : <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JCLI-D-11-00069.1>.
- TORRES, B., V. E. CACHORRO, C. TOLEDANO, J. P. ORTIZ DE GALISTEO, A. BERJÓN, A. M. DE FRUTOS, Y. BENNOUNA et N. LAULAINEN (2010). « Precipitable water vapor characterization in the Gulf of Cadiz region (southwestern Spain) based on Sun photometer, GPS, and radiosonde data ». In : *Journal of Geophysical*

- Research : Atmospheres*. DOI : [10.1029/2009JD012724](https://doi.org/10.1029/2009JD012724). URL : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2009JD012724>.
- VAN DE HULST, H. C., éd. (1980). *Multiple Light Scattering : Tables, Formulas, and Applications*. Elsevier. ISBN : 9780127107011. DOI : <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-710701-1.X5001-0>.
- VESPERINI, M., F.-M. BREON et D. TANRE (1999). « Atmospheric Water Vapor Content from Spaceborne POLDER Measurements ». In : *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. DOI : [10.1109/36.763275](https://doi.org/10.1109/36.763275).
- VILLALBA-PRADAS, A. et F. J. TAPIADOR (2022). « Empirical values and assumptions in the convection schemes of numerical models ». In : *Geoscientific Model Development*, p. 3447-3518. DOI : [10.5194/gmd-15-3447-2022](https://doi.org/10.5194/gmd-15-3447-2022). URL : <https://gmd.copernicus.org/articles/15/3447/2022/>.
- WANG, C., S. PLATNICK, Z. ZHANG, K. MEYER et P. YANG (2016). « Retrieval of ice cloud properties using an optimal estimation algorithm and MODIS infrared observations : 1. Forward model, error analysis, and information content : IR-Based Ice Cloud Retrieval Algorithm ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. DOI : [10.1002/2015JD024526](https://doi.org/10.1002/2015JD024526).
- WCRP (2021). *Grand Challenge on Clouds, Circulation and Climate*. <https://www.wcrp-climate.org/>.
- WEISMAN, M. L. et J. B. KLEMP (1982). « The Dependence of Numerically Simulated Convective Storms on Vertical Wind Shear and Buoyancy ». In : *Monthly Weather Review*, p. 504-520. DOI : [10.1175/1520-0493\(1982\)110<0504:TDONSC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1982)110<0504:TDONSC>2.0.CO;2). URL : [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0493\(1982\)110%3C0504:TDONSC%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0493(1982)110%3C0504:TDONSC%3E2.0.CO;2).
- WISCOMBE, W. J. (1980). « Improved Mie scattering algorithms ». In : *Applied Optics*, p. 1505. DOI : [10.1364/AO.19.001505](https://doi.org/10.1364/AO.19.001505). URL : <https://opg.optica.org/abstract.cfm?URI=ao-19-9-1505>.
- WYSER, K. (1998). « The Effective Radius in Ice Clouds ». In : *Journal of Climate*, p. 1793-1802. DOI : [10.1175/1520-0442\(1998\)011<1793:TERIIC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011<1793:TERIIC>2.0.CO;2). URL : [http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442\(1998\)011%3C1793:TERIIC%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442(1998)011%3C1793:TERIIC%3E2.0.CO;2).
- YIN, J. H. (2005). « A consistent poleward shift of the storm tracks in simulations of 21st century climate : POLEWARD SHIFT OF THE STORM TRACKS ». In : *Geophysical Research Letters*. DOI : [10.1029/2005GL023684](https://doi.org/10.1029/2005GL023684). URL : <http://doi.wiley.com/10.1029/2005GL023684>.
- ZHANG, G. J. (2009). « Effects of entrainment on convective available potential energy and closure assumptions in convection parameterization ». In : *Journal of Geophysical Research*. DOI : [10.1029/2008JD010976](https://doi.org/10.1029/2008JD010976). URL : <http://doi.wiley.com/10.1029/2008JD010976>.

- ZHOU, Q., Y. ZHANG, B. LI, L. LI, J. FENG, S. JIA, S. LV, F. TAO et J. GUO (2019). « Cloud-base and cloud-top heights determined from a ground-based cloud radar in Beijing, China ». In : *Atmospheric Environment*, p. 381-390. DOI : [10.1016/j.atmosenv.2019.01.012](https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2019.01.012). URL : <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1352231019300342>.

Stratification de l'atmosphère terrestre

« À bord de l'ISS, on est derrière un blindage qui nous protège de tout : du vide, des températures extrêmes et du rayonnement. Sur Terre, c'est pareil, sauf que son blindage, l'atmosphère, est infiniment plus fin et cette fine pellicule contient toute la vie qu'on ait jamais vu à des millions d'années lumières donc ça vaut le coup de l'entretenir. On n'a pas de solution de rechange. » (Thomas Pesquet, spationaute français, 1978–)

L'atmosphère Terrestre peut être divisée en cinq couches distinctes, FIGURE A.1 (page 227), qui sont :

1. La troposphère : La troposphère est la couche la plus basse de l'atmosphère terrestre. Elle représente environ 80% de la masse totale de l'atmosphère. On observe dans cette couche de l'atmosphère une diminution de la température d'environ $6,5\text{ °C km}^{-1}$ jusqu'à la tropopause (située à une altitude comprise entre 8 km et 17 km, variable selon la latitude et la saison)
2. La stratosphère : La stratosphère est la deuxième couche de l'atmosphère terrestre. Elle s'étend de la tropopause jusqu'à environ 50 km d'altitude (stratopause). Elle se caractérise par une augmentation de la température avec l'altitude et contient la couche d'ozone. C'est une couche très stable, il y a peu ou pas de dynamique atmosphérique dans cette couche, et grâce à la couche d'ozone, la stratosphère agit comme une barrière anti-UV naturelle

3. La mésosphère : La mésosphère est la troisième couche de l'atmosphère terrestre et est considérée, pour les Sciences de l'Atmosphère, comme étant la dernière couche de l'atmosphère terrestre (au-delà de la mésopause, on considère être dans l'espace). Elle s'étend d'environ 50 km (altitude de la stratopause) jusqu'à environ 80 km (mésopause). Cette couche, caractérisée par une diminution de la température avec l'altitude, agit comme une barrière protectrice contre les corps extraterrestres. En effet, c'est dans cette couche que ces corps (météorites et/ou satellites) subissent un échauffement et se détériorent lors de leur entrée dans l'atmosphère
4. La thermosphère : La thermosphère est la quatrième couche de l'atmosphère terrestre et s'étend d'environ 80 km (mésopause) jusqu'à environ 600 km (thermopause ou exobase). On y observe une augmentation de la température avec l'altitude, qui peut monter jusqu'à environ 2000 °C. En revanche, si on devait mesurer la température dans cette couche, nous mesurerions des températures très basses (nulle voire négatives). En effet, cette fausse sensation de froid et mauvaise perception de la température à ces altitudes s'expliquent par la très faible densité atomique de cette couche ainsi qu'une pression atmosphérique extrêmement faible. Cette couche est particulièrement intéressante pour les personnes qui s'intéressent à l'étude de phénomènes très énergétiques tels que les aurores boréales/australes
5. L'exosphère : L'exosphère est la couche la plus externe de l'atmosphère terrestre. Elle n'est pas étudiée dans les Sciences de l'Atmosphère, car on considère qu'à ces altitudes, nous sommes dans l'espace (elle est généralement étudiée en Astrophysique). Cette couche est supposée, d'un point de vue purement théorique, comme infinie. Pour la définir spatialement, il faut donc définir sa base (appelée thermopause ou exobase, située au-delà de 600 km d'altitude). La densité de particules dans cette région de l'atmosphère est tellement faible que les collisions entre particules sont supposées négligeables, et les atomes s'y déplacent librement. Certains parviennent même à échapper à l'attraction gravitationnelle, cette zone de l'exosphère est appelée zone d'échappement

On peut également définir une couche spécifique, appelée ionosphère (couche supérieure partiellement ionisée par le rayonnement UV solaire, et s'étend d'environ 60 km jusqu'à environ 1000 km d'altitude), regroupant toutes les couches de la haute mésosphère jusqu'à l'exobase. Le découpage des différentes couches de l'atmosphère est établi en fonction des variations de température avec l'altitude, principalement influencées par les interactions entre le rayonnement solaire et les gaz et particules atmosphériques.

La FIGURE A.1 (page 227) illustre ces variations de température le long des différentes couches atmosphériques. Dans la troposphère, on observe une diminution de la température avec l'altitude jusqu'à la tropopause, qui marque la transition entre la troposphère et la stratosphère et où une inversion de température se produit. Ensuite, dans la stratosphère, la température augmente avec l'altitude. Chaque inversion de température dans le profil indique un changement de couche atmosphérique. Dans la mésosphère, la température diminue à nouveau, tandis que dans la thermosphère, on observe à nouveau une augmentation de la température.

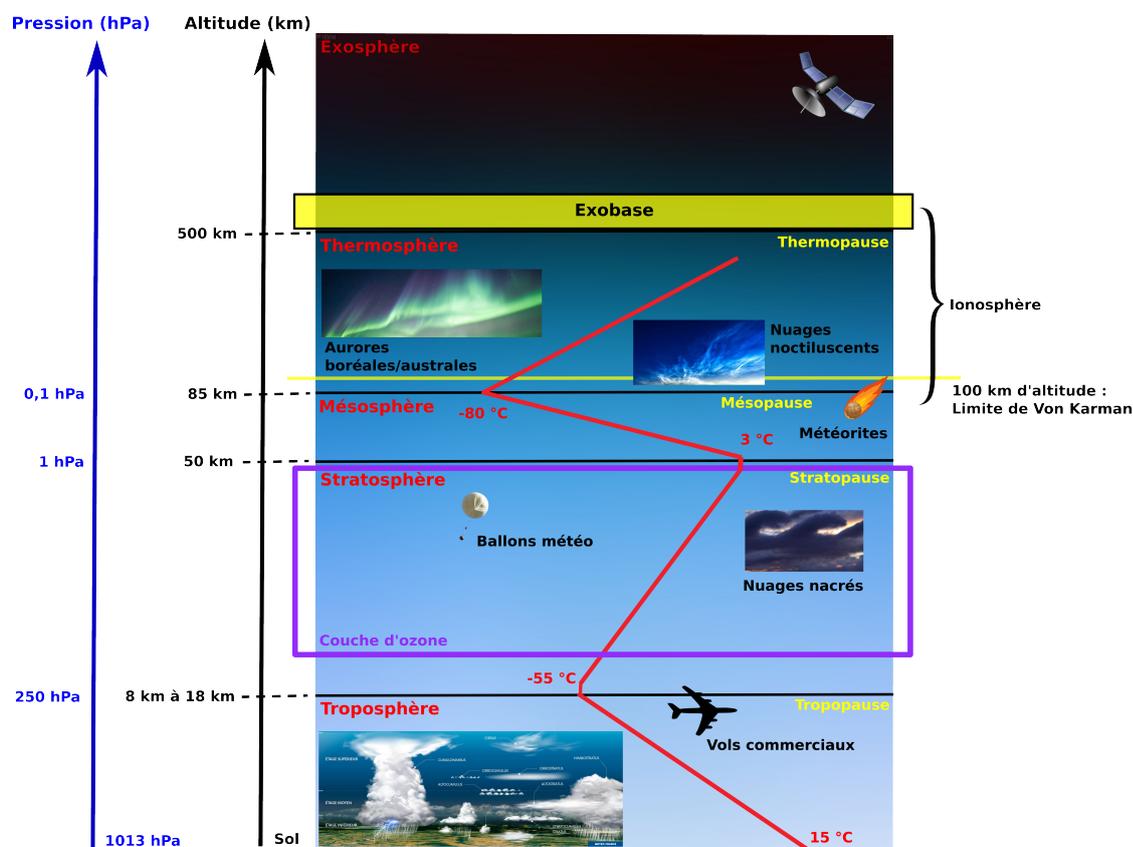


FIGURE A.1 – Structure verticale de l'atmosphère Terrestre, en rouge la courbe de la variation de température en fonction de l'altitude.

Mécanismes de refroidissement et formation des nuages

Il existe plusieurs mécanismes de refroidissement contribuant à la formation d'un nuage, dont voici les principaux :

1. Le soulèvement orographique : lorsque le vent déplace une masse d'air vers un relief, cette masse d'air est forcée de monter le long de la pente. Avec l'altitude, sa température diminue et peut atteindre son point de rosée. Lorsque le point de rosée est atteint, la pression partielle de la vapeur d'eau atteint son point de saturation, entraînant ainsi la condensation d'une partie de l'humidité qu'elle contient. En conséquence, un nuage se forme du côté exposé au vent et disparaît du côté « sous le vent ».
2. Le soulèvement frontal : les nuages peuvent également prendre forme le long d'un front, qui est la zone où deux masses d'air de températures différentes se rencontrent. Lorsqu'une perturbation se déplace, l'air chaud provenant de la zone chaude s'élève au-dessus de la masse d'air froide antérieure, et est envoyée en altitude par l'air froid postérieur. À mesure que cet air chaud monte en altitude, il se refroidit, créant ainsi des nuages le long de la zone frontale.

3. Le refroidissement par la base : ce mécanisme est généralement à l'origine de la formation de nuages bas ou de brouillard, se produisant lorsqu'une masse d'air de température modérée survole une surface plus froide. Du brouillard peut également se former lorsque la température au niveau du sol diminue (brouillard de rayonnement) ou lorsqu'il y a un apport en vapeur d'eau en surface, à température constante (brouillard d'évaporation).
4. La convection : une instabilité thermique de l'air est à l'origine de l'élévation de masses d'air chaude des basses couches de l'atmosphère vers les couches supérieures, entraînant ainsi des transferts de chaleur et d'humidité, et favorisant la formation de nuages dits convectifs.

La FIGURE B.1 (page 231) montre un schéma représentant le processus de formation d'un nuage par soulèvement orographique, soulèvement frontal et refroidissement par la base.

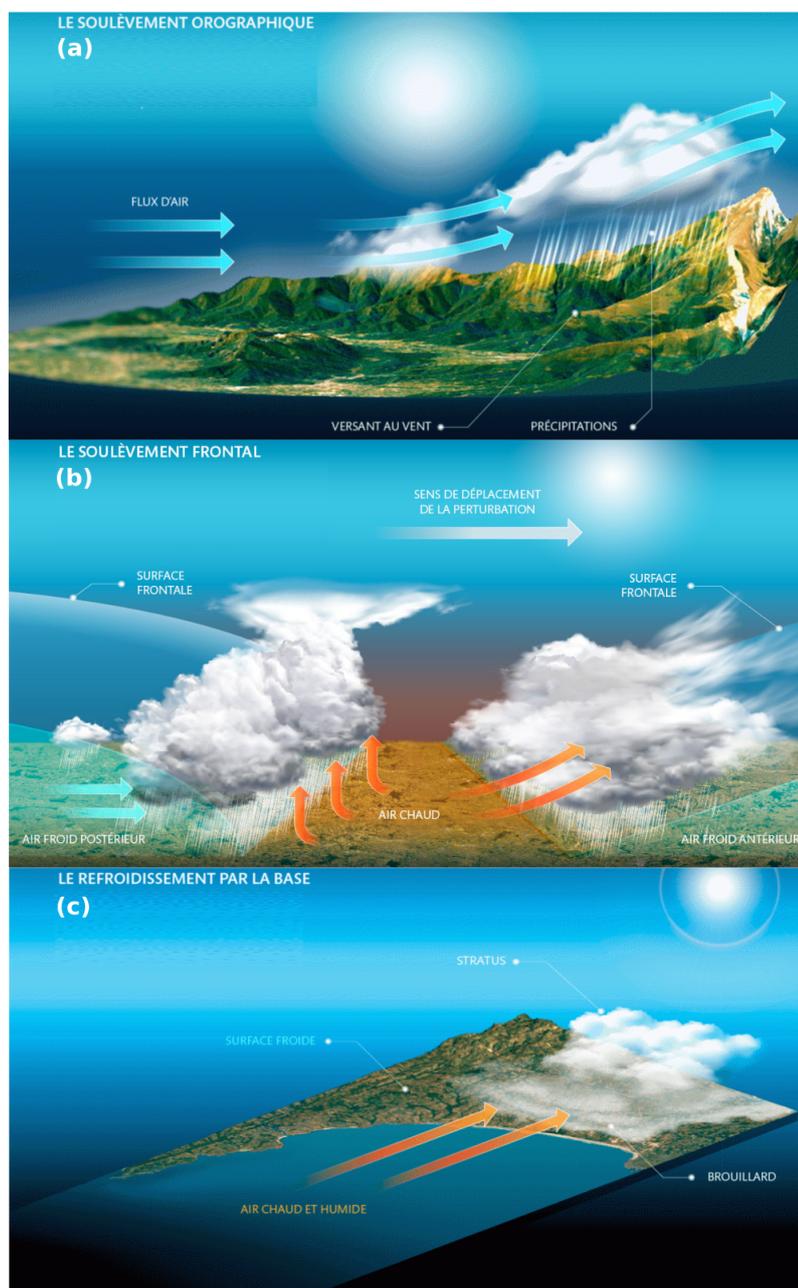


FIGURE B.1 – Représentation schématique des processus de formation d'un nuage : par soulèvement orographique (a), soulèvement frontal (b) et refroidissement par la base (c). Ces images sont disponibles sur le site de Météo France (<https://meteofrance.com/comprendre-la-meteo/nuages/comment-se-forme-un-nuage>), ©Météo France.

Transfert radiatif, équation et modèle de résolution

Sommaire du présent chapitre

C.1 L'équation du transfert radiatif	234
C.2 Le modèle de transfert radiatif pour la résolution de l'ETR	235
C.3 Les propriétés optiques pour le code de transfert radiatif	236
C.3.1 Le coefficient d'extinction	236
C.3.2 L'albédo de diffusion simple	236
C.3.3 Les fonctions et matrices de phase	237

« *Science is a perception of the world around us. Science is a place where what you find in nature pleases you.* » (Subrahmanyan Chandrasekhar, astrophysicien-mathématicien indien, 1910–1995)

C.1 L'équation du transfert radiatif

Les satellites utilisent des instruments de télédétection pour mesurer un rayonnement appelé luminance, qui est exprimé en $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1}$. Ce rayonnement est détecté en haut de l'atmosphère, dans une direction spécifique et à une longueur d'onde précise. Pour expliquer comment le rayonnement interagit avec les divers éléments présents dans l'atmosphère, on utilise l'Équation du Transfert Radiatif (ETR). Ces interactions sont décrites en considérant l'équilibre thermodynamique local, et mettent en jeu la source solaire, l'absorption par les gaz atmosphériques et les particules, la diffusion par les molécules du gaz atmosphérique étudié, les aérosols et les nuages, ainsi que l'émission thermique.

En faisant intervenir les notions de coefficient d'extinction (C_{ext}), d'albédo de diffusion simple (SSA), la loi de Kirchhoff qui établit qu'à l'équilibre thermodynamique local $C_{thermal} = C_{abs}$, et lorsque l'on applique l'approximation d'une atmosphère plan-parallèle homogène, on peut considérer deux angles θ et Φ , représentant respectivement l'angle zénithal et azimutal, et définir une variable μ telle que $\mu = \cos \theta = \frac{dz}{dr}$. Nous pouvons également introduire la notion d'épaisseur optique τ , qui correspond à l'intégrale du coefficient d'extinction sur une couche atmosphérique d'épaisseur dz :

$$\tau(z) = \int_{z=0}^{\infty} C_{ext}(z) dz \quad (\text{C.1})$$

avec, $\lim_{z \rightarrow 0} \tau = \tau'$ et $\lim_{z \rightarrow \infty} \tau = 0$.

Dans ce cas, l'ETR s'exprime comme suit (LIU 2002) :

$$\mu \frac{dL(\tau; \mu, \Phi)}{d\tau} = L(\tau; \mu, \Phi) + J(\tau; \mu, \Phi) \quad (\text{C.2})$$

avec $J(\tau; \mu, \Phi)$ qui représentent la fonction source de l'ETR et qui s'exprime de la façon suivante :

$$\begin{aligned} J(\tau; \mu, \Phi) = & \frac{SSA}{4\pi} \int_{\Omega} \int_{-1}^1 L(\tau; \mu', \Phi') P(\mu, \phi; \mu', \Phi') d\mu' d\phi' \\ & + \frac{SSA}{4\pi} F_{\odot} P(\mu, \phi; -\mu_0, \Phi_0) e^{-\tau/\mu_0} + (1 - SSA) B[T(\tau)] \end{aligned} \quad (\text{C.3})$$

Dans cette équation, P représente la fonction de phase de diffusion, F_{\odot} caractérise la luminance solaire incidente (en $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1}$) et $B[T(\tau)]$ représente la fonction de Planck (en $\text{W m}^{-2} \text{s}^{-1} \text{sr}^{-1} \text{Hz}^{-1}$).

Le premier terme de l'Eq. (B.3) correspond à la diffusion, le deuxième représente le terme solaire et le dernier caractérise l'absorption et l'émission.

En télédétection satellitaire, on s'intéresse à la luminance perçue au sommet de l'atmosphère, i.e., la luminance intégrée sur toute la colonne atmosphérique. Pour cela, il est nécessaire d'intégrer l'ETR sur l'épaisseur optique, depuis la surface jusqu'au sommet de l'atmosphère. On parle donc de luminance ascendante, « Upward radiance » en anglais (LIU 2002).

$$L \uparrow (\tau) = L \uparrow (\tau^*) \exp\left(-\frac{\tau^* - \tau}{\mu}\right) + \int_{\tau}^{\tau^*} J(\tau') \exp\left(-\frac{\tau' - \tau}{\mu}\right) d\tau' \quad (\text{C.4})$$

Dans la gamme spectrale du SWIR (définie pour la mission C³IEL), la contribution du terme d'émission thermique est très faible, il est donc négligeable dans notre cas.

C.2 Le modèle de transfert radiatif pour la résolution de l'ETR

Pour résoudre l'Équation du Transfert Radiatif (ETR) nous utilisons un outil numérique créé et maintenu par le LOA, mis à disposition gratuitement par le centre AERIS/ICARE, et financé par le programme Terre solide, Océan, Surfaces Continentales, Atmosphère (TOSCA) du CNES, nommé ARTDECO. Cet outil rassemble différents modèles et données permettant de simuler les luminances totales et polarisées de l'atmosphère terrestre, ainsi que les flux radiatifs sur une large gamme spectrale, allant du rayonnement UV jusqu'à l'infrarouge thermique (TIR), de 200 nm à 50 µm. Le calcul des propriétés optiques et radiatives des aérosols et des nuages est fondé sur l'approximation plan-parallèle homogène. Pour résoudre l'ETR et obtenir les grandeurs radiatives spécifiques à la scène modélisée, plusieurs modèles sont disponibles dans ARTDECO. Cependant, dans notre étude, nous avons opté pour le modèle « d'adding-doubling » développé par DEHAAN et al. 1987. Le gros avantage de l'adding-doubling c'est que cette méthode prend en compte la diffusion multiple du rayonnement dans le milieu (dans un nuage par exemple). Pour plus d'informations concernant ARTDECO, vous pouvez consulter le poster accessible via ce lien : <https://www.icare.univ-lille.fr/artdeco/>.

C.3 Les propriétés optiques nécessaires dans le modèle de résolution de l'ETR

Pour estimer les propriétés radiatives de l'objet étudié, le modèle de résolution de l'ETR nécessite des informations sur ses propriétés optiques spécifiques, à savoir : le coefficient d'extinction, l'albédo de diffusion simple et, les fonctions et matrices de phase.

C.3.1 Le coefficient d'extinction

Le coefficient d'extinction d'une couche d'aérosols ou d'une couche nuageuse composée d'eau à l'état liquide et/ou solide (cristaux de glace) est une grandeur fondamentale en optique et physique de l'atmosphère, permettant de comprendre le comportement du rayonnement lors de son interaction avec le milieu étudié. En effet, cette grandeur optique, exprimée en km^{-1} , traduit la capacité d'un milieu à absorber et diffuser le rayonnement lorsqu'il le traverse. Un coefficient d'extinction élevé indique que le rayonnement aura plus de difficulté à traverser le milieu. *A contrario*, un coefficient d'extinction faible permettra au rayonnement de traverser le milieu plus facilement.

L'efficacité d'extinction notée Q_{ext} , nécessaire pour le calcul du coefficient d'extinction, s'obtient en faisant le rapport entre la « section efficace d'extinction » notée σ_{ext} et la « section géométrique de la couche » que l'on peut noter G . Ces deux paramètres s'expriment en m^2 .

Les sections efficaces d'absorption (σ_{abs}) et de diffusion (σ_{sca}) représentent respectivement les quantités d'énergie absorbée et diffusée par une particule lorsque celle-ci interagit avec un faisceau lumineux. La section efficace d'extinction (σ_{ext}) décrit la quantité totale d'énergie perdue par le faisceau lumineux initial lors de son interaction avec la particule.

C.3.2 L'albédo de diffusion simple

L'albédo de diffusion simple caractérise la quantité de rayonnement diffusée par rapport à l'extinction totale du rayonnement. Notée Single Scattering Albedo (SSA), c'est une grandeur sans dimension qui s'exprime de la manière suivante :

$$SSA = \frac{\sigma_{sca}}{\sigma_{ext}} = \frac{\sigma_{sca}}{\sigma_{abs} + \sigma_{sca}} \quad (C.5)$$

Lorsque le SSA est égal à 0, l'atténuation du rayonnement est principalement causée par l'absorption du rayonnement par les particules. En revanche, lorsque le SSA est égal à 1, l'atténuation est principalement due à la diffusion du rayonnement par les particules. Dans la gamme du SWIR, le SSA vaut 0,9 pour les gouttelettes d'eau et les cristaux de glace.

C.3.3 Les fonctions et matrices de phase

Lorsqu'un rayonnement interagit avec une particule, il peut être diffusé dans toutes les directions de l'espace. Ce processus de diffusion peut être décrit à l'aide de la fonction de diffusion notée f . Cette fonction caractérise la probabilité de diffusion du rayonnement incident dans un angle solide $d\Omega$ (exprimé en sr), en fonction de l'angle de diffusion θ (exprimé en rad). L'angle de diffusion est défini comme l'angle entre la direction du rayonnement incident et celle du rayonnement diffusé, et il varie entre 0 et π .

L'intégrale de la fonction de diffusion donne le coefficient de diffusion :

$$C_{sca} = \int_0^{4\pi} f(\theta) d\Omega \quad (C.6)$$

Si la probabilité de diffusion du rayonnement est la même dans toutes les directions, alors la fonction de diffusion devient une constante, normalisée par 4π . Ainsi, on peut définir ce que l'on appelle la « fonction de phase de diffusion » notée $p(\theta)$, qui s'exprime de la manière suivante :

$$p(\theta) = 4\pi \frac{f(\theta)}{C_{sca}} \quad (C.7)$$

En cas de polarisation du rayonnement, la fonction de phase est remplacée par une matrice de diffusion (ou matrice de phase) de dimension 4×4 , notée $P(\theta)$. Cette matrice décrit la manière dont le champ électrique est modifié lorsque le rayonnement interagit avec une particule.

Lorsque le milieu de diffusion est composé de particules symétriques orientées de manière aléatoire, la matrice de diffusion peut être exprimée uniquement en fonction de l'angle de diffusion θ .

$$P(\theta) = \begin{bmatrix} P_{11}(\theta) & P_{12}(\theta) & 0 & 0 \\ P_{21}(\theta) & P_{22}(\theta) & 0 & 0 \\ 0 & 0 & P_{33}(\theta) & P_{34}(\theta) \\ 0 & 0 & P_{43}(\theta) & P_{44}(\theta) \end{bmatrix} \quad (\text{C.8})$$

avec, $P_{11} = P_{22}$, $P_{33} = P_{44}$, $P_{21} = -P_{12}$ et $P_{43} = -P_{34}$. Sur la FIGURE C.1 (page 238), vous pouvez trouver un exemple de représentation des coefficients de la matrice de phase.

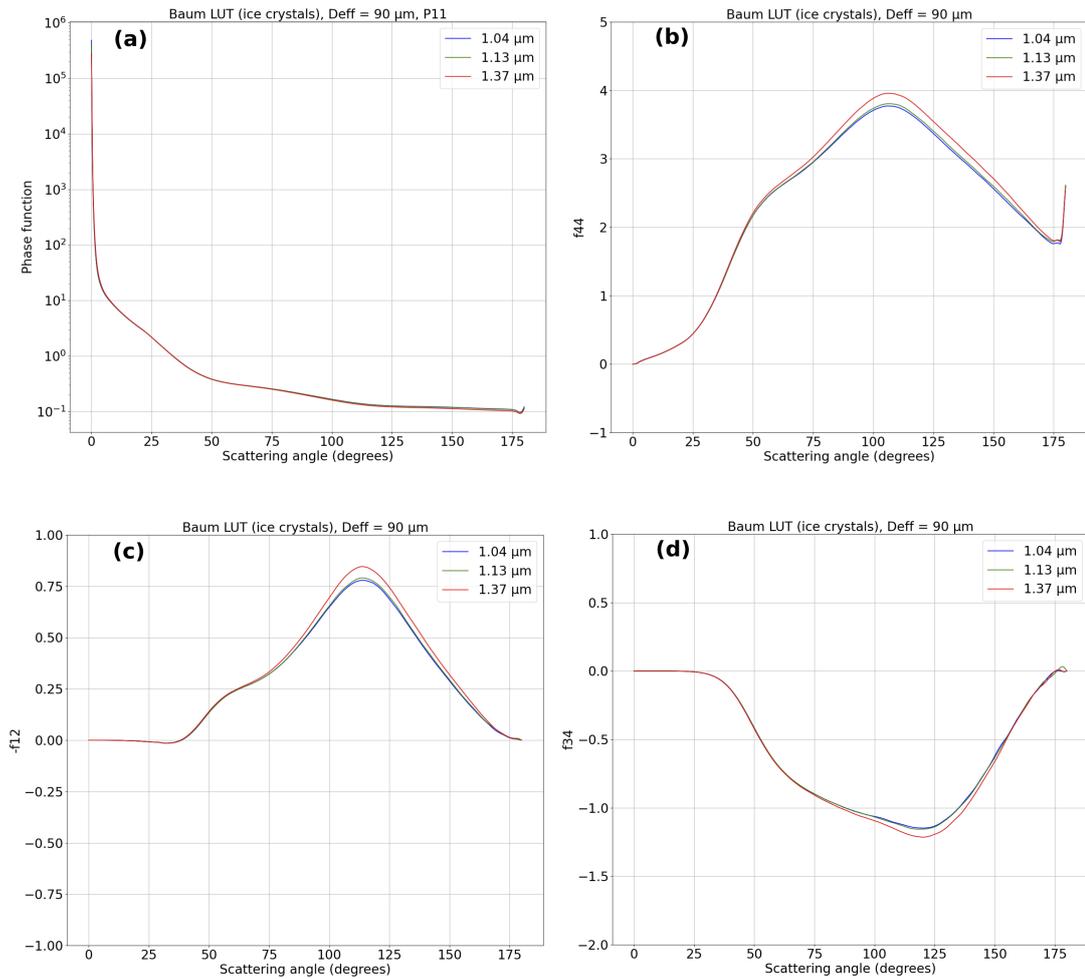


FIGURE C.1 – Représentation des coefficients de la matrice de phase à partir de la LUT de Baum (BAUM et al. 2014). (a) représente le 1^{er} terme de la matrice de phase (Eq. (B.8)), (b) $f_{44} = \frac{P_{44}}{P_{11}}$, (c) $-f_{12} = \frac{-P_{12}}{P_{11}}$ et $f_{34} = \frac{P_{34}}{P_{11}}$. Cette figure est inspirée de la figure proposée par KOKHANOVSKY et al. 2010.

Bibliographie du présent chapitre

- BAUM, B. A., P. YANG, A. J. HEYMSFIELD, A. BANSEMER, B. H. COLE, A. MERRELLI, C. SCHMITT et C. WANG (2014). « Ice cloud single-scattering property models with the full phase matrix at wavelengths from 0.2 to 100 μm ». In : *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, p. 123-139. DOI : [10.1016/j.jqsrt.2014.02.029](https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2014.02.029). URL : <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022407314000867>.
- DEHAAN, J., P. BOSMA et J. HOVENIER (1987). « The adding method for multiple scattering of polarized light ». In : *Astronomy and Astrophysics*, p. 371-391.
- KOKHANOVSKY, A. A., V. P. BUDAK, C. CORNET, M. DUAN, C. EMDE, I. L. KATSEV, D. A. KLYUKOV, S. V. KORKIN, L. C.-LABONNOTE, B. MAYER, Q. MIN, T. NAKAJIMA, Y. OTA, A. S. PRIKHACH, V. V. ROZANOV, T. YOKOTA et E. P. ZEGE (2010). « Benchmark results in vector atmospheric radiative transfer ». In : *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, p. 1931-1946. DOI : [10.1016/j.jqsrt.2010.03.005](https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2010.03.005). URL : <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022407310000919>.
- LIU, K.-N. (2002). *An introduction to atmospheric radiation*. 2nd ed. International geophysics series. Academic Press. ISBN : 9780124514515.

Annexe **D**

Travaux complémentaires menés en vue d'améliorer l'algorithme développé et son évaluation

Sommaire du présent chapitre

D.1 Restitution de l'IWV AC après ajustement du CTH	242
D.2 Restitution pour des valeurs intermédiaires d'IWV AC	244

Ce chapitre présente des résultats obtenus après la rédaction du manuscrit principal. Ils se concentrent sur deux des perspectives proposées : les restitutions obtenues après une amélioration de l'estimation de l'altitude du sommet du nuage (CTH) et la réduction artificielle du CTH pour les nuages de sommet élevé.

D.1 Restitution de l'IWV AC après ajustement du CTH

En ce qui concerne la première question abordée, liée à l'estimation du CTH, une limite de 10^{-3} g m^{-3} a été définie pour les profils de contenu en eau liquide dans le nuage.

La FIGURE D.1 (page 242) illustre la distribution du contenu intégré en vapeur d'eau au-dessus du nuage (IWV AC) avant et après la correction apportée à l'estimation du CTH.

La correction de l'estimation de l'altitude du sommet du nuage tend à augmenter légèrement les valeurs de contenus en vapeur d'eau au-dessus des nuages mais ne modifie pas de manière importante les valeurs extrêmes de contenu en vapeur d'eau au-dessus du nuage étudiée. Le contenu en vapeur d'eau varie toujours de 0,6 à 30 kg m^{-2} avec une majorité des valeurs inférieures à 15 kg m^{-2} .

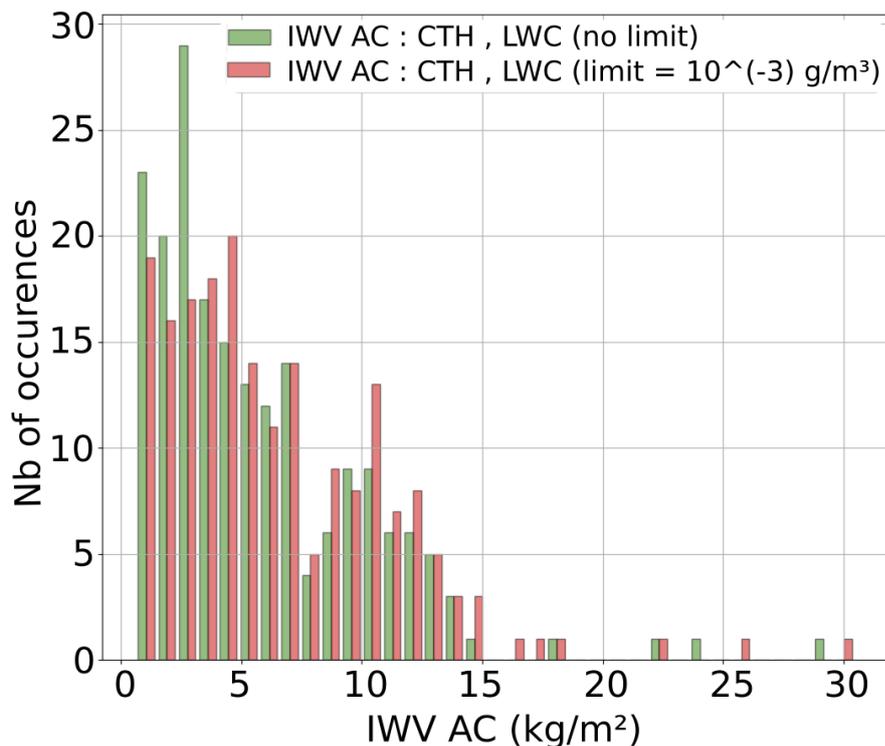


FIGURE D.1 – Nouvelle distribution de l'IWV AC pour des nuages liquides, en vert la distribution sans imposer de limite sur le profil de contenu en eau liquide dans le nuage (LWC) et en rouge, lorsque l'on fixe une limite sur le profil de LWC.

La FIGURE D.2 (page 243) montre la corrélation entre les nouvelles valeurs d'IWV AC « vraies » et les valeurs restituées.

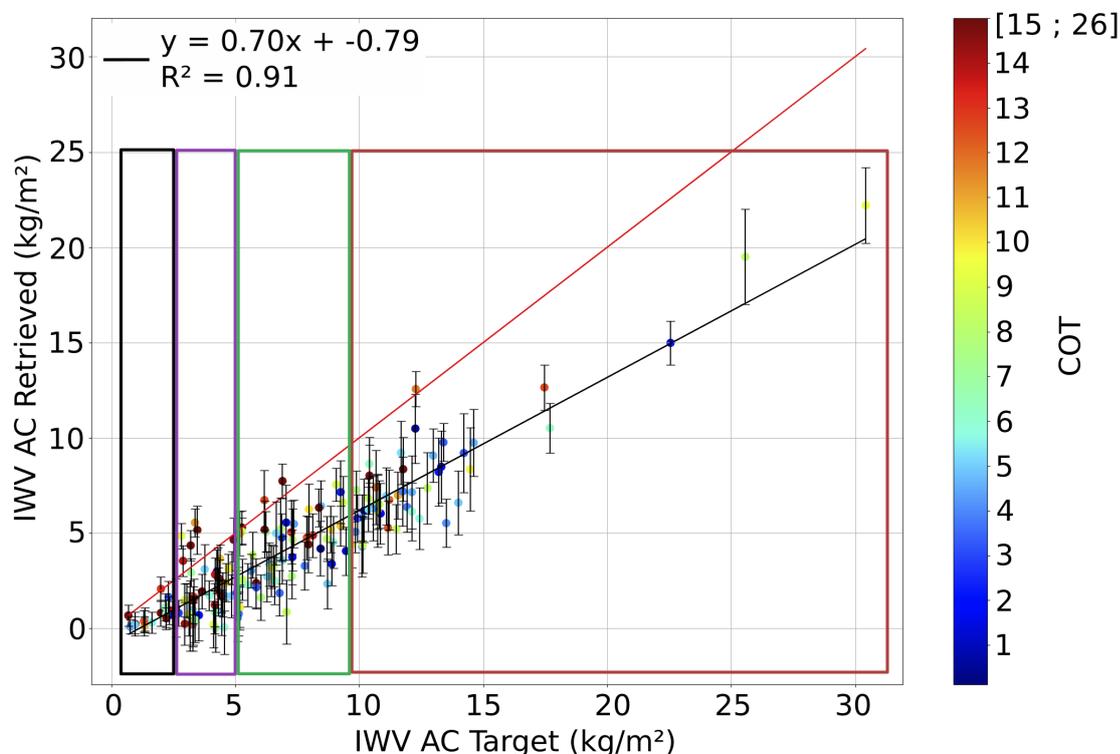


FIGURE D.2 – Restitution de l'IWV AC après correction sur l'estimation du CTH. La droite noire représente la droite de régression linéaire entre la valeur « vraie » et la valeur restituée, la droite rouge est la droite $y = x$ et le code couleur représente l'épaisseur optique du nuage (COT).

En comparaison avec les résultats obtenus dans le chapitre 5 (page 146), section 5.3 et FIGURE 5.4 (page 153), une meilleure estimation du CTH permet d'améliorer la corrélation entre la « vérité terrain » et la restitution (coefficient de détermination de 0,73 à 0,91). Les cas de surestimation importante tendent logiquement à disparaître entraînant un taux de sous-estimation plus important, on passe de 85% à 94% des cas où on sous-estime le contenu en vapeur d'eau au-dessus du nuage. On obtient un biais de $2,97 \text{ kg m}^{-2}$ et un RMSE de $3,57 \text{ kg m}^{-2}$. En revanche, l'incertitude *a posteriori* est toujours mal estimée par l'algorithme d'inversion.

Afin d'affiner le biais et le RMSE par gamme de valeurs de contenus intégrés en vapeur d'eau, et ainsi mieux évaluer les performances de l'algorithme, nous avons procédé à une classification des données « vraies » du contenu en vapeur d'eau au-dessus du nuage. Nous avons défini quatre groupes, représentés par les différents rectangles sur la FIGURE D.2 (page 243), puis pour chaque groupe, nous avons calculés le biais et le RMSE. Le TABLEAU D.1 (page 244)

IWV AC	$< 3 \text{ kg m}^{-2}$	$[3; 6[\text{ kg m}^{-2}$	$[6; 9[\text{ kg m}^{-2}$	$> 9 \text{ kg m}^{-2}$
biais	0,94	2,21	3,08	4,58
RMSE	1,33	2,67	3,47	4,88

TABLEAU D.1 – Biais et RMSE calculé pour les quatre classes d'IWV AC « vraie », illustrées par les rectangles sur la FIGURE D.2 (page 243).

Le biais et le RMSE augmente lorsque le contenu en vapeur d'eau au-dessus du nuage augmente, cette augmentation est liée à une baisse de sensibilité des bandes spectrales vapeur d'eau C³IEL (1,13 et 1,37 μm) lorsque l'IWV AC augmente (voir FIGURE 3.5, page 106).

D.2 Restitution pour des valeurs intermédiaires d'IWV AC

Concernant le deuxième point, pour palier à l'absence de profils avec des nuages dont le sommet est compris entre 6-7 km et 10-11 km, nous sommes parties de l'ensemble de données composé de nuages mixtes et nous avons artificiellement réduit l'altitude du sommet du nuage de 4 km.

La FIGURE D.3 (page 245) montre la distribution du contenu intégré en vapeur d'eau au-dessus du nuage (IWV AC) avant et après la réduction de 4 km du CTH.

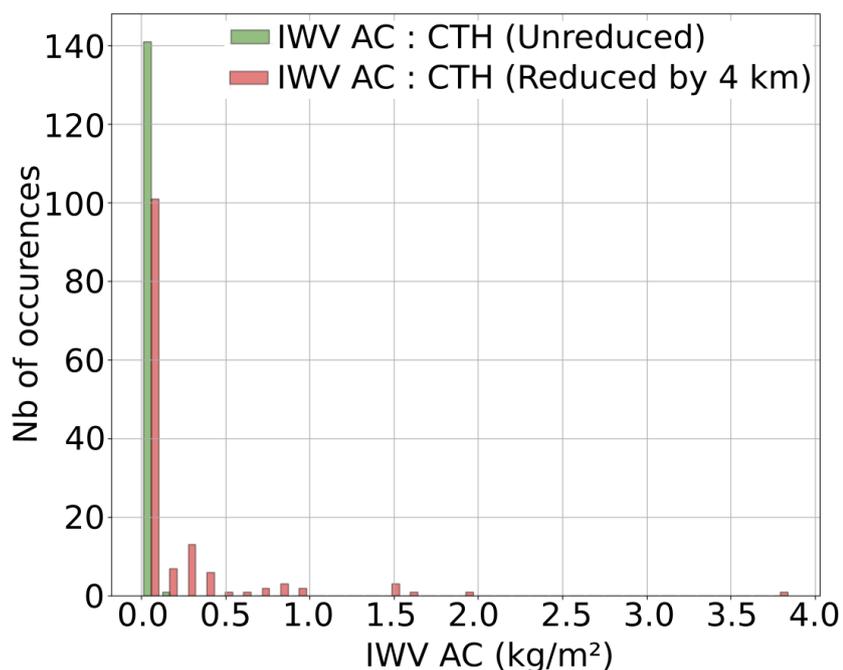


FIGURE D.3 – Nouvelle distribution de l'IWV AC pour des nuages mixtes, en vert la distribution sans réduire l'altitude du sommet du nuage (CTH) et en rouge, lorsque l'on réduit de 4 km le CTH.

Avec cette réduction de 4 km, la gamme de contenu en vapeur d'eau au-dessus du nuage s'élargit en incluant des valeurs majoritairement inférieures à $1,5 \text{ kg m}^{-2}$, avant la réduction elles étaient globalement inférieures à $0,02 \text{ kg m}^{-2}$.

La FIGURE D.4 (page 246) présente la corrélation entre l'IWV AC « vraie » et la valeur restituée pour ces nouvelles valeurs.

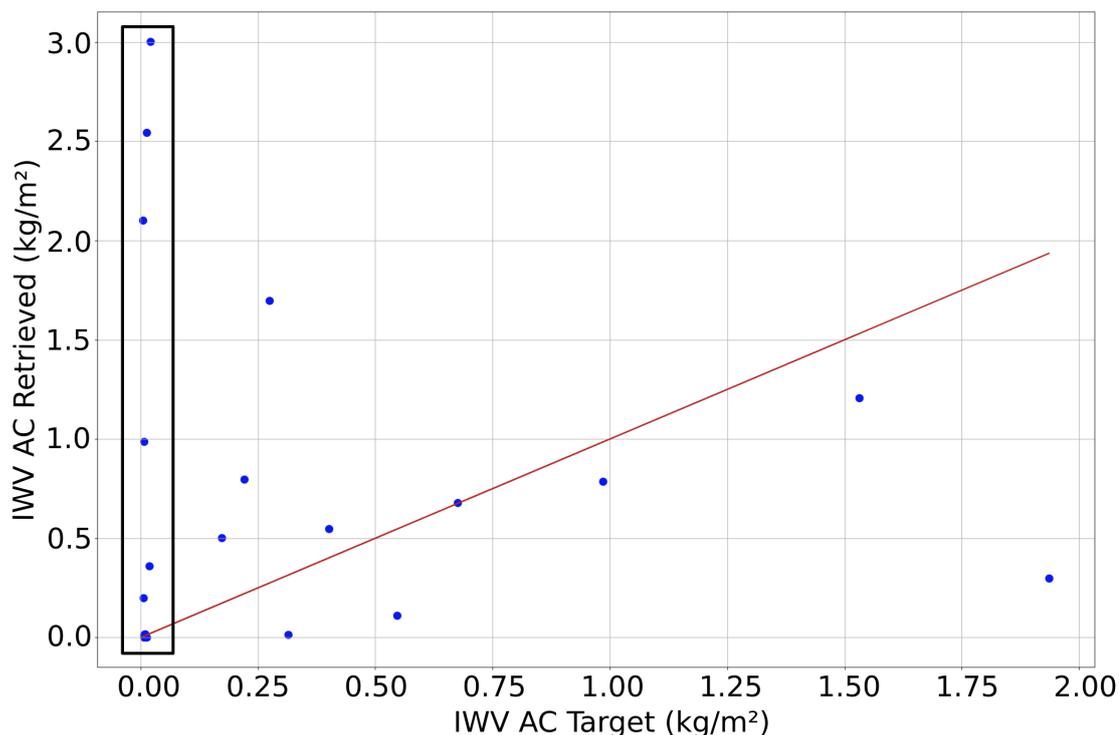


FIGURE D.4 – Restitution de l'IWV AC après la réduction de 4 km sur l'altitude du sommet du nuage. La droite rouge représente la droite $y = x$ et le rectangle noire montre les restitutions lorsque le contenu en vapeur d'eau au-dessus du nuage est inférieure à $0,02 \text{ kg m}^{-2}$.

On constate que le taux de non-convergence est toujours aussi élevé, on peut cependant remarquer sur cette figure que pour des valeurs supérieures à $0,2 \text{ kg m}^{-2}$, les valeurs restituées ne sont pas très éloignées des valeurs cibles, les points se rapprochent assez bien de la droite $y = x$ (à part pour deux points mais nous n'avons pas eu le temps de regarder en détail pourquoi).

Par conséquent, la limite restituable avec l'algorithme actuelle peut être estimée à $0,2 \text{ kg m}^{-2}$, cette conclusion reste cependant à confirmer avec un ensemble de données plus grand.