



FACULTÉ DE GÉNIE ÉLECTRIQUE ET D'INFORMATIQUE  
DÉPARTEMENT D'ÉLECTRONIQUE

**THÈSE DE DOCTORAT 3<sup>ème</sup> CYCLE**  
SPÉCIALITÉ : ÉLECTRONIQUE

Présentée par  
**Melle Belaidi Dehia**

Sujet

**DETECTION, IDENTIFICATION DES AEROSOLS ET ESTIMATION DE  
LEUR EFFET RADIATIF DIRECT : APPLICATION A LA REGION DE TIZI-  
OUZOU**

Soutenue publiquement le : 08/06/2017, devant le jury d'examen composé de :

M. LAGHROUCHE Mourad	Professeur	UMMTO	Président
M. AMEUR Soltane	Professeur	UMMTO	Rapporteur
M. GOLOUB Philippe	Professeur	Université de LILLE1	Co-rapporteur
M. HADDAD Boualem	Professeur	USTHB	Examineur
M. LAZRI Mourad	MCA	UMMTO	Examineur

## *Remerciements*

En premier lieu, je remercie Dieu de m'avoir donnée la santé, la patience et le courage pour mener à terme ce travail.

Le travail présenté dans cette thèse a été réalisé au laboratoire LAMPA (Laboratoire d'Analyse et de modélisation des phénomènes aléatoires) de l'université de Tizi Ouzou et au laboratoire LOA (Laboratoire d'Optique Atmosphérique) de l'université de Lille1. Il a été financé par le programme Franco-Algérien PROFAS B+

Je souhaite exprimer ma gratitude et ma reconnaissance toute particulière à mon directeur de thèse, monsieur le Professeur Soltane AMEUR, avec qui j'avais le plaisir de travailler tout au long de cette thèse. Cette thèse doit infiniment à son soutien hors commun.

Je souhaite exprimer ma reconnaissance très chaleureuse à mon co-directeur de thèse, monsieur le professeur Philippe GOLOUB, avec qui j'avais le plaisir de travailler toute au long de cette thèse. Cette thèse doit infiniment à sa connaissance profonde du domaine.

J'exprime ma profonde gratitude à monsieur le professeur Mourad LAGHROUCHE, qui m'a fait l'honneur de présider mon Jury, et qui a apporté son aide précieuse, son soutien et sa disponibilité toute au long de cette formation doctorale.

Je remercie vivement Monsieur Boualem HADDAD, Professeur à l'université USTHB d'avoir accepté de faire partie de mon jury.

J'exprime mes sincères remerciements à Monsieur Mourad LAZRI, Maître de conférence de classe A, d'avoir accepté de participer au jury. C'est avec un grand plaisir que je le vois prendre part à ce Jury.

C'est pour moi autant de plaisir d'exprimer ma gratitude à la directrice du laboratoire LAMPA, Madame le professeur Zohra AMEUR, pour ses conseils, sa disponibilité et ses efforts fournis pour réaliser ce travail dans de bonnes conditions.

Je voudrai aussi témoigner ma reconnaissance à Monsieur Thierry PODVIN pour son aide précieuse qu'il m'a apporté.

Je remercie vivement tous les membres du laboratoire LOA, qui m'ont aimablement accueilli, pour leur disponibilité, leur aide et leur écoute.

J'adresse également toute ma reconnaissance à l'équipe du centre national de la prévision météorologie de l'office national de la météorologie, particulièrement à monsieur Mohamed MOKHTARI, pour son aide précieuse.

J'exprime mes vifs remerciements et ma reconnaissance à mes enseignants qui ont participé d'une grande part dans mon parcours scientifique. Je tiens à exprimer ma gratitude à tous les membres du laboratoire LAMPA pour leur disponibilité et leur aide.

Je tiens à remercier mes chers parents, qui sont derrière toute réussite dans ma vie. Je remercie également mes chères sœurs et mon frère ainsi que toute ma famille et mes amis qui m'ont toujours soutenu et encouragé pour la réalisation de cette thèse.

Je voudrai aussi témoigner ma reconnaissance à Abdenour pour son aide précieuse qu'il m'a apporté, son encouragement, ses conseils et son soutien dans les moments les plus difficiles

Je remercie enfin toute personne ayant contribué à l'élaboration de ce travail

## **Résumé :**

L'étude des aérosols atmosphériques permet de déterminer leurs propriétés, leurs origines et leurs impacts sur la santé et sur le climat. Pour caractériser le comportement optique des particules atmosphériques situées au-dessus de la région de Tizi Ouzou, le lidar et le photomètre solaire de la station RESA\_LAMPA ont été utilisés. La combinaison des mesures lidar et photomètre nous a permis d'estimer les profils verticaux du coefficient d'extinction aérosol. Le traitement et l'analyse de ces données riches et originales sur trois années a montré une large variabilité des propriétés optiques des particules présentes dans l'atmosphère de cette région.

L'utilisation de la base de données de profils, obtenue par des inversions lidar/photomètre a permis d'estimer de manière cohérente l'effet radiatif direct des aérosols sur la colonne atmosphérique au-dessus de la région de Tizi Ouzou. Cette estimation a été réalisée en prenant en considération les variations journalières des paramètres atmosphériques et des paramètres optiques décrivant les aérosols, ainsi que la variation journalière des albédos de surface. Les résultats montrent que les aérosols dans cette région peuvent induire un réchauffement ou un refroidissement, selon la composition des aérosols majoritaires dans cette région.

**Mot clés :** Aérosol atmosphérique, Lidar, photomètre solaire, propriétés optiques, coefficient d'extinction, albédo de surface, effet radiatif direct.

## **Abstract:**

The study of atmospheric aerosols allows to determine their properties, their origins and their impact on health and climate. In order to characterize the optical behavior of the atmospheric particles above the Tizi Ouzou region, the lidar and solar photometer of RESA\_LAMPA were used. The combination of the lidar and photometer measurements allowed us to estimate the vertical profiles of the aerosol extinction coefficient. The processing and analysis of this rich and original database over three years showed a wide variability of the optical properties of particles present in the atmosphere of this region.

The use of the profiles database, obtained by lidar / photometer inversions, allowed to estimate in a coherent way the direct radiative effect of aerosols on the atmospheric column above the Tizi Ouzou region. This estimation was carried out taking into account the daily variations of the atmospheric parameters and the optical parameters describing the aerosols, as well as the daily variation of the surface albedos. The results showed that aerosols in this region can induce warming or cooling, depending on the composition of the majority aerosols in this region.

**Keywords:** Atmospheric aerosol, Lidar, solar photometer, optical properties, extinction coefficient, surface albedo, direct radiative effect.

## *Liste des abréviations*

**ADME** : Analyseurs différentiels de mobilité électrique.

**ADNET** : Asian Dust Network

**ACE** : Aerosol and Cloud Experiments.

**AERONET** : AERosol RObotic NETwork.

**AIRS** : Atmospheric Infrared Sounder.

**ALADIN** : Air Limitée Adaptation Dynamique et développement INternational.

**AMMA** : Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine.

**AMMA-API** : Action Programmatique Inter-organismes de AMMA.

**APD** : PhotoDiode Avalanche.

**ARTDECO** : Atmospheric Radiative Transfer Database for Earth Climate Observation.

**ARPEGE** : Action de Recherche à Petite Echelle et à Grande Echelle.

**BC** : Carbone suie.

**BOA** : Bottom Of the Atmosphere.

**CALIOP** : Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization.

**CALIPSO** : Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations.

**CCN** : Centre Climatologique National.

**CDER** : Centre de Développement des Energies Renouvelables.

**CIMEL** : Comptoir d'Importation de Matériels ELelectroniques.

**CNES** : Centre d'Etude National Spatiales.

**CNRS** : Centre National de Recherche Scientifique.

**CO<sub>2</sub>** : Dioxydes de carbone.

**CO** : Monoxydes de carbone.

**CO<sub>p</sub>** : Produits organiques.

**COV** : Composés Organiques Volatiles.

**DISORT** : DIScreeT Ordinate Radiative Transfer.

**DRE** : Direct Radiative Effect

**EARLINET**: European Aerosol Research Lidar Network

**ELPI** : Electrical Low Pressure Impactor.

**EMEP** : European Monitoring and Evaluation Program.

**ENNSMAL** : Ecole Supérieure Nationale des Sciences de la Mer et de l'Aménagement du Littoral.

**ENP** : Ecole Nationale Polytechnique.

**GALION**: Global Atmosphere Watch Aerosol Lidar Observation Network

**GOMOS** : Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars.

**H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>** : Acide sulfurique

**HYSPLIT** : Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory.

**IASI** : Interféromètre Atmosphérique de Sondage Infrarouge.

**IMPROVE** : Interagency Monitoring of PROtected Visual Environment.

**INDOEX** : INDIan Ocean EXperiment.

**IPCC** : Intergovernmental Panel on Climate Change.

**IPSL** : Institut Simon Pierre Laplace.

**LAM** : Limited Area Model.

**LAMPA** : Laboratoire d'Analyse et Modélisation des Phénomènes Aléatoires.

**LIDAR** : Light Detection And Ranging.

**LOA** : Laboratoire d'Optique Atmosphérique.

**MAESTRO** : Measurement of Aerosol Extinction in the Stratosphere and Troposphere Retrieved by Occultation

**MCG** : Modèle de Circulation générale.

**METEOSAT** : METEOrological SATellites.

**MODIS** : Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer.

**MPLNET**: Micro-Pulse Lidar Network

**NASA** : National Aeronautics and Space Administration.

**NH<sub>3</sub>** : Ammoniac.

**NO<sub>2</sub>** : Dioxyde d'azote.

**NO<sub>x</sub>** : Oxydes d'azote.

**OMI** : Ozone Monitoring Instrument.

**OMS** : Organisation Mondiale de la Santé.

**ONM** : Office National de la Météorologie.

**ONS** : Office National des Statistiques.

**ORISIS** : Origins, Spectral Interpretation, Resource Identification and Security.

**PM-1** : Particule de diamètre inférieur à 1µm.

**PM-2.5** : Particule de diamètre inférieur à 2,5µm.

**PM-10** : Particules de diamètre inférieur à 10µm.

**POLDER** : POLarization and Directionality of Earth Reflectance.

**RADAR** : Radio Detection And Ranging.

**RESA-LAMPA** : REseau de Surveillance Atmosphérique du laboratoire LAMPA.

**SAGE** : Stratospheric Aerosol and Gas Experiment.

**SEVIRI** : Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager.

**SAMUM** : SAharan Miniral dUst experiMent.

**SO<sub>2</sub>** : Dioxyde de soufre.

**SODAR** : Sound Detection And Ranging.

**TEOM** : Tapered Element Oscillating Microbalance.

**TOA** : Top Of the Atmosphere.

**TOSCA** : Terre solide, Océan, Surfaces Continentales, Atmosphère.

**TReSS** : TRansportable Remote Sensing Station.

# SOMMAIRE

<b>INTRODUCTION</b> .....	1
<b>CHAPITRE 1 : GENERALITES SUR LES AEROSOLS ATMOSPHERIQUES</b>	
1.1. Les aérosols atmosphériques.....	4
1.1.1. Définition.....	4
1.1.2. Classification des aérosols.....	5
1.1.2.1. Aérosols naturels et aérosols anthropiques.....	5
1.1.2.2. Aérosols primaires et aérosols secondaires.....	6
1.1.3. Mécanismes de formation des aérosols secondaires.....	6
1.1.3.1. La nucléation.....	6
1.1.3.2. La condensation.....	7
1.1.3.3. La coagulation.....	7
1.1.4. Composition chimique des aérosols.....	7
1.1.4.1. Carbone organique.....	7
1.1.4.2. Carbone suie.....	7
1.1.4.3. Les sulfates.....	8
1.1.4.4. Les nitrates.....	8
1.1.4.5. L'ammonium.....	8
1.1.5. Distribution en taille des aérosols.....	8
1.1.6. Etat de mélange.....	10
1.1.7. Les différents types d'aérosols.....	11
1.1.7.1. Aérosols désertiques.....	11
1.1.7.2. Aérosols marins.....	11
1.1.7.3. Aérosols urbains.....	12
1.1.7.4. Aérosols biogéniques.....	13
1.1.7.5. Aérosols dus à la combustion de la biomasse.....	13
1.1.7.6. Aérosols volcaniques.....	13
1.1.8. Propriétés optiques des aérosols.....	14
1.1.8.1. Extinction du rayonnement par les particules.....	14
1.1.8.2. Epaisseur optique des aérosols.....	15
1.1.8.3. Coefficient d'Angstrom.....	15

# Sommaire

---

1.1.8.4. La fonction de phase.....	16
1.1.8.5. Albédo de simple diffusion.....	16
1.1.8.6. Élément d'asymétrie.....	16
1.1.8.7. Indice de réfraction.....	16
1.2. Impacts des aérosols atmosphériques.....	17
1.2.1. Impacts des aérosols sur la santé humaine et sur l'environnement.....	17
1.2.2. Impact des aérosols sur le climat.....	18
1.2.2.1. Effet radiatif direct des aérosols.....	18
1.2.2.2. Effet semi direct des aérosols.....	20
1.2.2.3. Effets indirects des aérosols.....	20
1.3. Etude des Aérosols en Algérie .....	20
1.3.1. Site urbain (Alger).....	21
1.3.2. Site désertique (Tamanrasset).....	22

## **CHAPITRE 2 : INSTRUMENTS ET METHODES DE MESURE ET DE DETECTION DES AEROSOLS**

2.1. Techniques de mesure in situ de mesure des aérosols.....	24
2.1.1 Mesures d'aérosols en masse.....	24
2.1.1.1. Collection sur filtre.....	25
2.1.1.2. Echantillonneurs gravimétriques en mode automatique.....	26
2.1.1.3. Méthodes aérodynamiques .....	28
2.1.2 Mesures d'aérosols par méthodes électriques.....	29
2.1.2.1. Echantillonneur ELPI.....	29
2.1.2.2. Analyseurs différentiels de mobilité électrique (ADME) .....	29
2.1.2.3. Compteurs de noyaux de condensation.....	30
2.1.3. Mesure d'aérosols par méthode optique.....	30
2.2. Mesures d'aérosols par télédétection.....	32
2.2.1 Télédétection passive des aérosols.....	32
2.2.1.1. Observations spatiales.....	32

# Sommaire

---

2.2.1.2. Photométrie depuis le sol.....	34
2.2.2 Télédétection active des aérosols (Mesures Lidar) .....	36
2.2.2.1. Principe du Lidar.....	36
2.2.2.2. Différents mécanismes de diffusion du rayonnement laser.....	37
2.2.2.3. Equation du Lidar à rétrodiffusion.....	38

## **CHAPITRE 3 : DETECTION ET IDENTIFICATION DES AEROSOLS DANS LA REGION DE TIZI OUZOU**

3.1. Site d'observation et son climat.....	40
3.1.1. Variations mensuelles des températures et de la pluviométrie dans la région de Tizi Ouzou.....	41
3.1.1.1. Variation mensuelles des températures.....	41
3.1.1.2. Variation mensuelles de la pluviométrie.....	42
3.1.2. Synthèse climatique : Diagramme ombro-thermique de Gaussen et Bagnouls.....	44
3.1.3. Etagement bioclimatique de la région d'étude.....	45
3.1.4. Aperçu sur les masses d'air affectant la région d'étude.....	46
3.2. Présentation de la station RESA_LAMPA.....	46
3.2.1 Caractéristiques du photomètre CIMEL 318.....	47
3.2.2 Caractéristique du micro Lidar CIMEL 370-2.....	48
3.3 Détection des aérosols atmosphériques à Tizi Ouzou.....	49
3.3.1 Correction instrumentales et prétraitement des données Lidar.....	49
3.3.1.1 Correction After Pulse.....	49
3.3.1.2 Correction du fond du ciel.....	50
3.3.1.3 Correction du recouvrement partiel.....	50
3.3.1.4 Filtrage spectrale.....	52
3.3.2 Inversion du signal lidar.....	52
3.3.2.1 Les profils moléculaires.....	53
3.3.2.2 La détection nuageuse.....	54
3.3.2.3 Altitude de référence.....	55
3.3.2.4 Exemple d'inversion.....	55
3.3.2.5 Incertitudes des inversions.....	56

# Sommaire

---

3.4. Caractérisation et identification des aérosols dans la région de Tizi Ouzou. ....	57
3.4.1. Propriétés optiques et microphysique des aérosols dans la région de Tizi Ouzou.....	57
3.4.1.1. Analyse de la variation du rapport Lidar.....	57
3.4.1.2. Analyse des mesures photométriques.....	61
3.4.1.3. Analyses des inversions AERONET.....	64
3.4.2. Identification des particules désertiques et anthropogéniques.....	65
3.4.2.1. Identification des poussières désertiques.....	66
3.4.2.2. Identification des aérosols anthropogéniques.....	69

## **Chapitre 4 : Effet radiatif direct des aérosols atmosphériques dans la région de Tizi Ouzou.**

4.1. Aperçu sur l’historique des méthodes d’estimation de l’effet direct des aérosols atmosphériques.....	74
4.1.1. Estimation des effets des aérosols par solution analytique.....	74
4.1.2. Estimation de l’effet radiatif des aérosols par des modèles de circulation générale.....	75
4.1.3. Estimation des effets radiatifs directs des aérosols par télédétection.....	77
4.2. Estimation des flux montants et descendants à Tizi Ouzou.....	78
4.2.1. Méthodologie.....	78
4.2.2. Résultats et interprétations.....	81
4.3. Estimation du taux radiatif net et du taux de réchauffement des aérosols à Tizi Ouzou.....	85
4.3.1. Méthodologie.....	85
4.3.2. Résultats et interprétations.....	86
4.3.3. Validation des résultats par les inversions AERONET.....	92
<b>Conclusion</b> .....	95

## **Annexe A : LE TRANSFERT RADIATIF DANS L’ATMOSPHERE**

A.1. Équation du transfert radiatif.....	i
--	---

# Sommaire

---

A.1.1. Equation de transfert radiatif dans un milieu sans diffusion ni émission.....	ii
A.1.2. Equation de transfert radiatif dans un milieu diffusant.....	iii
A.1.3. Atmosphère plan parallèle.....	iii
A.2. Résolution de l'équation de transfert radiatif.....	iv
A.2.1. Rayonnement direct (transmis) .....	v
A.2.2. Rayonnement diffus.....	v

## **REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES**

# INTRODUCTION

Le changement climatique est devenu, ces dernières années, un sujet de préoccupation mondial. Ces perturbations (saisons perturbées, augmentation des phénomènes météorologiques extrêmes...) sont associées au réchauffement planétaire. L'augmentation de la température, due principalement aux activités humaines, est corrélée à l'augmentation de la concentration du CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère. Cependant, le CO<sub>2</sub> n'est pas le seul composant de l'atmosphère qui joue un rôle dans le changement climatique. D'autres constituants de l'atmosphère contribuent au changement climatique, mais leurs propriétés et leurs contributions sont moins connues. La connaissance et la précision des mesures de leurs propriétés, leur durée de vie et leurs impacts, constituent un défi auquel est actuellement confrontée la communauté scientifique. Parmi ces constituants les aérosols atmosphériques jouent un rôle prépondérant dans le changement climatique. En effet, plusieurs études montrent que, les aérosols peuvent impacter le climat de manière opposée aux effets des gaz à effet de serre (Tromwey., 1984 ; Charlson., 1992). Cet impact dépend cependant de leur composition chimique, leur taille, leur forme, leur comportement optique, leur origine et de leur concentration dans l'atmosphère.

La distribution des aérosols dans l'atmosphère planétaire varie selon plusieurs facteurs comme la localisation géographique. En effet, l'atmosphère des régions ouvrant sur les océans est chargée d'aérosols marins (sel de mer) et celle des régions proche du Sahara est souvent chargée de poussières désertiques. Les grandes villes produisent des aérosols, qui sont nuisibles pour la santé humaine (De Longueville et al., 2012), qui dégradent la qualité de l'air et qui impactent le climat (Thompson and Eidhammer., 2014; Phuleria et al., 2005; Haywood and Ramaswamy., 1998). Les éruptions volcaniques, quant à elles, produisent des particules d'aérosols ayant un effet néfaste (Metzner et al., 2012; Martucci et al., 2012) sur le climat et l'environnement. Le centre de l'Afrique est considéré comme une source très importante de poussières désertiques. Ces micros particules de sable parcourent de grandes distances, emportées par la puissance et la direction du vent. Plusieurs campagnes de mesures ont été

## Introduction

---

organisées pour étudier les propriétés optiques et microphysiques de ces particules (Yong et al., 2013; Kocha et al., 2013; Ogunjobi et al., 2012 ; Flamant et al., 2011; Cavalieri et al., 2010 ). Ces propriétés peuvent être modifiées lorsque les particules parcourent des grandes distances en interagissant avec d'autres types d'aérosols. Les nombreuses incertitudes concernant la source d'émission, l'état de mélange et les propriétés physicochimiques et optiques des aérosols provoquent de grandes incertitudes sur leur effet radiatif global (Ryder et al., 2013; Forster et al., 2007).

La compréhension du rôle de l'aérosol dans l'atmosphère, nécessite le développement de techniques de mesure et de modélisation. Leurs objectifs visent à étudier la distribution des aérosols dans l'atmosphère planétaire, à suivre leur évolution, à expliquer leur interaction avec la lumière, à comprendre leur rôle dans la formation des nuages et dans le processus de précipitation, et à calculer leur taux de réchauffement et de refroidissement selon leurs effets. Pour ce faire, des modèles de transport d'aérosols ont été élaborés, des instruments de télédétection sont embarqués sur satellites, avions, bateaux et même sur des voitures, des mesures in situ sont effectuées au sol par des prélèvements, des mesures en altitudes par des ballons instrumentés sont réalisées au cours de campagnes. Ces mesures sont organisées en réseaux de stations terrestres ou maritimes. L'interprétation de celles-ci repose en général sur le développement d'algorithmes d'inversions. Le bilan des connaissances dressé par la communauté scientifique (IPCC 2013), nous indique que la connaissance sur les aérosols et leurs effets à l'échelle planétaire reste encore mal connue.

Depuis 1992, le réseau AERONET (Aerosol Robotic Network) a été mis en opération. Des sites d'observation rejoignent le réseau AERONET et le nombre de photomètres connectés augmente de plus en plus. En Mars 2012, le laboratoire d'analyse et de modélisation des phénomènes aléatoires (LAMPA) de l'université de Tizi Ouzou rejoint ce réseau par le photomètre solaire CE 318. Des réseaux de Lidar ont été aussi établis au début des années 2000, comme le réseau EARLINET (European Aerosol Research Lidar Network), ADNET (Asian Dust Network), GALION (Global Atmosphere Watch Aerosol Lidar Observation Network). Le développement de micro Lidar automatiques ont permis d'assembler une base de données des profils verticaux d'aérosols et de nuages en continu jour et nuit. D'autres réseaux de Micro-Lidar sont ainsi nés, tel que le réseau Américain MPLNET (Micro-Pulse Lidar Network). Depuis 2007, Le laboratoire d'optique atmosphérique (LOA) a développé un système de traitement automatisé d'une base de données issue d'un ensemble de

# Introduction

---

Micro Lidar. Le Micro Lidar CIMEL du laboratoire LAMPA de l'université MOULOUD MAMMARI de Tizi Ouzou a rejoint le réseau Lidar LOA en avril 2012, par une coopération entre les deux laboratoires.

Le premier objectif de notre travail est de détecter les aérosols à partir de la station de mesure de Tizi Ouzou, en combinant les mesures passives et actives au sol. Le deuxième objectif est d'analyser la base de données construite et d'identifier les aérosols selon leurs propriétés optiques. La caractérisation des particules permet ensuite d'estimer leurs forçages radiatifs, ce qui constitue le troisième objectif de notre thèse.

Notre travail que nous présentons dans cette thèse est structuré en quatre chapitres.

- Le premier chapitre est consacré à une description générale des aérosols atmosphériques. Un état de l'art sur les travaux effectués en Algérie a été aussi établi.
- Dans le second chapitre, nous présentons les différentes méthodes de mesures des paramètres qui permettent de caractériser les aérosols atmosphériques.
- Dans le troisième chapitre, nous présenterons la station RESA\_LAMPA utilisée pour la collecte de données et nous décrirons la méthode que nous avons développée pour la détection des aérosols dans la région de Tizi Ouzou. Les résultats obtenus seront analysés et une identification des aérosols présents dans cette région sera réalisée..
- Dans le quatrième chapitre, nous estimerons l'effet radiatif direct exercé par les aérosols et nous estimerons le taux de réchauffement des couches atmosphériques où ils se trouvent.
- Une conclusion générale et des perspectives font l'objet d'une dernière partie.

# CHAPITRE 1

## GENERALITES SUR LES AEROSOLS ATMOSPHERIQUES

### Préambule

L'atmosphère n'a pas cessé d'évoluer depuis la formation de la terre. Aujourd'hui, de nombreuses équipes de recherche de par le monde, suivent cette évolution afin de prédire au mieux ses conséquences sur le climat et l'environnement. Actuellement, les scientifiques s'intéressent de très près, aux changements des concentrations des composés réactifs et des aérosols présents dans l'atmosphère, ainsi, qu'à la réponse du système Terre-atmosphère à ce changement. Ce premier chapitre sera consacré d'une part, aux généralités sur les aérosols atmosphériques à savoir, leur définition, leurs variétés, leurs différentes sources d'émission et mécanismes de formation et d'autre part, à la présentation des principaux travaux effectués pour l'estimation de leurs impacts sur la santé, l'environnement et le climat.

### 1.1. Les aérosols atmosphériques

#### 1.1.1. Définition

Les aérosols atmosphériques sont des petites particules solides ou liquides en suspension dans l'atmosphère, à l'exception des gouttelettes d'eau et des cristaux de glace. Un aérosol atmosphérique n'a pas de composition chimique fixe. Il peut être composé d'un seul

ou de plusieurs éléments souvent pas bien définis. Ces derniers varient selon la source d'émission et le processus de leur formation.

La variation spatio-temporelle des aérosols est très grande sur le plan vertical et horizontal. Les aérosols sont souvent concentrés dans les basses couches de l'atmosphère et proches de leurs sources d'émission. Ils peuvent aussi être transportés par les vents à grandes distances et soulevés à de hautes altitudes pouvant atteindre parfois plus de 8kms. Leur durée de vie dans l'atmosphère varie selon leurs masses, leurs propriétés physicochimiques et les conditions météorologiques. Ils peuvent être déposés par le dépôt sec ou lessivés par les précipitations. Les caractéristiques physiques des aérosols, sont très variables et très difficiles à déterminer.

### **1.1.2. Classification des aérosols**

Deux classifications des aérosols existent selon leur origine (aérosol naturel ou anthropique) et selon leur mode de formation (aérosol primaire ou secondaire).

#### **1.1.2.1. Aérosols naturels et aérosols anthropiques**

Selon la source d'émission, les aérosols sont classifiés en aérosols naturels et en aérosols anthropiques.

Les aérosols naturels sont issus d'une source naturelle. Parmi ces aérosols nous pouvons citer les particules biogéniques, les particules dues aux émissions volcaniques, les particules des sels de mer et les poussières désertiques.

Les aérosols anthropiques sont issus des activités humaines telles que les émissions industrielles, l'exploitation des mines à ciel ouvert, la production du ciment, les échappements toxiques rejetés par le trafic routier, aérien et maritime ainsi que la combustion de la biomasse.

Les flux des aérosols anthropiques est plus faible que celui des aérosols naturels et ils peuvent être mieux estimés que ces derniers. Les grandes incertitudes concernant les flux des aérosols naturels, sont liées à la difficulté de mesurer la quantité de particules soulevées dans des régions difficiles d'accès tel que les océans et les régions désertiques.

### **1.1.2.2. Aérosols primaires et aérosols secondaires**

Une autre classification des aérosols par leur mode de formation existe. Deux types d'aérosols sont alors définis à savoir, les aérosols primaires et les aérosols secondaires.

Les aérosols primaires sont des aérosols émis vers l'atmosphère. Ils sont soulevés par des vents ascendants à partir de la surface de la terre et des océans ou rejetés directement dans l'atmosphère (les cendres volcanique, les cheminées des usines etc....). Les propriétés physicochimiques des aérosols primaires reflètent la composition de la source dont ils sont issus.

Les aérosols secondaires sont formés au niveau de l'atmosphère par la conversion des gaz atmosphériques en particules solides ou liquides, ce qui rend leurs propriétés très complexes à identifier.

### **1.1.3. Mécanismes de formation des aérosols secondaires**

Les réactions chimiques et photochimiques et les conditions de température et d'humidité de l'atmosphère sont responsables de la formation des aérosols secondaires. Ces réactions transforment les gaz très volatiles en composants gazeux, qui servent à la formation des aérosols. Ces dernières restent très compliquées à étudier. Les processus qui contrôlent l'évolution des aérosols dans l'atmosphère sont la nucléation, la condensation et la coagulation.

#### **1.1.3.1. La nucléation**

La nucléation est le premier processus responsable de la transformation des gaz atmosphériques en particules. Ces dernières sont très fines et nombreuses. Il existe deux types de nucléation, la nucléation homogène et la nucléation hétérogène.

La nucléation est dite homogène, lorsque la nucléation du gaz est faite sur des embryons constitués uniquement de molécules gazeuses et en l'absence d'un corps étranger. Elle se produit lorsque la pression de la vapeur partielle des gaz est supérieure à leur pression de saturation. La nucléation homogène est dite homo-moléculaire lorsque ce processus est fait par les molécules du même gaz. Ce type de nucléation ne se déroule que dans des conditions spécifiques. La nucléation homogène est dite hétéro-moléculaire lorsque la nucléation est faite entre deux espèces gazeuses différent.

La nucléation est dite hétérogène lorsqu'un support solide (ion) ou liquide est présent pour favoriser la nucléation. Ce processus contribue à la modification des particules existantes dans l'atmosphère. Cette nucléation donne naissance à de nouvelles particules.

#### **1.1.3.2. La condensation**

Le processus de condensation représente la condensation des gaz atmosphériques sur la surface des particules. Ce processus permet aux particules de grossir par des réactions d'association. Cette étape représente le début du vieillissement des particules.

#### **1.1.3.3. La coagulation**

Ce processus se produit lorsque deux ou plusieurs particules sont mises en contact. Ce processus diminue le nombre de particules existantes et augmente la taille de l'aérosol résultant, ce qui rend sa durée de vie dans l'atmosphère très faible. Il existe la coagulation intra-modale entre les particules de même forme et la coagulation intermodale entre les particules de forme différente.

### **1.1.4. Composition chimique des aérosols**

La composition chimique des aérosols varie d'une source à une autre et d'un mélange à un autre. Nous donnons ci-dessous les principaux constituants chimiques des aérosols.

#### **1.1.4.1. Carbone organique**

Les aérosols organiques présentent de nombreuses combinaisons de composés chimiques ; les composés aromatiques, les composés carbonylés, les acides organiques, les alcools, les composés organiques sulfurés, ...). Ils peuvent être émis directement dans l'atmosphère ou formés par la nucléation des produits organiques volatiles.

#### **1.1.4.2. Carbone suie**

Le carbone suie est produit lors de la combustion des mélanges composés de grande quantité de carbone dans un environnement de faible quantité d'oxygène. Il est composé du carbone amorphe, d'hydrocarbures partiellement oxydés et d'aromatiques polycycliques. Les hydrocarbures aromatiques polycycliques servent de noyaux pour former des petites particules sphériques par nucléation. Ces sphères coagulent pour former des chaînes de carbone suie.

### 1.1.4.3. Les sulfates

Les sulfates se forment par la condensation du dioxyde de soufre  $\text{SO}_2$  par oxydation en présence de l'hydroxyde. Cette oxydation produit l'acide sulfurique  $\text{H}_2\text{SO}_4$ .

### 1.1.4.4. Les nitrates

Les nitrates se forment par la condensation du dioxyde d'azote  $\text{NO}_2$  par oxydation en présence d'hydroxyde ou en présence d'ozone.

### 1.1.4.5. L'ammonium

L'ammonium se forme par la condensation de l'ammoniac  $\text{NH}_3$  par oxydation. L'ammonium peut réagir avec l'acide sulfurique ou l'acide nitrique et former des sulfates d'ammonium ou nitrates d'ammonium respectivement.

## 1.1.5. Distribution en taille des aérosols

Les aérosols atmosphériques sont caractérisés physiquement par leur diamètre. Pour les particules de formes complexes, le diamètre correspond au plus grand axe ou au rapport du volume sur l'air. Le rayon des particules peut aller de quelques nanomètres à des dizaines de micromètres. Cette caractéristique physique varie selon la variation des sources et mécanismes de formation des aérosols.

La distribution en taille représente le nombre d'aérosols par unité de volume dont le rayon est compris entre deux bornes de taille défini. C'est un paramètre important pour comprendre le processus chimique et radiatif de l'atmosphère. La modification de cette distribution causée par le vieillissement des particules, provoque une grande incertitude dans le calcul des effets radiatifs.

Il existe trois principaux modes pour la distribution en taille à savoir, le mode fin, le mode d'accumulation et le mode grossier.

Le mode fin est associé aux particules ayant un rayon ( $r$ ) inférieur à  $0.05\mu\text{m}$ . Ce mode est souvent appelé mode de nucléation car les aérosols de ce mode proviennent de la transformation des gaz en particules, comme les sulfates et les produits organiques. La masse associée à ce mode est très petite mais leur nombre est le plus élevé.

Le mode d'accumulation est associé aux aérosols ayant un rayon compris entre (0.05 <math>r < 1 \mu\text{m}</math>). Les particules de ce deuxième mode se produisent généralement par coagulation des aérosols du mode de nucléation ou par condensation des gaz sur des particules préexistantes. Ces aérosols ont une masse plus importante que les particules du mode fin.

Le mode grossier est associé aux aérosols ayant un rayon supérieur à 1  $\mu\text{m}$ . Ces particules sont généralement issues d'un processus de soulèvement par le vent comme les poussières désertiques et les sels marins. Les aérosols de ce mode représentent un nombre petit d'aérosols atmosphérique, mais qui ont la masse des aérosols la plus élevée. Cette masse réduit leur durée de vie dans l'atmosphère.

Dans le but de représenter la distribution en taille, plusieurs lois statistiques ont été élaborées. La loi de Junge décrit la distribution en taille des aérosols, mais ne décrit pas une distribution multimodale. La loi gamma modifiée dispose d'un nombre important de paramètres. Elle décrit un grand nombre de distribution des particules rencontrées dans la nature mais son coût de calcul reste très élevé. La loi log-normale est la plus utilisée, car c'est la plus proche des distributions observées dans la nature (Hinds., 1982 ; Giorgi., 1988 ; Jaenicke., 1993)

En utilisant la loi log-normal, la distribution en taille est décrite par trois paramètres ; la concentration en particules ( $n_i$ ), la variance ( $\sigma_i$ ) et le rayon modal ( $r_i$ ). Dans le tableau 1.1, nous reprenant les paramètres de distribution utilisé par Jaenicke., 1988.

<b>Aérosol</b>	<b><math>n_1</math> (<math>\text{cm}^{-3}</math>)</b>	<b><math>r_1</math></b>	<b><math>\sigma_1</math></b>	<b><math>n_2</math> (<math>\text{cm}^{-3}</math>)</b>	<b><math>r_2</math></b>	<b><math>\sigma_2</math></b>	<b><math>n_3</math> (<math>\text{cm}^{-3}</math>)</b>	<b><math>r_3</math></b>	<b><math>\sigma_3</math></b>
<b>Urbain</b>	99 300	0.00651	1.757	1 110	0.00714	4.634	36 400	0.0248	2.172
<b>Rural</b>	6 650	0.00739	1.678	147	0.0269	3.605	1 990	0.0419	1.845
<b>Continental</b>	3 200	0.01	1.448	2 900	0.058	1.648	0.3	0.9	2.398
<b>Désertique</b>	726	0.001	1.766	1140	0.0188	5.88	0.178	10.8	2.741
<b>Marin</b>	133	0.0039	4.539	66.6	0.133	1.621	3.08	0.29	2.488
<b>Troposphère libre</b>	129	0.0036	4.415	59.7	0.127	1.790	63.5	0.259	2.660
<b>Polaire</b>	21.7	0.0689	1.757	0.186	0.375	1.995	0.0003	4.29	1.954

Tableau 1.1 : Paramètres de distribution log-normal proposée par Jaenicke en 1988 (Jaenicke., 1993)

### 1.1.6. Etat de mélange

L'état de mélange des aérosols décrit la manière dont les différents composés chimiques se mélangent. Le mélange peut être un mélange partiel ou total. Lorsque les compositions chimiques des particules chimiquement pures sont différentes, on parle de mélange externe (les espèces chimiques séparées les unes des autres). Lorsque les compositions chimiques des particules sont mélangées, on parle de mélange interne. Le mélange interne peut aussi être un mélange interne homogène lorsque les compositions chimiques sont bien mélangées et donnent lieu à des particules de composition chimique identique, et un mélange interne hétérogène dans le cas contraire. Le mélange interne hétérogène est le mélange le plus rencontré dans la nature. Le mélange interne homogène peut quant à lui se trouver en deux modes ; mélange interne homogène d'espèces absorbantes avec des espèces non absorbantes ou en mélange interne homogène d'espèces non absorbantes.

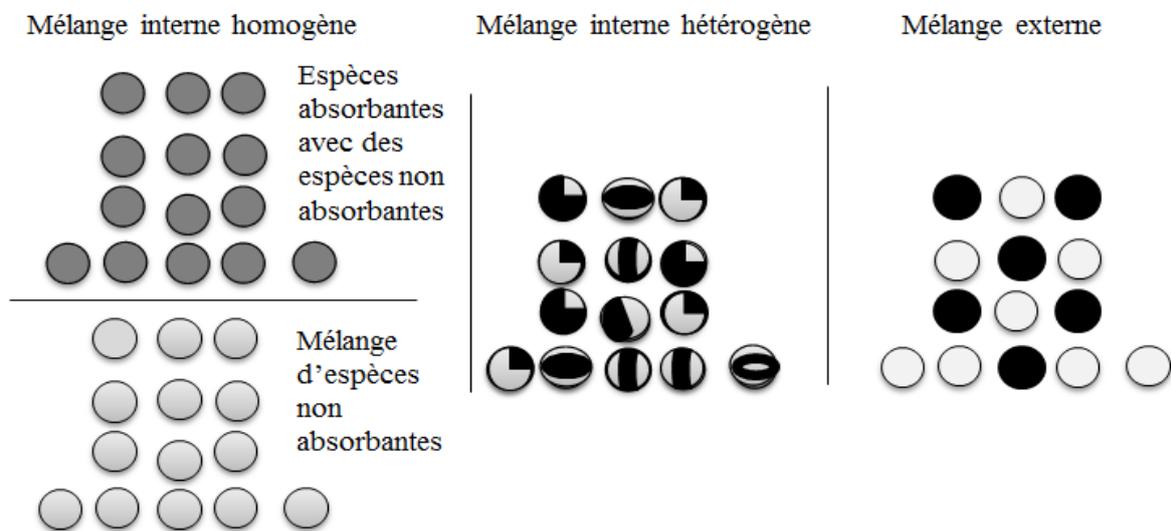


Figure 1.1 : Les états de mélanges des aérosols.

Le type de mélange influence fortement l'interaction rayonnement aérosol, car les propriétés d'absorption des particules se modifient selon le type de mélange qu'elles subissent (Bond et al., 2006). A titre d'exemple, lorsque le carbone suie se mélange de manière interne, il réchauffe plus le climat en absorbant le rayonnement que lorsqu'il est en mélange externe (Jacobson, 2001).

### 1.1.7. Les différents types d'aérosols

La variété des sources d'aérosols et les mécanismes de leur formation, produit une grande variété d'aérosols. Les aérosols de mêmes types ne signifient pas qu'ils ont une même composition chimique ou des propriétés optiques fixes, par exemple, un aérosol dit "désertique", ne signifie pas qu'il a toujours une composition chimique et des propriétés optiques fixes, car il peut résulter d'une combinaison minérale ou organique. Il peut aussi être formé par un mélange interne ou externe, ce qui rend ses propriétés variables. Nous donnons ci-après les différents types d'aérosols selon leurs origines.

#### 1.1.7.1. Aérosols désertiques

Les aérosols désertiques sont d'origine naturelle. Ils sont soulevés depuis la surface des régions arides et désertiques par une action mécanique du vent. Les deux processus responsables de cette action sont la saltation et le sandblasting (Menut et al., 2005). La puissance de ces processus est déterminée par la puissance du vent à la surface. Ces aérosols ont des caractéristiques semblables aux caractéristiques des sources émettrices. Ils représentent la première source mondiale en masse d'aérosols dans l'atmosphère. Les aérosols désertiques minéraux naturels sont des aluminosilicates, des calcites et parfois du gypse ou anhydrites (Sobanska et al., 2003). Durant leur transport, ils participent à des réactions chimiques. Par exemple, la transformation incomplète des calcites  $\text{CaCO}_3$  en sulfate de calciums Ca-S par le  $\text{SO}_2/\text{H}_2\text{SO}_4$  atmosphérique produit des aérosols désertiques secondaires. A l'échelle globale l'estimation de la quantité d'aérosols désertiques émise dans l'atmosphère est d'environ 1,65 Gt/ans (Luo et al., 2003). Parmi les aérosols émis,  $240 \pm 80$  Millions de tonnes (Mt) de poussières sont transportées annuellement depuis l'Afrique (Kaufman et al., 2005). Le temps de vie des particules désertiques dans l'atmosphère varie de quelques heures à une dizaine de jours.

#### 1.1.7.2. Aérosols marins

Les aérosols marins sont des aérosols naturels. Ils peuvent être des aérosols primaires ou secondaires. Ils sont souvent produits après un épisode de vent fort (O'Dowd et Smith., 1993) ou lors de la marée descendante dans les zones côtières (O'Dowd et al., 2002).

La majorité des aérosols marins sont volatiles à  $350^\circ\text{C}$ , ce qui montre la présence des aérosols de sulfate. La présence de sel marin est importante lors d'une atmosphère non

polluée et dans le cas d'un vent très puissant. Dans ce cas, la volatilité des sulfates est réduite à moins de 25% (O'Dowd et Smith., 1993). Murphy et al., (1998), ont montré que la majorité des aérosols ayant un diamètre supérieur à 0.13  $\mu\text{m}$  dans la couche limite marine contiennent des sels de mer. Ces derniers sont responsables de la majorité de la lumière diffusée et joue un rôle dans la nucléation des nuages. En atmosphère non polluée, près de 1% des aérosols ayant un diamètre supérieur à 0.13 $\mu\text{m}$  sont des purs sulfates. Le pourcentage des particules contenant des sels de mer décroît rapidement pour les petites particules. La plupart des aérosols ayant un diamètre inférieur à 0.05 $\mu\text{m}$  sont volatiles à des températures entre 95 à 150°C, et donc ne contiennent pas de sels de mer. Murphy et al., (1998), montrent aussi qu'une faible portion de produits organiques existe dans les aérosols sels de mer. La majorité des aérosols sont en mélange interne de sulfate et de sels de mer. Dans ce cas il est difficile de séparer la contribution de chaque composant car les sels accélèrent la transformation du  $\text{SO}_2$  en sulfate.

La faible portion des produits organiques présents sur la pellicule de surface des aérosols marins joue un rôle très important dans la composition physicochimique et optique de ces derniers (Tervahattu et al., 2002). Les propriétés de surface de ces particules ont une grande capacité d'augmenter la taille de celles-ci et de renforcer la condensation et la nucléation des nuages.

### 1.1.7.3. Aérosols urbains

Les aérosols urbains sont des aérosols concentrés autour des régions urbaines. Ils résultent des nombreuses activités humaines. Ces aérosols ont connu une forte augmentation durant le 20<sup>ème</sup> siècle. Ils sont souvent le résultat des combustions industrielles et domestiques, de la circulation du trafic, de la fabrication du ciment et d'autres activités humaines. Les particules résultantes contiennent des produits organiques (COp) et du carbone suie (BC). Ces aérosols contiennent aussi des gaz comme, le dioxyde de soufre ( $\text{SO}_2$ ), les oxydes d'azote (NOx), les oxydes de carbone (CO,  $\text{CO}_2$ ) et les composés organiques volatiles (COV). Les aérosols urbains sont connus par le danger qu'ils représentent pour la santé humaine. L'estimation de la quantité d'aérosols anthropiques émise dans l'atmosphère est de 100 à 220 Mt/ ans (Andrea et al., 1995, Wolf and Hidy., 1997). Ces aérosols sont souvent sous forme de petites particules lorsqu'elles se trouvent près de leurs sources d'émission, où elles sont facilement inhalées par les êtres humains. Ces mêmes particules grossissent et évoluent dans l'atmosphère donnant naissance à d'autres aérosols anthropiques de type secondaire.

**1.1.7.4. Aérosols biogéniques**

Les aérosols biogéniques sont des aérosols émis par la végétation. Ces aérosols peuvent être primaires comme le pollen. Lorsque la photosynthèse augmente, les surfaces végétales émettent une quantité très importante de variétés de composés organiques volatiles (COV). Ces COV émis sous forme gazeuse se condensent pour former des particules d'aérosols secondaires. Les aérosols biogéniques sont considérés comme les plus petits aérosols, leur diamètre estimé varie de 3 à 500 nm (Mäkelä et al., 1997). Les plantes constituent la plus grande source des COV sur la planète. Sur une estimation d'une émission totale des COV par les plantes de 1,1 Gt/ans ; les forêts émettent 821 Mt/ans (71%), les arbustes 194 Mt/ans (17%), les récoltes agricoles 120 Mt/ans (10%), les océans 5 Mt/ans (0.4%) et les autres sources émettent 9 Mt/ans (8%) (Guenther et al., 1995). La quantité des aérosols biogéniques atmosphériques dépend des conditions météorologiques et du taux des gaz présents dans l'atmosphère. Elle dépend fortement de la température et de l'intensité du rayonnement solaire (Fuentes et al., 2000).

**1.1.7.5. Aérosols dus à la combustion de la biomasse**

Les aérosols de combustion de la biomasse sont le résultat de la combustion des sources des aérosols biogéniques précédents. Ils se produisent par les chauffages domestiques, les feux des forêts, les impacts de la foudre et la combustion des déchets agricoles. Ces combustions génèrent des gaz et des particules composés principalement du carbone, des COV et du dioxyde de soufre SO<sub>2</sub>. L'émission de ces aérosols des deux sources naturelle et anthropique a été estimée de 70 à 125 Mt/an (Boucher., 2012). La plus grande source d'émission de ces aérosols se trouve dans les zones tropicales et notamment dans le continent africain (Lindesay et al., 1996).

**1.1.7.6. Aérosols volcaniques**

Lors d'une éruption volcanique, des gaz et des particules sont injectés dans l'atmosphère. Ils peuvent être primaires ou secondaires. Les cendres volcaniques, le dioxyde de soufre SO<sub>2</sub> et le sulfure hydrogéné peuvent se diriger directement vers la stratosphère. L'oxydation de ces gaz injectés produit de l'acide sulfurique H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>. Les aérosols volcaniques sont les moins nombreux des aérosols troposphériques mais ils ont un impact important causé par leur longue durée de vie et leur propagation autour du globe (Chin et al., 2009).

### 1.1.8. Propriétés optiques des aérosols

L'interaction du rayonnement avec les aérosols produit une diversité de propriétés optiques à savoir; le coefficient d'extinction, le coefficient d'absorption, le coefficient de diffusion, l'épaisseur optique des aérosols, le coefficient d'Angstrom, l'albédo de simple diffusion, la fonction de phase et le facteur d'asymétrie. Dans ce qui suit nous donnerons les définitions de ces paramètres.

#### 1.1.8.1. Extinction du rayonnement par les particules

L'extinction du rayonnement par les particules traduit leur pouvoir de diffuser et / ou d'absorber le rayonnement. L'extinction est quantifiée par le coefficient d'extinction. Ce dernier se calcule par la somme du coefficient d'absorption et de diffusion.

$$\sigma_{ext}(\lambda) = \sigma_{abs}(\lambda) + \sigma_{diff}(\lambda) \quad (1.1)$$

- **Coefficient d'absorption**

L'absorption du rayonnement solaire par les particules dépend fortement de leur composition chimique. L'absorption correspond à la transformation du rayonnement (photon) en d'autres formes d'énergie (chaleur, énergie de réaction chimique, etc.). On estime l'absorption par le coefficient d'absorption qui est en fonction du nombre d'aérosols  $n$  de type  $i$  et de section efficace d'absorption  $\sigma_{abs}$ . Le coefficient d'absorption est calculé pour la longueur d'onde  $\lambda$  comme suit :

$$\sigma_{abs}(\lambda) = \sum_i n_i \cdot \sigma_{abs i}(\lambda) \quad (1.2)$$

La section efficace d'absorption représente la surface de la particule qui interagisse avec le rayonnement. Elle mesure le degré de d'interaction du rayonnement avec les particules.

- **Coefficient de diffusion**

Lors de l'interaction du rayonnement avec les particules atmosphériques, une diffusion de ce rayonnement peut avoir lieu dans toutes les directions. Cette diffusion se produit sans échange d'énergie entre les photons incidents et les molécules rencontrées. Le coefficient de diffusion s'exprime comme suit

$$\sigma_{diff}(\lambda) = \sum_i n_i \cdot \sigma_{diff i}(\lambda) \quad (1.3)$$

Où  $\sigma_{diff}$ ; est la section efficace de diffusion,  $n_i$  est le nombre de particule n de type i.

- **Efficacité d'extinction**

L'efficacité d'extinction est la somme de l'efficacité de diffusion et de l'efficacité d'absorption. L'efficacité de diffusion et d'absorption sont respectivement, le rapport entre la section efficace d'extinction sur la surface géométrique et la section efficace de diffusion sur la surface géométrique. Dans le cas de particules sphériques, l'efficacité d'extinction s'écrit :

$$Q_{ext} = \frac{\sigma_{diff}}{\pi r^2} + \frac{\sigma_{abs}}{\pi r^2} \quad (1.4)$$

Où r est le rayon des particules.

### 1.1.8.2. Epaisseur optique des Aérosols

L'intégrale du coefficient d'extinction sur la colonne verticale atmosphérique s'appelle l'épaisseur optique. Cette dernière est donnée par l'équation suivante.

$$\tau = \int_{z_0}^{z_{max}} \sigma_{ext}(z) dz \quad (1.5)$$

Où : z est l'altitude,  $z_0$  le niveau de surface et  $z_{max}$  le top de l'atmosphère.

L'épaisseur optique nous renseigne sur la charge en aérosols dans l'atmosphère. Elle est directement reliée à la dégradation de la visibilité, ce qui produit une baisse luminosité dans la région de forte concentration d'aérosols.

### 1.1.8.3. Coefficient d'Angstrom

Le coefficient d'Angstrom ou paramètre d'Angström, est une propriété optique qui décrit la dépendance spectrale de l'épaisseur optique des aérosols. Il se calcule comme suit :

$$\alpha = - \frac{\ln\left(\frac{\tau_{\lambda_1}}{\tau_{\lambda_2}}\right)}{\ln\left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2}\right)} \quad (1.6)$$

Où :  $\tau_{\lambda_1}$  et  $\tau_{\lambda_2}$  sont respectivement les épaisseurs optiques aux longueurs d'onde  $\lambda_1$  et  $\lambda_2$ .

#### 1.1.8.4. La fonction de phase

La fonction de phase  $P(\theta, \varphi)$  d'une population de particules correspond à la probabilité qu'un photon arrivant sur une particule soit diffusé dans la direction d'angle  $(\theta, \varphi)$ , où  $\theta$  est l'angle zénithal et  $\varphi$ , l'angle azimutale.

#### 1.1.8.5. Albédo de simple diffusion

L'albédo de simple diffusion (SSA) est défini comme le rapport entre le coefficient de diffusion et le coefficient d'extinction. Il traduit la probabilité qu'une onde soit diffusée plutôt qu'absorbée lors de son interaction avec une particule. L'albédo de simple diffusion est donnée par :

$$SSA = \frac{\sigma_{diff}(\lambda)}{\sigma_{diff}(\lambda) + \sigma_{abs}(\lambda)} \quad (1.7)$$

La valeur de l'albédo de simple diffusion est comprise entre 0 (particule purement absorbante) et 1 (particule purement diffusante).

#### 1.1.8.6. Élément d'asymétrie

L'élément d'asymétrie (S) est défini comme la valeur moyenne du cosinus de l'angle de diffusion sur toutes les directions diffusantes. L'élément d'asymétrie varie dans l'intervalle  $[-1, 1]$ , Pour -1, tout le rayonnement est diffusé vers l'arrière (rétrodiffusion totale) et pour 1 tout le rayonnement est diffusé vers l'avant.

#### 1.1.8.7. Indice de réfraction

La composition chimique de l'aérosol peut être prise en compte par l'indice de réfraction. Cet indice est un nombre complexe ( $m=n-ik$ ), dépendant de la longueur d'onde, où la partie réelle ( $n$ ) détermine la vitesse de propagation de l'onde et la partie imaginaire ( $k$ ) nous renseigne sur l'absorption des aérosols. Lorsque la partie imaginaire de l'indice est proche de zéro, on parle des aérosols diffusants comme les sulfates ou les sels marins mais lorsqu'elle est supérieure à 0.5 (dans le visible), on parle d'aérosols absorbants comme le carbone suie (Bond and Bergström, 2006).

La valeur de l'indice de réfraction de la particule peut varier selon l'humidité relative de l'atmosphère via les processus de condensation ou d'évaporation d'eau à sa surface.

Pour les cas du mélange interne homogène et hétérogène, il sera nécessaire de déterminer un indice de réfraction moyen. L'indice de réfraction du mélange  $m$  est défini comme la somme des indices de chaque espèce chimique pondérée par leur fraction volumique (Lesins et al., 2002).

## **1.2. Impacts des aérosols atmosphériques**

Les aérosols atmosphériques ont des impacts sur la santé humaine, l'environnement, les nuages, les précipitations, les observations astronomiques et de télédétections civiles et militaires, les technologies de communication, le trafic aérien (aérosols volcaniques) et impact le bilan radiatif de la planète. Dans cette section, nous allons détailler les impacts des aérosols sur l'environnement, la santé, et sur le bilan radiatif.

### **1.2.1. Impacts des aérosols sur la santé humaine et sur l'environnement**

La majorité des fines particules s'installent dans la couche limite atmosphérique et provoquent de sérieux problèmes pour la santé humaine. Les particules ultra fines peuvent pénétrer dans les alvéoles pulmonaires et véhiculer des composants toxiques dans les courants lymphatiques et sanguins. Certaines particules ont des propriétés mutagènes et cancérogènes comme les hydrocarbures aromatiques polycycliques et les métaux lourds.

Dans l'étude de De Longueville et al., (2012), une climatologie de 50 articles mentionnant l'influence des épisodes de poussière sur la santé humaine a été donnée. Ces épisodes d'aérosols favorisent le déclenchement des crises d'asthme et augmentent le taux de morbidité et de mortalité dû aux maladies cardiovasculaires et cardio-pulmonaires.

Les aérosols atmosphériques provoquent la dégradation de la qualité de l'air (réduction de la visibilité) et la pollution de l'environnement (précipitation de pluies acides).

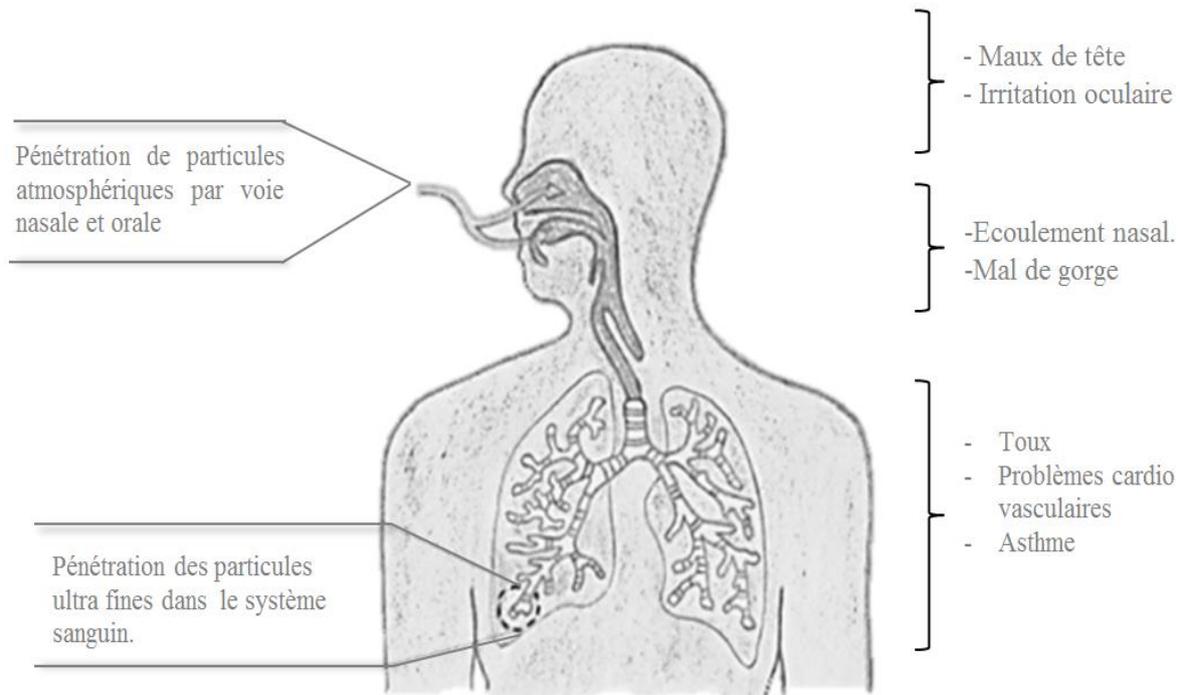


Figure 1.2 : Maladies causées par les polluants atmosphériques.

### 1.2.2. Impact des aérosols sur le climat

En plus de leurs effets sur la santé et l'environnement, les aérosols atmosphériques impactent le climat. Ces derniers modifient le bilan radiatif de la planète. Leurs effets peuvent se traduire par un réchauffement ou un refroidissement du système climatique (effet direct), une modification du profil vertical d'humidité et la formation des nuages (effet semi direct), une augmentation de la réflectivité des nuages et un refroidissement du système climatique (premier effet indirect), une modification de la durée de vie des nuages (second effet indirect), une modification des propriétés des nuages de glace (effet de glaciation) et un réchauffement des surfaces de glace (effet des aérosols sur la neige) (Boucher, 2012). Les effets des aérosols dépendent de leurs compositions chimiques, leurs origines et leurs états de mélange. Celles-ci présentent de grandes incertitudes et provoquent de grandes incertitudes (Figure 1.4) sur les effets radiatifs des aérosols (Ryder et al., 2013; Forster et al., 2007). Nous précisons dans ce qui suit les trois effets radiatifs des aérosols; l'effet direct, l'effet semi direct et l'effet indirect.

#### 1.2.2.1. Effet radiatif direct des aérosols

Les particules atmosphériques interagissent avec le rayonnement solaire reçu, soit par la diffusion de celui-ci dans toutes les directions ou par son absorption. Cet effet est appelé

effet direct des aérosols. La capacité d'absorption ou de diffusion de ces derniers dépend de leurs caractéristiques physiques et chimiques. La diffusion du rayonnement par les particules diffusantes augmente l'albédo de la planète (Weinwman, 1982) et cause généralement un refroidissement appelé effet radiatif direct négatif. Cet effet est opposé à l'effet des gaz à effet de serre. L'absorption du rayonnement par les aérosols BC peut contribuer à un effet radiatif direct positif (Haywood et Ramaswamy., 1998). L'effet radiatif direct ne dépend pas que de la composition chimique et des propriétés physiques des aérosols, mais dépend aussi de l'albédo de la surface (Fraster et Kaufman., 1985). L'effet radiatif direct est calculé par l'équation suivante :

$$DRE = (F_{aer}^{\uparrow} - F_{clear}^{\uparrow}) - (F_{aer}^{\downarrow} - F_{clear}^{\downarrow}) \quad (1.8)$$

Où ;  $F_{aer}^{\uparrow}$  est le flux montant lors de la présence des aérosols,  $F_{clear}^{\uparrow}$  est le flux montant dans le cas d'un ciel dégagé d'aérosols,  $F_{aer}^{\downarrow}$  est le flux descendant lors de la présence des aérosols et  $F_{clear}^{\downarrow}$  est le flux descendant dans le cas d'un ciel dégagé d'aérosols.

Le effet radiatif direct atmosphérique est la différence entre le effet direct exercé au sommet de l'atmosphère et celui exercé à la surface (Roger et al., 2006).

$$DRE_{ATM} = DRE_{TOP} - DRE_{SRF} \quad (1.9)$$

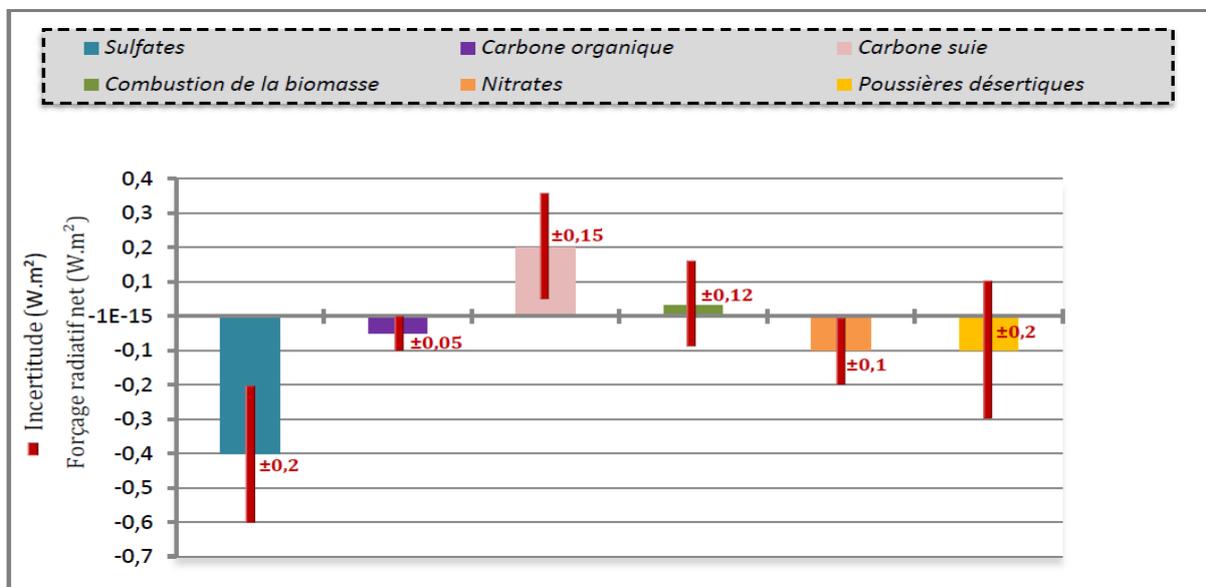


Figure 1.3 : Effet radiatif global dû à l'effet direct des aérosols anthropiques par type d'aérosol. D'après Forster et al., (2007).

### **1.2.2.2. Effet semi direct des aérosols**

D'autres types de particules peuvent absorber le rayonnement reçu et le réémettre sous forme thermique et causer un réchauffement des couches atmosphériques. Ce réchauffement modifie le profil vertical de température et d'humidité relative. Ce déséquilibre troposphérique impacte le cycle des nuages. Le réchauffement causé par les aérosols présent sur un nuage, peut dissiper celui-ci (Hansen et al., 1997). Cet effet est dit effet semi direct puisqu'il résulte de l'effet direct des aérosols. Celui-ci représente généralement un réchauffement, puisqu'il diminue l'albédo planétaire et les nuages bas qui refroidissent le climat. L'effet semi direct peut aussi causer un refroidissement (Koch et Del Genio., 2010), si par exemple, les aérosols absorbant comme le carbone suie se situent au-dessus des nuages stratocumulus.

### **1.2.2.3. Effets indirects des aérosols**

Les effets indirects des aérosols sont très complexes. Le premier effet indirect résulte de la nucléation des gouttelettes d'eau et des cristaux de glace (Twomey., 1977). Cette nucléation est favorisée par les aérosols hydrophiles qui augmentent le nombre de gouttelettes et de cristaux et réduisent leur taille. Ce premier effet augmente donc la couverture nuageuse et renforce l'albédo lié aux nuages en diffusant le rayonnement solaire par les fines gouttelettes d'eau. Ce premier effet est donc un effet radiatif négatif pour le système climatique.

Le deuxième effet indirect des aérosols est la conséquence de l'augmentation du nombre de gouttelettes et la diminution de leur taille, ceci augmente donc la durée de résidence des nuages (Albrecht., 1989) et retarde les précipitations. Cette effet présente de grandes incertitudes et reste très difficile à estimer. Le second effet indirect peut intensifier le premier effet indirect (Lohmann et al., 2010), et associer à un effet radiatif négatif.

## **1.3. Etude des Aérosols en Algérie**

L'Algérie rencontre ces dernières années un développement de l'urbanisation et de motorisation très rapide, qui dégrade d'une manière visible la qualité de l'air et l'environnement. De plus, le Sahara qui constitue la partie la plus importante de la superficie de l'Algérie (80%), reste un énorme réservoir d'aérosols désertiques. Le Nord de l'Algérie est la région la plus touché par des panaches d'aérosols désertiques lors d'un vent venant du sud

vers le nord. Il est aussi une région méditerranéenne. La présence de poussières minérale ne peut pas être négligée. Cette mixture, peut influencer d'une manière très significative le bilan radiatif. Malheureusement, la densité de station de mesures radiométriques au niveau du sol est très faible. Le moyen d'observation qui permet de délivrer des informations sur l'extinction du rayonnement par les aérosols atmosphériques dans cette région, est les données satellitaires. Mais ces observations sont insuffisantes pour évaluer les variations énergétiques et la qualité de l'air à petite échelle. Suite à la conscience des dégâts de la pollution sur la santé humaine et sur l'environnement, des sites de prélèvement des particules ont été mis en opération dans les grandes villes Algérienne, pour évoluer le taux de pollution et le types de particules présentes dans les grands sites urbains, mais la densité des stations reste encore très faible.

### **1.3.1. Site urbain (Alger)**

Des études ont montré que la principale source d'émission des polluants atmosphériques dans la grande ville d'Alger est le trafic routier (Kerbachi et al., 2009). Pour la ville d'Alger, plus de 1.400.000 véhicules ont été mis en circulation avant janvier 2015, selon le rapport de l'office national des statistiques (ONS). D'autres études ont montré que cette ville est confrontée à une intense pollution atmosphérique comme toutes les grandes agglomérations urbaines (Boughedaoui et al., 2004, Kerbachi et al., 2006). Afin d'avoir des données précises sur les niveaux et le type de pollution dans la ville d'Alger, un réseau d'instruments de mesures de concentration (PM<sub>10</sub>, PM<sub>2.5</sub> et PM<sub>1</sub> ayant des filtres de 10µm, 2.5µm et 1µm, respectivement) a été installé dans différents sites sur Alger (Kerbachi et al., 2009). Des prélèvements journaliers ont été effectués sur deux sites urbains à savoir, la cité universitaire de Bab Ezzouar située à 15 Km au sud-est d'Alger et le centre hospitalier universitaire CHU Mustapha Bacha situé au centre d'Alger. D'autres prélèvements ont été réalisés sur des sites péri-urbains, comme ceux effectués à l'institut des sciences de la mer et de l'aménagement du littoral (ISMAL) à Dely Brahim au sud d'Alger, et ceux réalisés au centre de développement des énergies renouvelables CDER situé à la limite de Bouzaréah. D'autres prélèvements sur un site de proximité de type station trafic implanté à l'école nationale polytechnique ENP dans la banlieue sud-est du centre d'Alger ont été effectués. Les résultats obtenus sur l'ensemble de ces sites ont montré que la pollution de l'air par les particules inhalables (PM-10), respirables (PM<sub>2.5</sub>) et les particules très fines (PM-1) est très élevée. Ces résultats ont montré aussi (figure 1.5) que les teneurs moyennes annuelles en PM-

10 et PM-2.5 dépassent largement les normes fixés par l'organisation mondiale de la santé OMS sur tous ces sites.

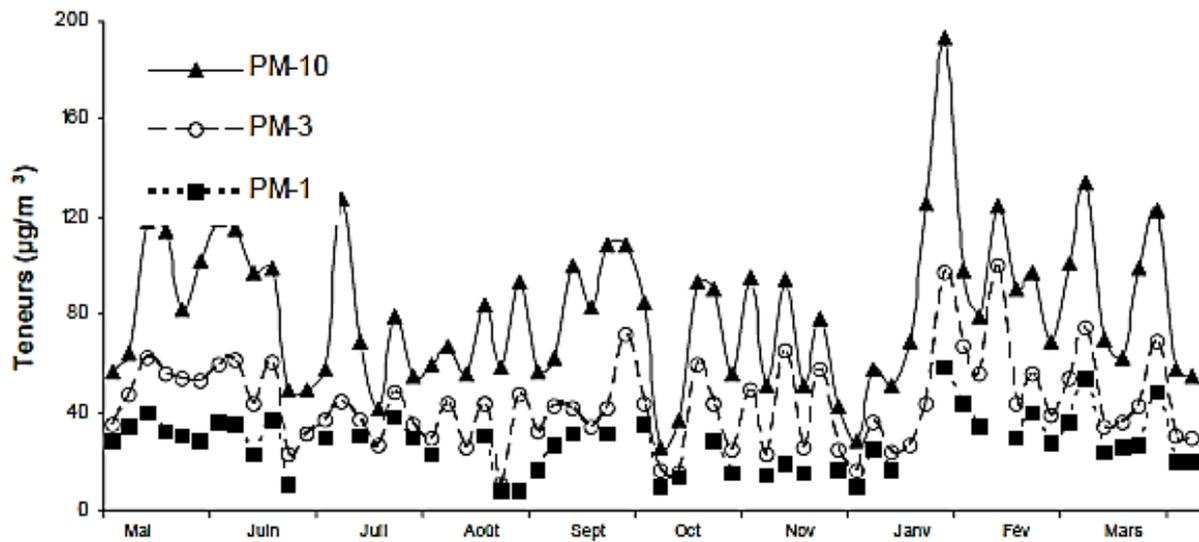


Figure 1.4 : Evolution des teneurs en PM-10, PM-3 et PM-1 à Alger (Kerbachi et al., 2009)

### 1.3.2. Site désertique (Tamanrasset)

Des mesures optiques des aérosols ont été réalisées dans la région de Tamanrasset, par un photomètre solaire installé suite à une collaboration entre le Centre espagnol de Recherche Atmosphériques d'Izāna et l'office national de la météorologie d'Algérie. Plus à ces mesures, une station de mesure mobile TReSS (Transportable Remote Sensing Station) a été implémentée durant la Campagne AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine) en 2006, par un groupe de chercheurs internationaux soutenus par le Centre d'Etude National Spatiales (CNES), l'AMMA-API (Action programmatique Inter-organismes de AMMA), l'Office National de la Météorologie d'Algérie et l'Institut Simon Pierre Laplace (ISPL/France). Ces mesures ont permis d'effectuer des études sur les aérosols dans le sud de l'Algérie pour caractériser les aérosols désertiques près de la source d'émission (Cuesta et al., 2008, 2010).

## Discussion

Dans ce premier chapitre, nous avons défini ce qui est l'aérosol atmosphérique, sa composition chimique, ses multiples caractéristiques et propriétés. Nous avons constaté qu'il existe plusieurs types d'aérosols de tailles différentes et de composition complexe, et varie selon la source d'émission et/ou le mécanisme de formation.

Pour pouvoir étudier les aérosols ainsi que leur impact, des moyens et des méthodes de mesure s'avèrent nécessaires.

Dans le prochain chapitre, nous présenterons les moyens et les méthodes utilisés pour mesurer les aérosols atmosphériques.

Nous avons ensuite cités les différents effets des aérosols atmosphériques sur la santé, l'environnement et le climat. Nous avons à la fin cité quelques travaux effectués en Algérie dans le domaine de la pollution atmosphérique. Ces travaux restent très insuffisants au fait qu'ils sont effectués que dans les grandes agglomérations.

## **CHAPITRE 2**

# **INSTRUMENTS ET METHODES DE MESURE ET DE DETECTION DES AEROSOLS**

### **Préambule**

Le besoin d'étudier les aérosols atmosphériques et leurs impacts sur la santé et sur l'environnement a poussé les chercheurs à développer des méthodes pour les caractériser. Dans ce chapitre, nous citerons, dans une première partie, les différentes méthodes de mesures des paramètres qui permettent de caractériser les aérosols (masse, concentration, composition chimique, distribution en taille, signature spectrale). Nous exposerons dans la seconde partie de ce chapitre, les différents moyens utilisés pour la télédétection des aérosols.

### **2.1. Techniques de mesure in situ des aérosols**

Dans cette première section nous donnons un aperçu sur les techniques, les plus utilisées pour la mesure des aérosols par échantillonnage in situ. Parmi ces méthodes on distingue des mesures en masse, des mesures électriques et des mesures optiques.

#### **2.1.1 Mesures d'aérosols en masse**

La mesure en masse des particules en suspension comporte toujours une phase de prélèvement suivie d'une phase de mesure ou d'analyse. Ces particules peuvent être prélevées

soit par aspiration d'un volume d'air au moyen d'une pompe, soit par dépôt passif sur un support de collecte (dépôt sec par gravité ou dépôt humide par les précipitations).

### 2.1.1.1 Collection sur filtre

Dans le but de mesurer la concentration massique, le nombre de particules et la composition chimique des aérosols, la méthode de collection sur filtre a été développée. Cette méthode repose sur la capture, par aspiration, d'un ensemble représentatif d'aérosols atmosphériques dans un média filtrant. Le collecteur de particules est composé généralement d'une tête de prélèvement, d'un porte-filtre, d'un système de mesure de débit et d'une pompe (figure 2.1).

La tête de prélèvement, dite aussi d'échantillonnage, est conçue pour éliminer les objets de diamètre supérieur au diamètre du coupeur du dispositif, tel que les gouttes de pluie ou les insectes. Un système de filtres dimensionné peut être inséré pour assurer une classification en taille des particules. Notons qu'il y a plusieurs types de filtre pour la mesure des aérosols. Les paramètres à prendre en compte lors de l'échantillonnage, dépendent principalement de la méthode d'analyse appliquée a posteriori sur l'échantillon prélevé. C'est ainsi que les analyses gravimétriques sont utilisées pour la détermination de la masse collectée par pesée, l'observation par microscopie optique ou électrique des échantillons prélevés détermine la taille et la morphologie des particules. La composition chimique des particules collectées peut aussi être connue par la spectroscopie, tel que la spectroscopie de fluorescence X ou la spectrométrie de masse.

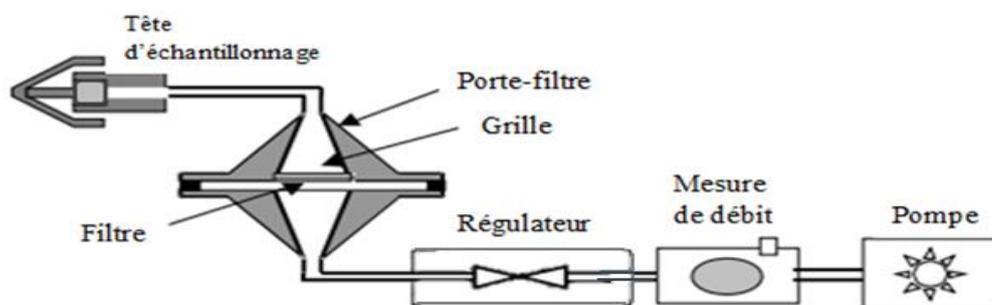


Figure 2.1 : Représentation schématique des différents éléments d'un dispositif de collecte par filtration (Blanchard et al., 2004).

L'inconvénient principal de cette méthode reste la difficulté de sa mise en œuvre. En effet, elle est difficilement applicable en routine ou en réseaux. L'autre inconvénient majeur

de l'utilisation des filtres, est la présence des espèces de particules volatilisées ou des espèces gazeuses lors de l'échantillonnage. Tel que, les pertes de nitrates d'ammonium et de chlorures dans des filtres en quartz stockés une semaine avant leurs analyses (Witz, 1990), ou les pertes des nitrates d'ammonium (peuvent atteindre 100% de pertes) à la surface d'un filtre en Téflon ou en quartz (Chow, 1993), Des solutions ont été proposées mais des recherches sont encore nécessaires dans ce domaine (Blanchard et al., 2004).

### 2.1.1.2 Echantillonneurs gravimétriques en mode automatique

Dans le cas d'échantillonneur Gravimétriques en lecture continue, l'échantillonnage et l'analyse sont effectués et donnés directement par l'instrument. La mesure de la concentration massique est obtenue pratiquement en temps réel. Deux méthodes sont largement utilisées dans les réseaux de surveillance de la qualité de l'air, la méthode par absorption du rayon Beta dite "jauge  $\beta$ " et la microbalance oscillante "analyseur TEOM"

La méthode jauge  $\beta$  repose sur la mesure de la concentration des particules dans l'air ambiant par absorption des rayons Beta de faible énergie par la matière (Willeke and Baron, 1993). La masse de la matière traversée est déterminée en mesurant l'atténuation du rayon  $\beta$  causé par l'absorption de ce dernier. Le taux d'absorption est quasiment proportionnel à la masse de la matière traversée. Les mesures sont effectuées automatiquement avant et après le dépôt des particules prélevées dans l'air ambiant. La masse de poussières déposées est donnée suivant l'équation (2.1) suivante :

$$M = \sigma_{abs} \ln \left( \frac{R_1}{R_2} \right) \quad (2.1)$$

Où  $R_1$  et  $R_2$  sont respectivement les mesures du rayonnement avant et après le dépôt des particules prélevées dans l'air ambiant et  $\sigma_{abs}$  est le coefficient d'absorption massique pour le rayonnement  $\beta$ . La valeur de  $\sigma_{abs}$  est déterminée lors de l'échantillonnage.

L'inconvénient de la méthode de jauge  $\beta$  est la perte de composés volatiles lors du transport des particules vers le filtre, ce qui peut conduire à une sous-estimation des résultats.

La méthode Microbalance oscillante appelée souvent TEOM (Tapered Element Oscillating Microbalance), repose sur la mesure en continu de la fréquence de vibration naturelle d'un élément oscillant sur lequel les particules se déposent. Le TEOM est composé principalement d'une tête de prélèvement, d'un séparateur de flux, de la porte-filtre en ligne, d'une unité de contrôle et d'une pompe (Figure 2.2). Lorsque les particules aspirées sont

déposées sur le filtre, elles augmentent la masse du système, et produisent ainsi une décroissance de la fréquence naturelle de vibration (Patashnick and Rupprecht., 1991). Cette variation de fréquence est enregistrée en continu, et convertie en variation de masse par le microprocesseur. La variation de la masse correspondante au changement de la fréquence de vibration peut s'exprimer par la relation (3.1) suivante :

$$\Delta m = k \left( \frac{1}{f^2} - \frac{1}{f_0^2} \right) \quad (2.2)$$

Où  $\Delta m$  est la masse collectée,  $f_0$  et  $f$  sont les fréquences d'oscillation avant et après collection respectivement.

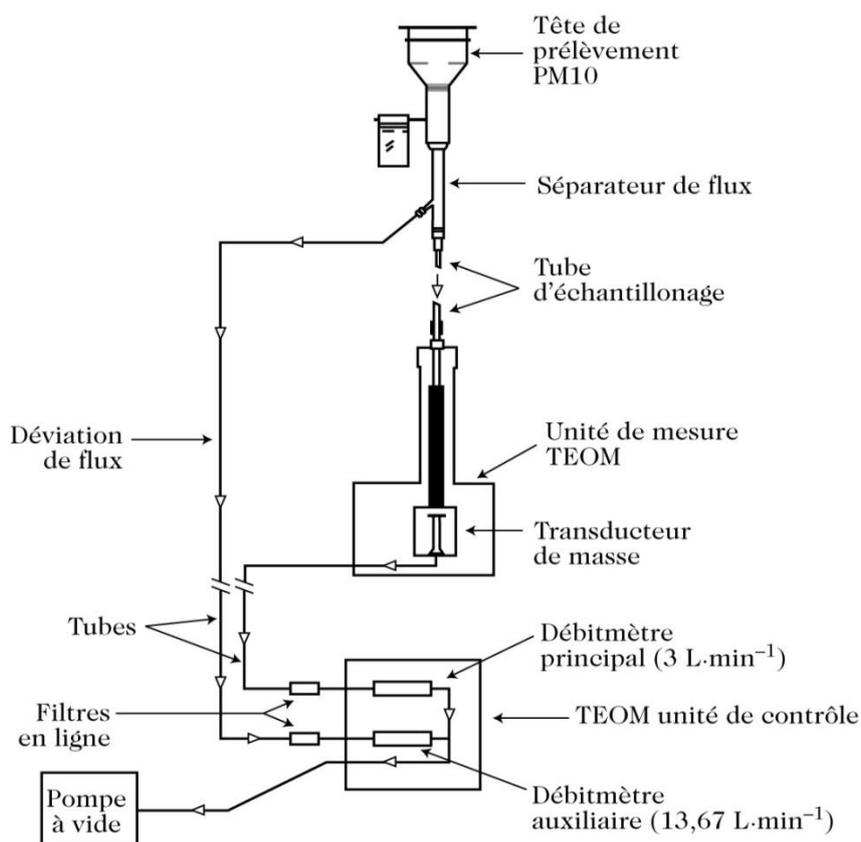


Figure 2.2 : Schéma de principe d'une micro-balance oscillante TEOM (Dalmas et al., 2005).

Cette méthode automatique peut aussi causer une incertitude significative dans les mesures causés principalement par la volatilisation importante d'espèces semi-volatiles dans le TEOM (Green et al., 2001 ; Muir, 2000 ; Hodzic et al., 2005). Dans sa configuration standard, le TEOM collecte les aérosols sur un filtre chauffé à 50°C, ce qui peut engendrer une perte par évaporation des composés les plus volatils comme le nitrate d'ammonium ou certains composés organiques. Des études ont montré que les concentrations en PM10

Mesurés par l'instrument TEOM sous-estiment le contenu réel en aérosols de 20 à 50 % selon la station et la saison de mesure (Charron et al. 2004 ; Hodzic et al., 2005).

### 2.1.1.3 Méthodes aérodynamiques

L'aérodynamique est la science qui étudie les phénomènes accompagnant tout mouvement relatif entre un corps et l'air qui l'entoure. Les méthodes de mesure d'aérosols basées sur les propriétés aérodynamiques des particules sont utilisées généralement pour faire une classification en dimension. Les impacteurs sont les dispositifs fondés sur les propriétés d'inertie des aérosols. Ils sont fondés sur le principe que les particules ayant une certaine valeur d'inertie supérieure au seuil établi, ne parcourent pas la trajectoire des lignes de courant de l'impacteur.

Chaque dispositif d'impaction est caractérisé par sa courbe d'efficacité. Elle représente l'efficacité à répondre à un nombre de paramètres d'impaction donné. Ces derniers sont directement proportionnels au diamètre aérodynamique des particules. Un ajustage dirigeant un jet d'air à haute vitesse contre une surface solide est positionné sur chaque étage d'impaction. Chaque étage comportera une buse d'entrée et une surface d'impact (figure 2.4). Les aérosols sont aspirés au travers de la buse. Les particules ayant une taille supérieure au diamètre de coupure et une vitesse plus faible vont entrer en collision avec la plaque, le reste vont continuer leur trajectoire jusqu'aux étages suivants de l'impacteur en cascade (figure 2.4). Les impacteurs permettent un échantillonnage plus spécifique que celui effectué par les autres systèmes en raison de leurs diamètres de coupure plus précis.

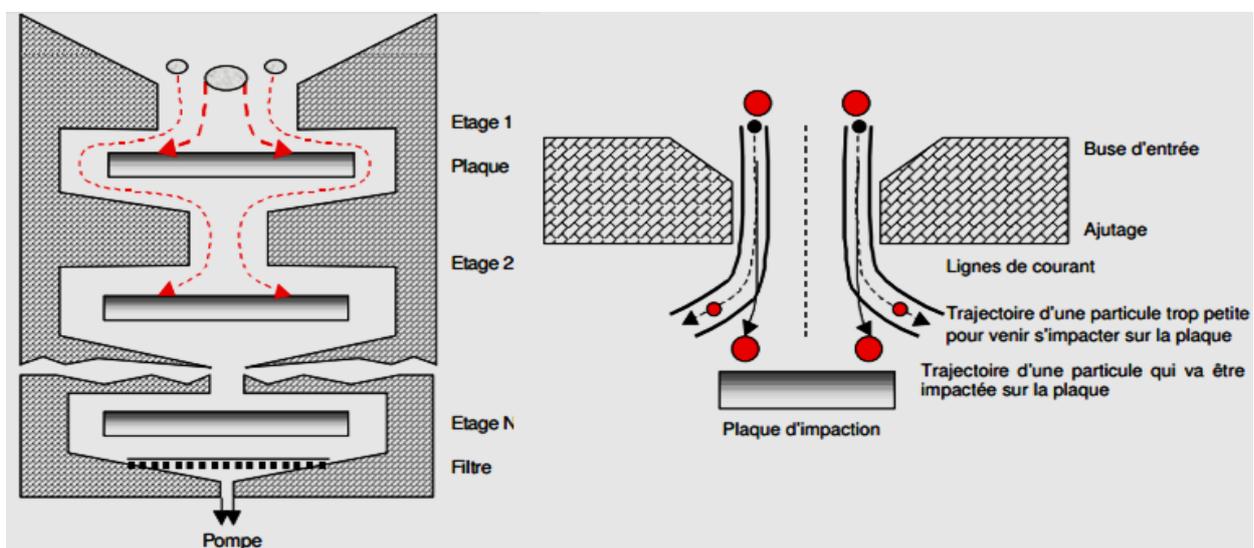


Figure 2.3. Schéma de principe d'un étage d'impacteur à droite et d'impacteur en cascade à gauche.

L'inconvénient de la méthode aérodynamique réside dans le problème de la volatilisation des particules les plus volatiles, cela peut être causé par la pression réduite dans les étages des importateurs collectant les plus petites particules.

### **2.1.2 Mesures d'aérosols par méthodes électriques**

Ces méthodes sont basées sur la connaissance de la charge électrostatique des particules. Cette dernière est une propriété importante des aérosols. La majorité des particules portent des charges électriques de manière naturelle ou artificielle. Les méthodes basées sur les propriétés électriques suivent généralement des étapes successives à savoir, le marquage des particules, la séparation et la sélection des particules et l'inversion des données. Le marquage des particules peut être réalisé grâce à une source radioactive. Il consiste à fixer sur les aérosols une ou plusieurs charges électriques, ce qui leur donnera une mobilité électrique, qui deviendra ensuite le paramètre à déterminer. Selon ce paramètre les particules peuvent être séparées et sélectionnées. La dernière étape est l'inversion des données, qui donnera la répartition granulométrique des particules.

#### **2.1.2.1. Echantillonneur ELPI**

L'échantillonneur ELPI (Electrical Low Pressure Impactor) est un système de mesure de la distribution en taille des particules et de leur concentration en temps réel. Il est basé sur des impacteurs placés en cascade. Grâce au temps de réponse rapide de l'ELPI, il peut être considéré comme l'instrument de mesure idéal pour l'analyse des concentrations instables. Grâce au programme d'acquisition, les distributions en nombre, en volume et en masse peuvent être visualisées en temps réel.

#### **2.1.2.2. Analyseurs différentiels de mobilité électrique (ADME)**

Cette méthode est basée sur la séparation des particules en fonction de leur mobilité dans un champ électrique. En appliquant une charge électrique, les particules se déplacent en fonction de leur masse, seules les particules ayant une taille correspondante se dirigent vers la sortie de l'analyseur. Ces dernières rentrent dans un compteur de particules. En faisant varier le champ électrique, les particules se séparent en plusieurs classes de taille. Certaines particules sont très grosses et peuvent alors conserver plusieurs charges, il est donc préférable de les supprimer du flux d'air en utilisant un impacteur. L'hygroscopicité des particules peut être mesurée en utilisant deux analyseurs de mobilité différentielle et un appareil de contrôle

de l'humidité. Ce dernier se place avant chaque analyseur pour mesurer la taille de l'aérosol sec et celle de l'aérosol hydraté. Le facteur d'hygroscopicité est donné par le rapport entre les deux tailles.

### 2.1.2.3. Compteurs de noyaux de condensation

Les compteurs de noyaux de condensation permettent de mesurer le nombre de particules en ligne dans un flux d'air. Il humidifie les aérosols pour les faire grossir jusqu'à la saturation pour pouvoir les détecter facilement. Les compteurs de particules permettent de détecter les particules avec une efficacité supérieure à 90% pour celles qui ont un diamètre supérieur à 5 nm et avec une efficacité supérieure à 50% pour celles de 3 nm (Blanchard et al., 2004).

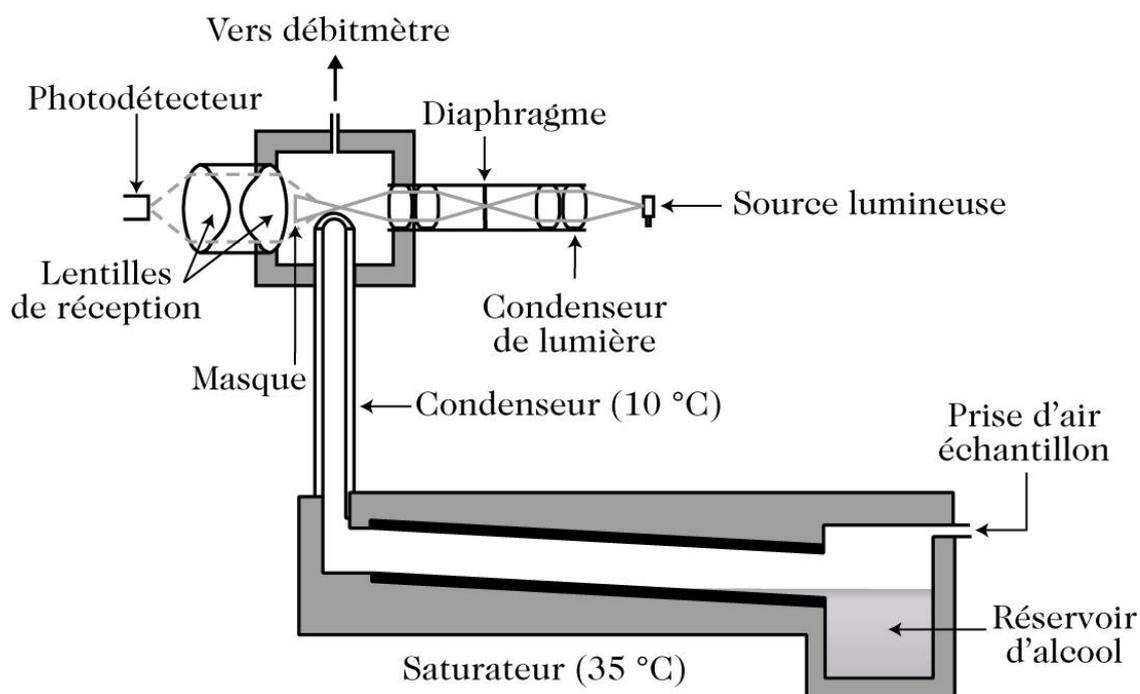


Figure 2.4 : Schéma d'un capteur de noyaux de condensation, TSI 3020 (Delmas et al., 2005)

### 2.1.3 Mesure d'aérosols par méthode optique

La mesure des aérosols par méthode optique est basée sur un ensemble de lois de diffusion et d'absorption de la lumière par l'ensemble des particules en suspension dans un volume d'air. L'intensité d'absorption ou de diffusion de la lumière est en fonction de la concentration des particules, mais il est difficile de quantifier de manière précise cette concentration, du fait que l'interaction de la lumière avec ses particules dépend de beaucoup de paramètres.

Les capteurs optiques sont les instruments optiques les plus utilisés, ils sont composés d'une source de lumière (laser), d'une optique collectrice et d'un détecteur (figure 2.5). Ils sont basés sur la mesure de l'intensité de diffusion de la lumière par les particules. Ces dernières traversent une par une un volume de mesure, sur lequel un faisceau laser est focalisé. L'intensité de la lumière diffusée est mesurée par un détecteur. En utilisant des algorithmes d'inversion, la distribution en taille peut être obtenue grâce à la diffusion angulaire (En variant l'angle de diffusion).

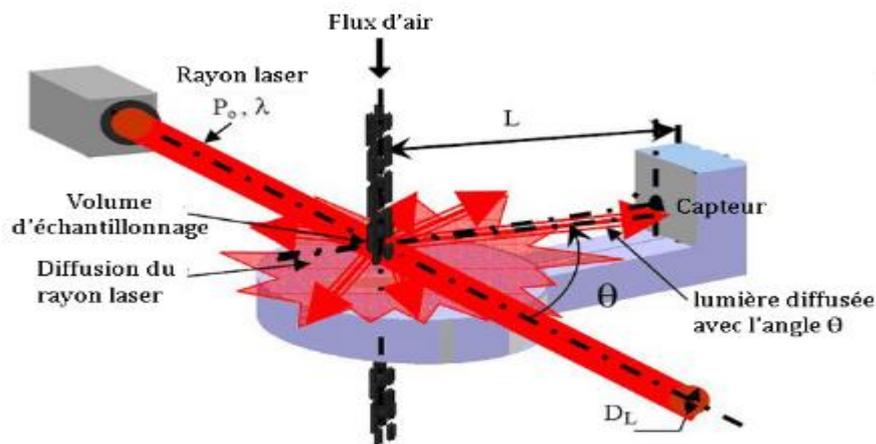


Figure 2.5 : schéma du principe de fonctionnement d'un capteur optique (sonde de particule P4000)

De nombreux réseaux de mesures in situ ont été mis en place pour estimer la concentration des polluants atmosphériques à la surface de la terre, suite à la prise de conscience de l'homme des impacts néfastes des polluants atmosphériques sur la santé et l'environnement, au début des années quatre-vingts. Les premiers réseaux de surveillance de l'atmosphère ont été créés en Europe et en Amérique du Nord, le réseau EMEP (European Monitoring and Evaluation Program) en Europe depuis 1979 et le réseau IMPROVE (Interagency Monitoring of Protected Visual Environment) en Amérique du Nord depuis 1985. En Algérie, le premier réseau de mesures in situ de la qualité de l'air « SAMASAFIA » est mis en opération à Alger et à Annaba depuis 2002. Il fait partie de l'observation nationale de l'environnement et du développement durable. Ces réseaux de mesures in situ ont pour objectif de surveiller en continu l'état de la pollution atmosphérique dans les grandes villes et établir ensuite des prévisions de la qualité de l'air par des modèles de simulation et valider les modèles globaux à la surface. Mais ces mesures ne sont pas suffisantes pour bien estimer les propriétés des aérosols ainsi que leur forçage radiatif.

## 2.2 Mesures d'aérosols par télédétection

La télédétection, par définition, est une discipline scientifique qui comprend l'ensemble des procédés et techniques, qui permettent d'acquérir des informations à distance sur les objets à observer. Cette mesure est possible grâce aux ondes électromagnétiques, qui véhiculent l'information entre l'objet et le moyen d'observation. La télédétection peut être active ou passive. La télédétection est dite active, lorsque l'onde est initialement émise par l'observateur et passive, lorsque l'onde est émise par une autre source. La télédétection des aérosols, est la science qui étudie les aérosols atmosphériques présents dans l'atmosphère sans le prélèvement de ces derniers. Les aérosols peuvent être détectés par des moyens, passifs ou actifs, spatiaux ou terrestres. Dans cette seconde section, nous présentons les différentes méthodes de mesure des aérosols par télédétection active et passive.

### 2.2.1 Télédétection passive des aérosols

La télédétection passive est basée sur l'absorption ou la diffusion d'un rayonnement d'une source naturelle ponctuelle telle que le soleil, la lune et les étoiles ou d'une source étendue comme les rayonnements infra-rouge terrestres. Les modifications que subit le rayonnement lorsqu'il traverse les différentes couches atmosphériques, donnent des informations sur les constituants des couches traversées. La télédétection passive peut être réalisée par des moyens d'observation terrestres ou spatiaux.

#### 2.2.1.1. Observations spatiales

Dans cette section, on présente brièvement les moyens d'observation spatiaux des aérosols.

Les mesures spatiales des aérosols sont possibles dans les deux fenêtres optiques, le visible et l'infrarouge. Dans le visible, elles sont basées sur l'extinction du rayonnement solaire par occultation ou diffusion de celui-ci par l'atmosphère et par le système terre/atmosphère (figure 2.6). Les mesures dans l'infrarouge, sont basées sur le fait que l'atmosphère absorbe et émet des rayonnements dans les longues ondes. Les mesures spatiales infrarouges peuvent être effectuées au limbe ou au nadir (figure 2.7).

Les mesures spéciales par occultation peuvent être réalisées grâce à des instruments spatiaux mesurant l'épaisseur optique des aérosols à partir d'une source de rayonnement

naturelle (le soleil ou les étoiles). Cette technique est utilisée par plusieurs satellites tels que, OSIRIS, GOMOS, MAESTRO et SAGE.

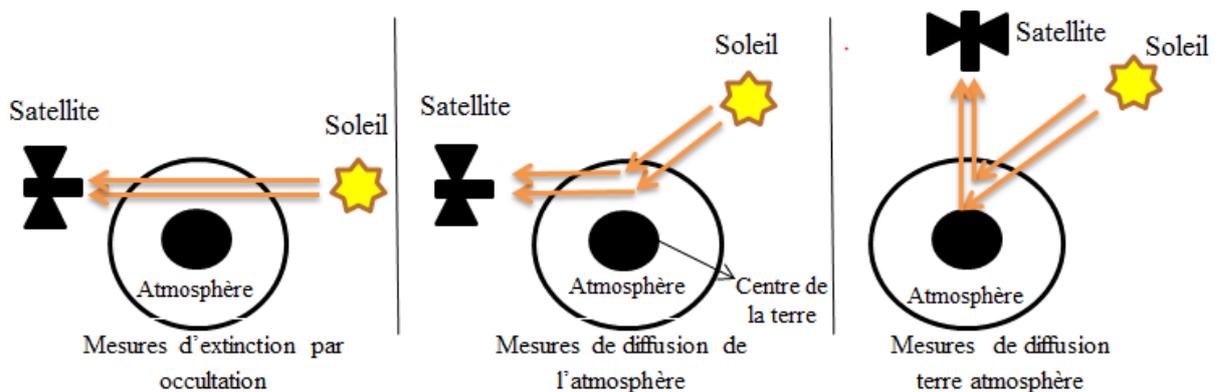


Figure 2.6 : Mesures spatiales des aérosols par extinction et diffusion du rayonnement solaire.

Des mesures de diffusion peuvent aussi être faites à partir de l'espace (figure 2.6), par des instruments qui pointent vers le bas tel que par MODIS, POLDER et SEVIRI, ou tangents à la haute atmosphère tel que METEOSAT, AIRS et IASI. Les petites particules sont très sensibles dans la fenêtre du visible, et la polarisation du rayonnement diffusé donne une bonne caractérisation des aérosols. L'inconvénient des mesures de diffusion des aérosols depuis l'espace, est la contribution de la surface terrestre dans les mesures, ce qui contamine l'information atmosphérique.

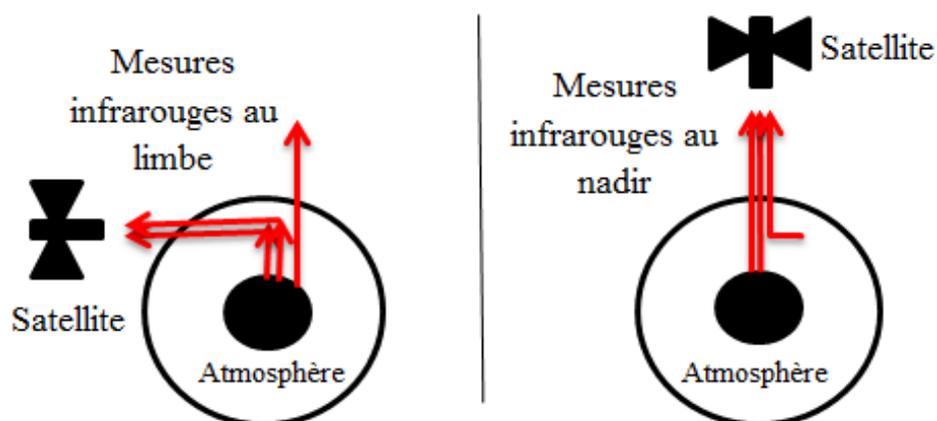


Figure 2.7 : Mesures spatiales d'aérosols dans l'infrarouge

Le rayonnement infrarouge émis par la surface terrestre, traverse l'atmosphère et interagit avec les nuages et les aérosols, qui absorbent et réémettent ce rayonnement. Le rayonnement dans l'infrarouge mesuré par les satellites permet d'accéder à certaines de leurs propriétés. Les mesures au nadir permettent de mesurer la température de brillance au sommet de l'atmosphère. Cette dernière est plus petite lorsque l'atmosphère est chargée de

poissière. Les mesures au limbe permettent de compléter les mesures d'occultation lors de grandes concentrations d'aérosols (Thomas et al., 1983).

### 2.2.1.2. Photométrie depuis le sol

La photométrie est basée sur la mesure de l'extinction du rayonnement solaire durant la journée et lunaire durant la nuit. Les photomètres solaires sont les plus utilisés, ils mesurent le rayonnement solaire incident et l'extinction de celui-ci par la matière présente au niveau de l'atmosphère. Le rayonnement mesuré à la surface par les photomètres représente la signature de l'atmosphère, tandis que le signal reçu par un satellite, contient les contributions de la surface et de l'atmosphère.

Le photomètre fait deux types de mesures, les mesures directes et les mesures inversées.

#### – Mesures directes

Les photomètres mesurent en premier, l'atténuation du rayonnement solaire par l'atmosphère en visant directement le soleil. Les luminances ( $L$ ) mesurées aux longueurs d'onde ( $\lambda$ ) permettent de calculer l'épaisseur optique ( $\tau$ ) aux mêmes longueurs d'onde. La relation entre l'épaisseur optique et les luminances spectrale est donnée dans l'équation suivante :

$$L(\lambda) = L_0(\lambda) \exp\left(\frac{-\tau_{total}}{\mu_0}\right) \quad (2.3)$$

Où  $L_0(\lambda)$  est la luminance au sommet de l'atmosphère,  $\mu_0$  est le cosinus de l'angle solaire zénithal et  $\tau_{total}$  est l'épaisseur optique totale (molécules et particules) en situation de ciel clair (atmosphère sans nuages).

$$\tau_{total} = \tau_{aer} + \tau_{mol} \quad (2.4)$$

L'épaisseur optique des aérosols s'écrit alors comme suit :

$$\tau_{aer} = \mu_0 \ln\left(\frac{L_0(\lambda)}{L(\lambda)}\right) - \tau_{mol} \quad (2.5)$$

#### - Mesures inversées

Les mesures inversées sont possibles pour les photomètres dotés de robots, qui peuvent balayer dans l'axe zénithal et azimutal. Les différents comportements spectraux angulaires et polarisés donnent des caractéristiques optiques aux composants présents dans l'atmosphère. L'ensemble de mesures directes solaires et les mesures de luminances angulaires permet de restituer beaucoup de paramètres optiques, tels que, l'indice de réfraction, la fonction de phase, la distribution en taille et l'albédo de simple diffusion. Ceci

est possible grâce aux inversions suivant l'algorithme de Dubovic et King (2000). Ils calculent le meilleur ajustement entre la luminance simulée et mesurée en utilisant un code de transfert radiatif.

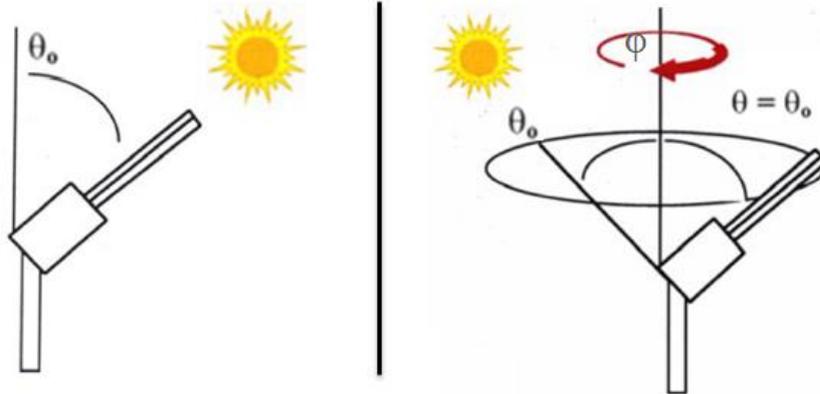


Figure 2.8 : Mesures direct solaire (à gauche) et almucantar (à droite) par le photomètre solaire.

Le réseau mondial AERONET (Aerosol Robotic Network, <https://aeronet.gsfc.nasa.gov>) rassemble différents sites photométriques dans le monde (figure 2.9). Plus de 450 photomètres sont installés en 2016.

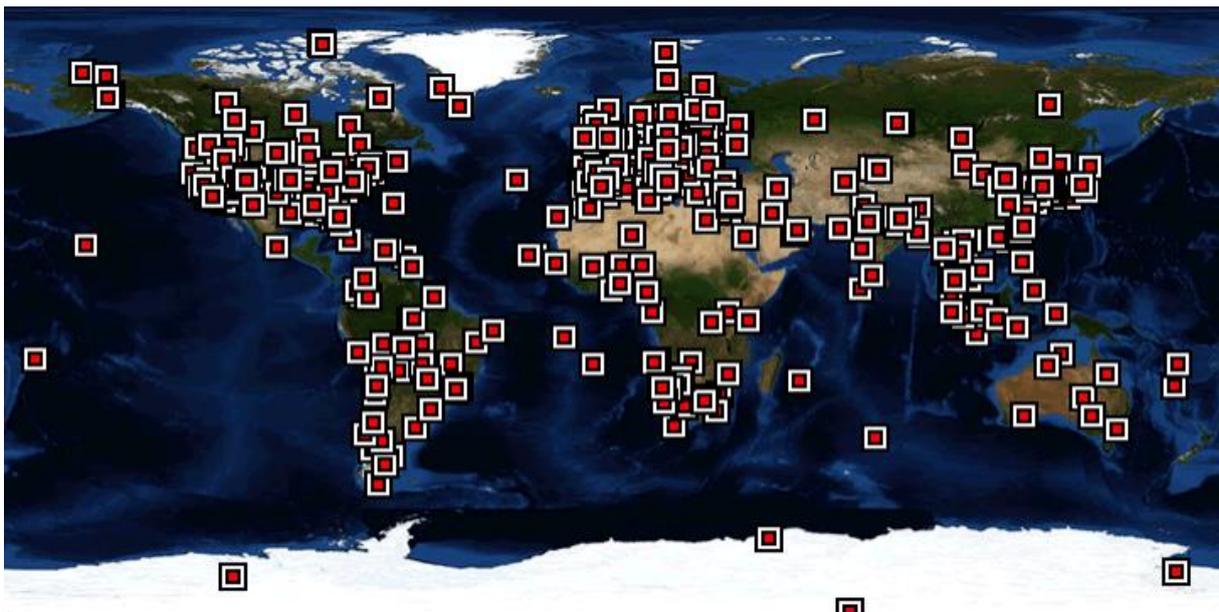


Figure 2.9 : Différents site photométriques dans le monde relié au réseau AERONET, sites en opération en 2016.

## 2.2.2 Télédétection active des aérosols (Mesures Lidar)

Contrairement à la télédétection passive, l'instrument de télédétection active ne reçoit pas un rayonnement d'une autre source, mais il envoie le rayonnement et reçoit la rétrodiffusion de celui-ci par les composants à détecter. La télédétection active est utilisée pour les études des distances (tracer la topographie de la terre à partir des avions), pour les mesures de la profondeur des océans et pour l'étude de la composition atmosphérique et des nuages. Les ondes envoyées par l'instrument peuvent être des ondes radio, sonores ou lumineuses, on parle donc, de RADAR (Radio Detection And Ranging), SODAR (Sound Detection And Ranging) ou LIDAR (Light Detection And Ranging).

### 2.2.2.1 Principe du Lidar

Comme toutes les techniques optiques de mesure des aérosols, la mesure LIDAR repose sur la connaissance précise de la signature optique des particules présentes dans l'atmosphère. Le Lidar sonde l'atmosphère à l'aide d'un faisceau laser constitué par des impulsions lumineuses, qui permettent de donner un profil vertical de la couche atmosphérique. Cet instrument est né dans les années 60, juste après la découverte de l'effet du laser.

Le Lidar émet le faisceau laser dans l'atmosphère, celui-ci interagit avec les aérosols et les molécules, par diffusion et absorption. Une fraction du rayonnement est rétrodiffusée vers le télescope (figure 2.10). Cette fraction constitue l'information que reçoit le photodétecteur (photomultiplicateur ou photodiode à avalanche), après filtrage dans un filtre interférentiel étroit, qui élimine le signal parasite dû au fond du ciel. Le signal est numérisé, analysé et enregistré par une chaîne électronique couplé à un système logique. Le temps séparant l'émission de l'onde et sa réception fournit la distance de la cible. L'amplitude du signal reçu, donne la puissance de rétrodiffusion par l'objet détecté.

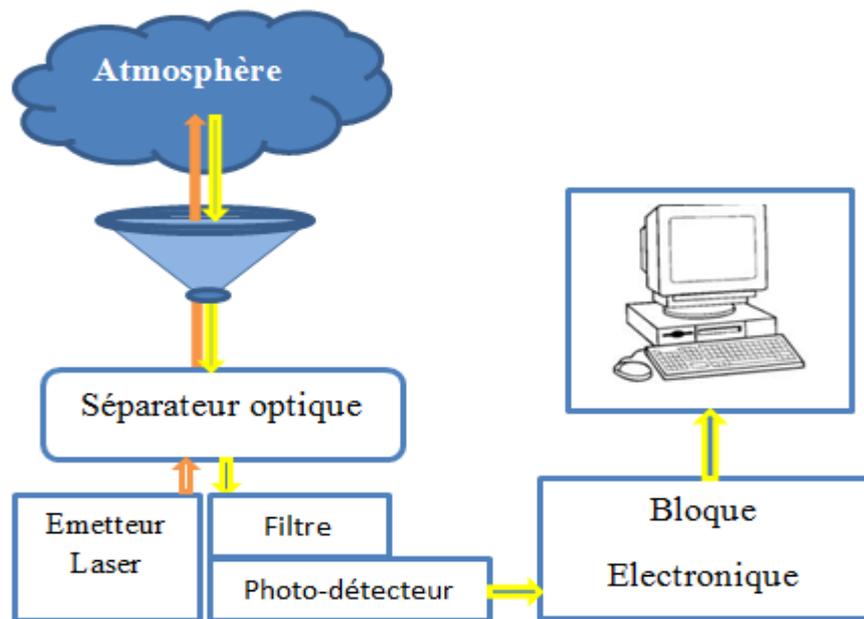


Figure 2.10 : Principe de fonctionnement du Lidar.

### 2.2.2.2 Différents mécanismes de diffusion du rayonnement laser

Il existe plusieurs familles de Lidar, qui sont caractérisés par le mode d'interaction avec les molécules et les particules de l'atmosphère. Dans le tableau (2.1), nous résumons les deux types de diffusion du rayonnement laser utilisé par les Lidar aérosols.

Diffusion élastique Lidar de rétrodiffusion	Diffusion inélastique Lidar Roman
Régime de Rayleigh  Régime de Mie 	Diffusion Raman
La diffusion élastique se produit sans échange d'énergie entre les photons incidents et la particule rencontrée. Le photon est alors diffusé sans changement de fréquence, au décalage dû à l'effet doppler.	La diffusion inélastique d'un photon par le milieu retire ou ajoute de l'énergie au photon et en modifie donc légèrement la fréquence. Cet échange provient de l'absorption ou de l'émission de quanta de la vibration et de la rotation de la molécule.

<p><b>Diffusion Rayleigh:</b> la taille <math>r</math> des diffuseurs est largement inférieure à la longueur d'onde <math>\lambda</math>. La section efficace de diffusion varie comme <math>(r/\lambda)^4</math></p> <p><b>Diffusion de Mie :</b> la taille <math>r \approx \lambda</math>. La section efficace varie en <math>(r/\lambda)</math></p>	<p>Le décalage en longueur d'onde ne dépend pas de la longueur d'onde d'excitation. La mesure consiste à sélectionner la lumière diffusée par un filtre interférentiel étroit (<math>\Delta\lambda \approx 1\text{nm}</math>) autour du décalage propre au gaz à analysé. Faible section efficace de diffusion, qui nécessite un laser puissant et une détection très performante.</p>

Tableau 2.1 : Mécanismes de diffusion du rayonnement laser des Lidar aérosols.

### 2.2.2.3 Equation du Lidar à rétrodiffusion

Le signal mesuré par le lidar peut s'écrire par l'équation (2.6) suivante

$$P_0(z, \lambda) = \frac{K}{z^2} * F(\lambda, z) * (\beta_{\text{mol}}^{(z)} + \beta_{\text{aer}}^{(z)}) \exp(-2 \int_{z_0}^z (\sigma_{\text{mol}}(z') + \sigma_{\text{aer}}(z')) dz') + S_{FC} \quad (2.6)$$

Où  $P_0$  est la puissance laser rétrodiffusée vers le collimateur et mesurée par le system lidar pour une altitude ( $z$ ),  $K$  est la constante Lidar ou constante de calibration, elle représente l'intensité lumineuse à la longueur d'onde du laser qui est indépendante de l'altitude ( $z$ ).  $F(\lambda, z)$  est le facteur géométrique de recouvrement. Ce dernier est égale à 1, lorsque le recouvrement entre l'émission et la réception sur la fibre optique est parfait (zone de recouvrement totale), il est égale à 0 en absence de recouvrement (zone aveugle). Le terme

$1/z^2$  est l'effet de l'angle solide du récepteur de signal.  $B_{\text{mol}}$  et  $\beta_{\text{aer}}$  sont respectivement, les coefficients de rétrodiffusion des molécules et des aérosols.  $\sigma_{\text{mol}}$  et  $\sigma_{\text{aer}}$  sont respectivement le coefficient d'extinction des molécules et des aérosols.  $S_{\text{FC}}$ , est le signal fond de ciel, qui dépend de l'ensoleillement et de l'heure de la journée.

## Discussions

La mesure des aérosols peut se faire par des méthodes in situ ou par télédétection. La méthode in situ (mesure par collection, méthode électrique et optique) a généralement comme inconvénient la volatilité des composants lors des mesures, ce qui sous-estime le contenu en aérosols. Les mesures par télédétection, présente l'avantage de garder la stabilité des composants d'une part, et permettent d'autre part de connaître les propriétés radiatives des particules, qui sont très utiles pour l'estimation de leur effet radiatif.

La télédétection spatiale couvre une grande surface terrestre, mais leurs mesures sont entachées de grandes incertitudes à l'échelle régionale.

Dans notre travail nous avons choisi la méthode de télédétection terrestre et nous avons combiné la télédétection active et passive en utilisant le Lidar et le photomètre solaire.

## **CHAPITRE 3**

# **DETECTION ET IDENTIFICATION DES AEROSOLS DANS LA REGION DE TIZI OUZOU**

### **Préambule**

Les caractéristiques des aérosols atmosphériques dans la région de Tizi Ouzou ne sont pas connues et n'ont fait l'objet d'aucune étude à ce jour.

Dans ce chapitre, nous présenterons dans un premier temps le site d'observation et sa climatologie qui est nécessaire pour l'interprétation des résultats. Nous présenterons ensuite la station de mesure RESA LAMPA qui nous fournit des données nécessaires pour notre application. Nous donnerons dans un deuxième temps, les propriétés des aérosols existant dans la région de Tizi Ouzou lieu, nous établirons un seuil d'identification des particules désertiques et anthropogéniques, à partir de leurs propriétés optiques et des masses d'air probables arrivant sur la région.

### **3.1. Site d'observation et son climat**

Le site d'observation est situé dans la région de Tizi Ouzou, qui est distante de 100 km de la capitale Alger et de 30 kms des côtes méditerranéennes. La région de Tizi Ouzou bénéficie d'un climat méditerranéen caractérisé par le rythme saisonnier suivant :

### Chapitre 3 Détection et identification des aérosols dans la région de Tizi Ouzou

- En été, la région est soumise à l'influence des hautes pressions subtropicales, ces dernières donnent des temps très chauds, très secs et tempérés uniquement aux bords de la mer.

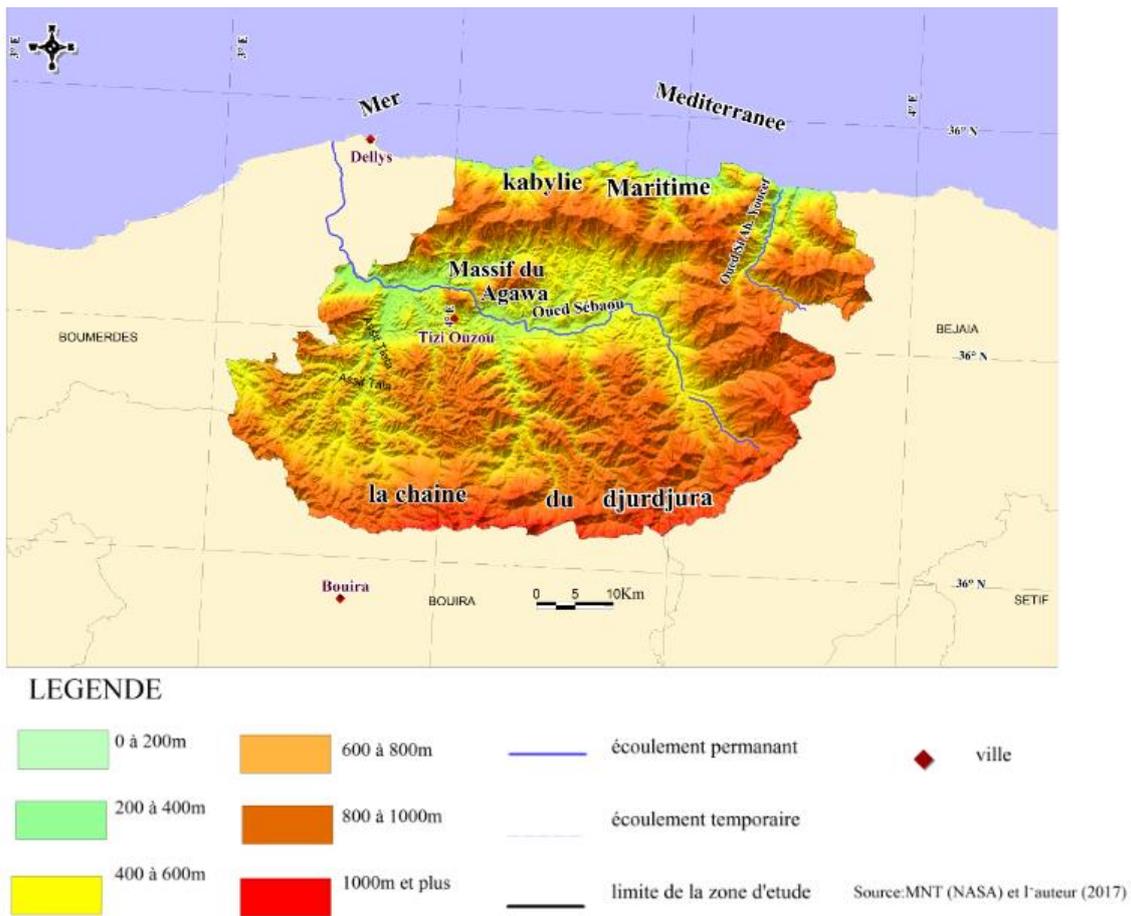


Figure 3.1 : Carte topographique de la région de Tizi Ouzou.

- En hiver, le retrait des hautes pressions vers des latitudes plus basses livre la région à la circulation zonale d'Ouest : le temps est plus frais et plus humide.

Si tout le nord de l'Algérie est régi par ce rythme saisonnier, la présence du massif montagneux qui entoure la ville de Tizi Ouzou (figure 3.1) augmente ce contraste thermique entre l'hiver et l'été. Chaque année, en période d'hiver, on observe abondamment de la neige sur ces montagnes, ce qui contribue à diminuer davantage les températures en ville. Par contre, en été, les montagnes bloquent l'air marin en provenance de la méditerranée et l'empêche d'atteindre la ville, ce qui participe nettement à l'augmentation des températures en ville.

### 3.1.1. Variations mensuelles des températures et de la pluviométrie dans la région de Tizi Ouzou

Pour évaluer les variations mensuelles des températures et de la pluviométrie dans la région de Tizi Ouzou, nous avons utilisé des données qui nous ont été fournies par le centre national climatique de l'office national de la météorologie (CCN/ONM). Ces données ont été enregistrées par la station de Boukhalfa à Tizi Ouzou (latitude=36°42N, longitude=4°03E, altitude=188m) durant la période [2000-2011].

#### 3.1.1.1. Variations mensuelles des températures

Les températures mensuelles moyennes de la région de Tizi Ouzou (tableau 3.1) montrent clairement le contraste thermique entre les températures hivernales et estivales, avec un écart de plus de 20°C en moyenne entre le mois le plus froid (Janvier) et le mois le plus chaud (Juillet) (figure 3.2). La température annuelle moyenne calculée sur la période d'étude est de 19,3°C, tandis que la température minimale annuelle moyenne est de 13,6°C et la température maximale annuelle moyenne est de 25°C.

En termes d'extrêmes, des statistiques issues de la base de données de l'ONM montrent que la région a déjà enregistré des températures maximales suffocantes (45,7°C le 22 juillet 2009), et des températures minimales glaciales (-3°C le 27 janvier 2005).

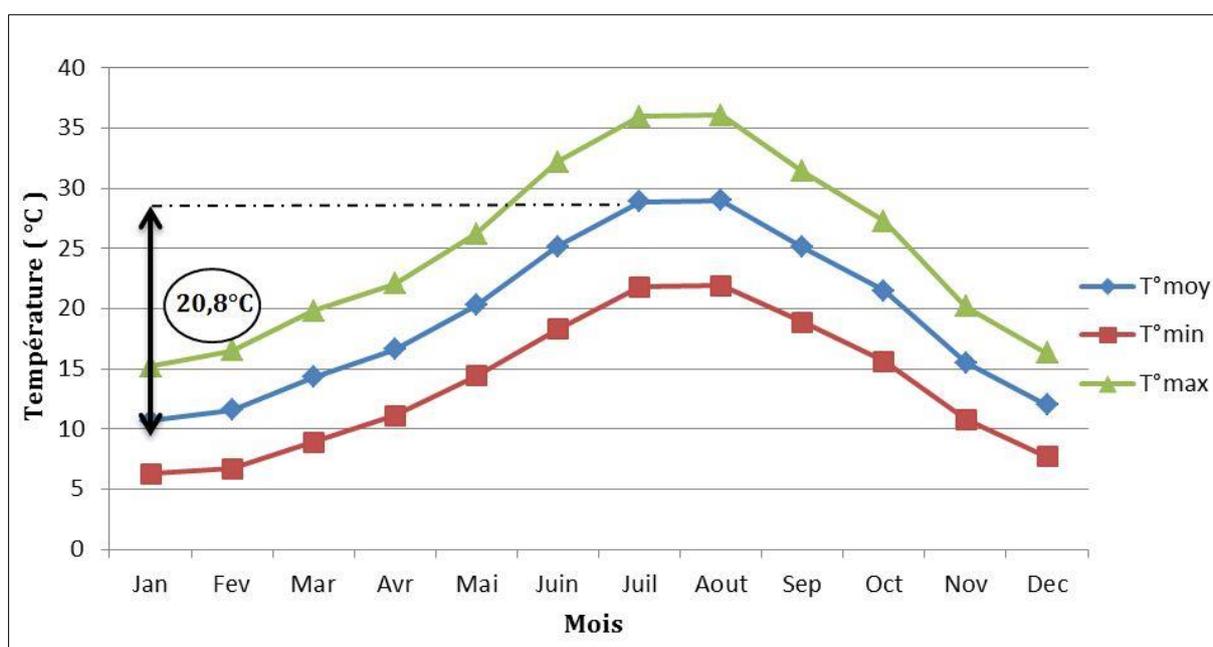


Figure 3.2 : Températures moyennes mensuelles, températures minimales moyennes mensuelles et températures maximales moyennes mensuelles sur la station de Boukhalfa (Tizi Ouzou) entre 2000-2011.

	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout	Sep	Oct	Nov	Dec
<b>Moy</b>	15,2	16,5	19,8	22,1	26,2	32,2	36	36,1	31,4	27,3	20,2	16,3
<b>Min</b>	6,3	6,7	8,9	11,1	14,4	18,3	21,8	21,9	18,9	15,6	10,8	7,7
<b>Max</b>	10,7	11,6	14,3	16,6	20,3	25,2	28,9	29	25,1	21,5	15,5	12

Tableau 3.1 : Températures moyennes mensuelles, températures minimales moyennes mensuelles et températures maximales moyennes mensuelles sur la station de Boukhalfa (Tizi Ouzou) entre 2000-2011.

### 3.1.1.2. Variations mensuelles de la pluviométrie

Le cumul annuel moyen observé sur Tizi Ouzou est de 784,8 mm. Le régime pluviométrique mensuel de la région est extrêmement faible durant les mois d'été, avec des cumuls mensuels qui ne dépassent pas les 3 mm au mois de juillet (tableau 3.2). D'autre part, on remarque que les mois de novembre, décembre et janvier sont les mois les plus pluvieux (figure 3.3), avec notamment des moyennes entre 120 et 131mm.

Notons que la région de Tizi Ouzou n'a pas échappé à des évènements de pluies intenses, comme l'épisode du 7 novembre 2002 et du 10 mars 2007, où le pluviomètre de la station a enregistré en 24 heures, 90 mm et 89 mm, respectivement.

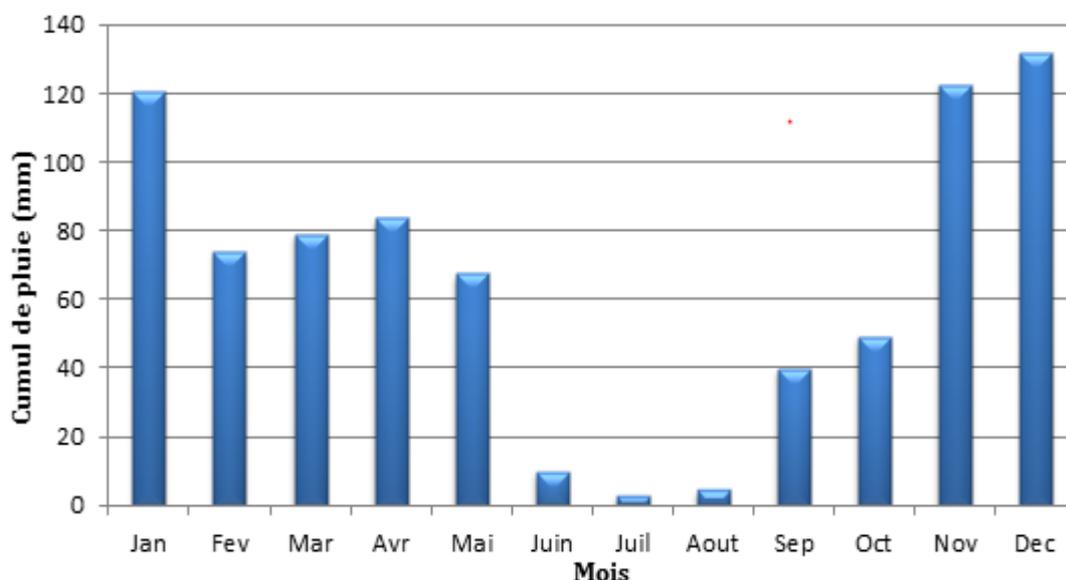


Figure 3.3 : Distribution des cumuls pluviométriques mensuels moyens (en millimètres) enregistrés sur la station de Tizi Ouzou entre 2000 et 2011.

	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout	Sep	Oct	Nov	Dec
<b>Pluvi. moy(mm)</b>	120,6	73,9	78,9	83,7	67,5	9,8	3	4,7	39,7	49	122,5	131,6

Tableau 3.2 : Moyenne des cumuls pluviométriques mensuels enregistrés sur la station de Tizi Ouzou entre 2000 et 2011.

### 3.1.2. Synthèse climatique : Diagramme ombro-thermique de Gaussen et Bagnouls

Le diagramme ombro-thermique de Gaussen et Bagnouls (1953) permet de définir les épisodes de sécheresse au cours de l'année. Cette méthode peut être considérée comme un outil pour faire une synthèse climatique sur une région donnée, et cela, à partir des cumuls mensuels de pluies et des températures moyennes. Le principe est très simple : l'épisode sec correspond aux mois où le cumul des précipitations exprimés en millimètres est inférieur ou égale au double de la température exprimée en degrés Celsius. De ce fait, le diagramme suivant (figure 3.4) est conçu en supposant  $P(\text{mm})=2T(^{\circ}\text{C})$ .

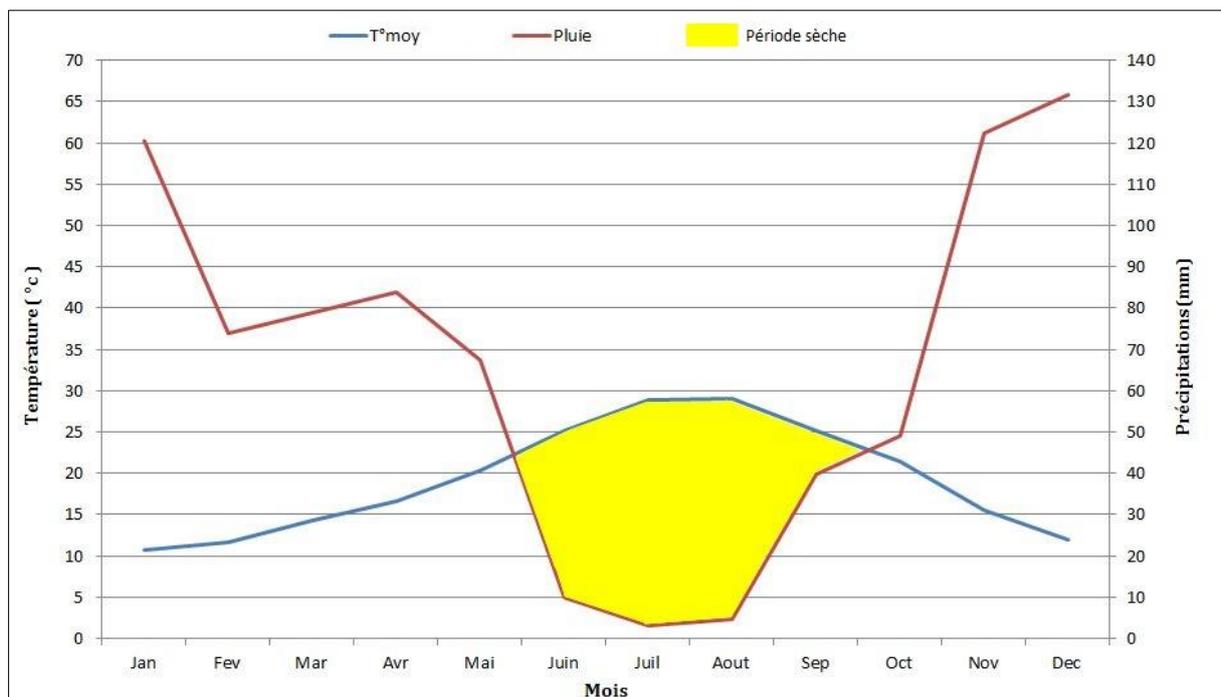


Figure 3.4 : Diagramme ombro-thermique de Gaussen établi sur la région de Tizi Ouzou [2000-2011].

Ce Diagramme montre que la période humide domine en moyenne au cours de l'année, avec l'existence de deux périodes qui s'étalent de janvier à mai puis d'octobre à décembre. Tandis que la période de sécheresse dure environ 4 mois (de juin à septembre).

### 3.1.3. Etagement bioclimatique de la région d'étude

La classification bioclimatique ou l'étalement bioclimatique permet de positionner le caractère climatique de notre région d'étude sur la base de la relation d'Emberger. Cette dernière repose sur les totaux annuels moyens des précipitations (P), sur la moyenne annuelle des températures minimales extrêmes (m) et sur les moyennes annuelles des températures maximales extrêmes (M).

La relation d'Emberger se calcule comme suit :

$$Q2 = 3,43 \times P / (M-m) \quad (3.1)$$

où Q2 est le quotient d'Emberger

Pour la région de Tizi Ouzou :  $Q2=91,72$ . Cette valeur sera utilisée comme ordonnée dans le diagramme d'Emberger et la moyenne annuelle des températures minimales extrêmes (m) comme abscisse pour définir l'étage bioclimatique de Tizi Ouzou (figure 3.5).

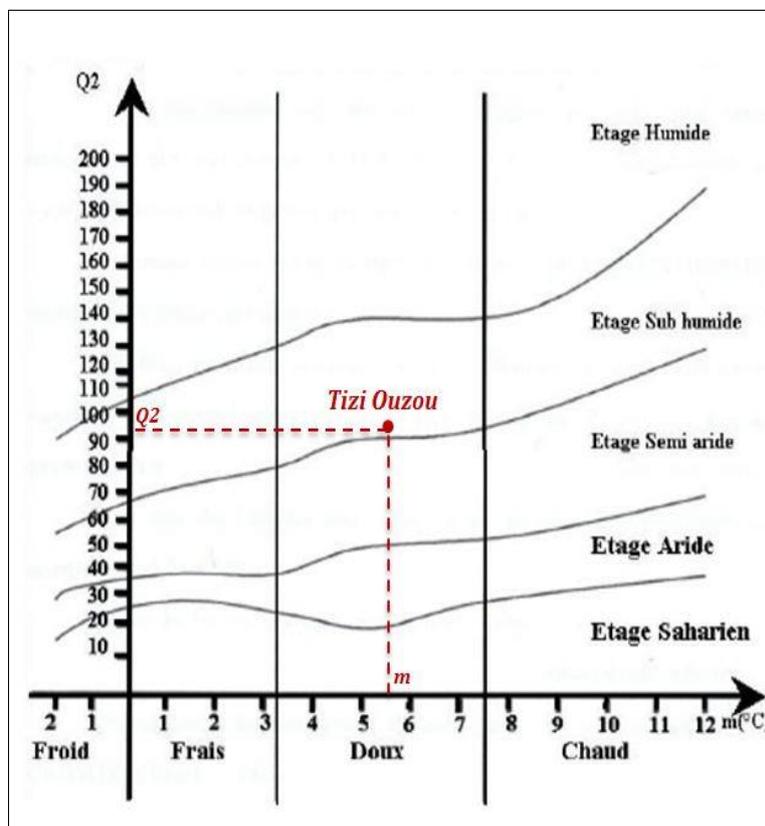


Figure 3.5 : Etage bioclimatique de la région de Tizi Ouzou sur le climagramme d'Emberger calculé sur la période [2000-2011].

D'après la classification d'Emberger, notre zone d'étude appartient à un étage bioclimatique subhumide malgré son climat méditerranéen. Ceci est probablement dû à la

présence de la chaîne montagneuse de la Kabylie qui sépare notre zone d'étude de la méditerranée.

### 3.1.4. Aperçu sur les masses d'air affectant la région d'étude

Le Nord de l'Algérie se trouve dans une zone subtropicale. Certes, la pluie est le paramètre climatologique le plus fluctuant, mais la position de notre zone d'intérêt entre les régions polaires tempérées et les régions tropicales désertiques a accentué cette variabilité.

Les caractéristiques de notre climat sont définies par les mouvements de l'atmosphère sur notre région. Elles sont principalement identifiables par l'origine des masses d'air. Les masses d'air dans la région viennent majoritairement du côté ouest et sud-ouest (figure 3.6).

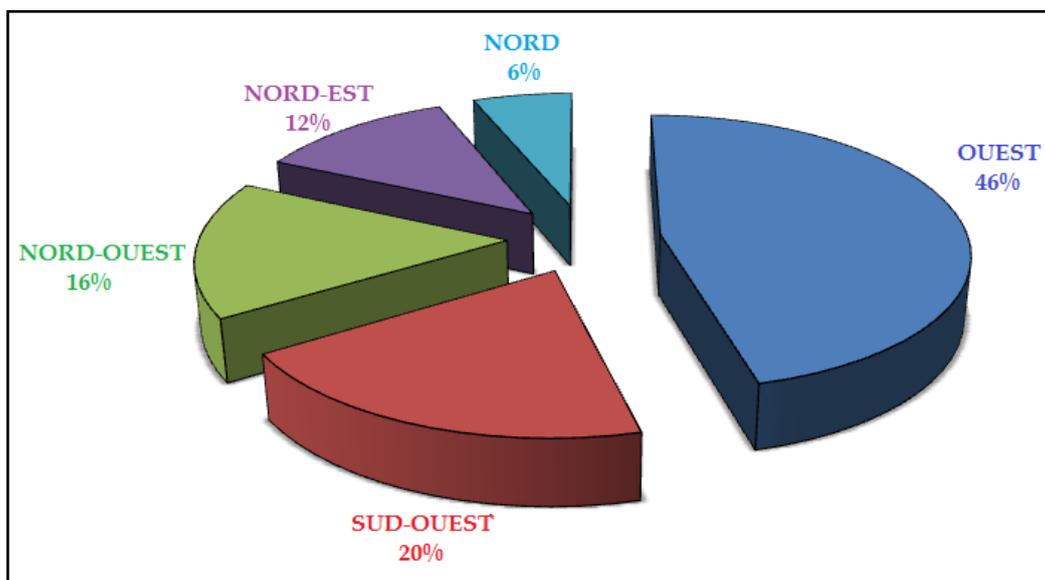


Figure 3.6 : La distribution des types de perturbations affectant le Nord de l'Algérie (1950-2002).

(Source/Ambar. B. et Saci .A., 2002)

## 3.2. Présentation de la station RESA\_LAMPA

La station RESA\_LAMPA (REseau de Surveillance Atmosphérique du laboratoire LAMPA), est composée d'un Lidar CIMEL CE 370-2, d'un photomètre solaire CE 318, d'une station météorologique automatique (figure 3.7). La station RESA\_LAMPA dispose aussi d'autres instruments qui sont en court d'installation, tel que le radiomètre et d'autres stations automatiques à installer dans d'autres sites (projet en court). Dans notre travail, la méthode de détection de particules est la méthode de télédétection, qui est basée sur les lois de l'optique. Dans cette thèse, on utilise le Lidar CE 370 et le photomètre CE 318.

Dans cette section, on donne dans un premier temps, les caractéristiques des instruments que nous avons utilisé dans notre travail, le niveau de qualité des données et les différentes corrections effectuées. Dans un second temps, nous présentons de façon détaillée la méthode de détection des couches nuageuses par le lidar de RESA\_LAMPA et la détection des aérosols par l'ensemble Lidar/photomètre.

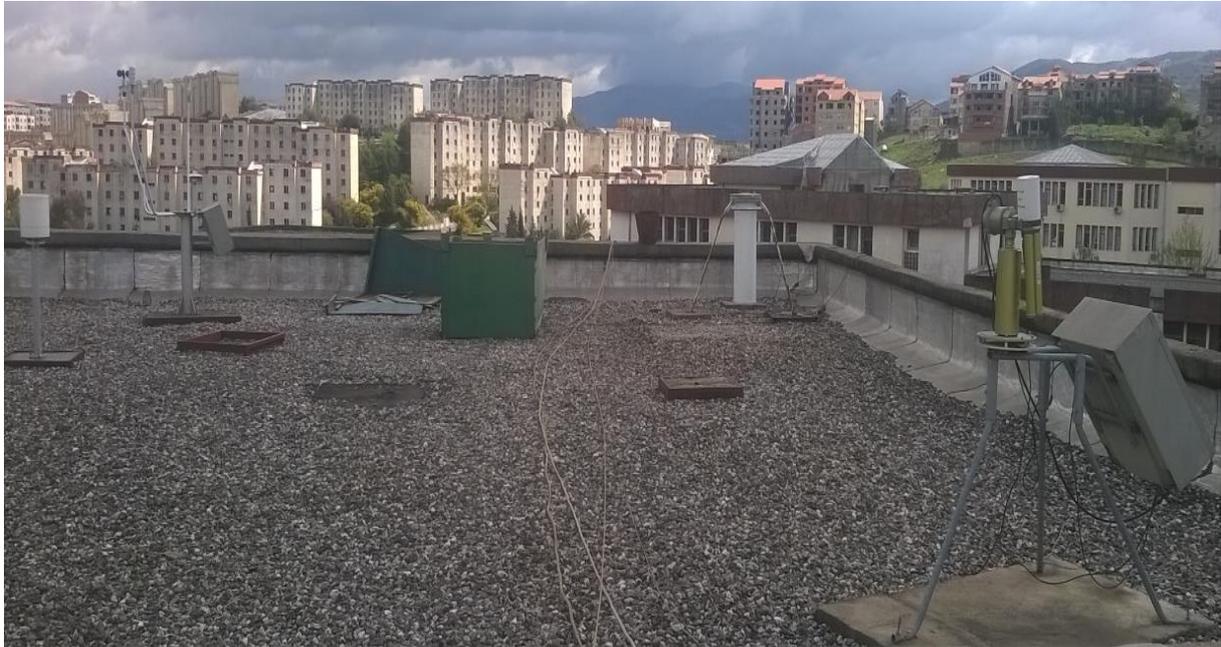


Figure 3.7 : photo de la station RESA\_LAMPA.

### 3.2.1 Caractéristiques du photomètre CIMEL 318.

Le photomètre CE 318 est une version automatique des photomètres solaire, développée par CIMEL électronique, l'instrument est doté d'un panneau solaire et de batteries rechargeables, ce qui lui donne une autonomie complète. Il est équipé d'un robot et de deux axes permettant des mouvements dans les plans zénithaux et azimutaux, il peut donc viser tout point de la voûte céleste avec une précision au-delà de  $0.1^\circ$ . Le champ de vue de l'instrument est de  $1^\circ$ , il possède deux détecteurs, un pour les visées solaires et un pour les mesures de luminance du ciel. Les deux collimateurs (SUN et SKY), d'une longueur de 33cm ont été choisis afin d'éviter la lumière parasite lors des mesures d'aérosols effectuées à proximité du soleil. Le collimateur utilisé pour les mesures de luminance dispose d'une lentille afin d'avoir une meilleure dynamique. Le choix du matériau du détecteur, à savoir, le silicium et le quartz, permet d'effectuer des mesures de 300 à 1050nm. Ce photomètre dispose de 8 filtres (340, 380, 440, 500, 670, 870, 1020, 1600 nm) et mesure les luminances et les épaisseurs optiques à

chaque longueur d'onde. Ces filtres sont choisis en dehors de l'absorption gazeuse. Un micro-processeur permet de calculer la position du soleil à partir de l'heure et des coordonnées géographiques du site, la précision est de l'ordre du degré. Un détecteur quatre quadrants permet de pointer le soleil avec une précision d'un pas moteur. L'instrument est parfaitement inaccessible, ce qui permet de diminuer les risques de dégradation des filtres et de l'électronique. Entre les séquences de mesures, l'instrument se positionne collimateurs dirigés vers le sol.

Le photomètre est directement relié à un ordinateur qui récupère les informations stockées et les renvoie à la base de données AERONET via le service national de l'observation « PHOTONS/AERONET » du centre national de recherche scientifique Français CNRS/INSU.

L'étalonnage des photomètres est indispensable, il permet de retrouver la valeur du rayonnement solaire  $S_0$  s'il était placé au sommet de l'atmosphère. L'étalonnage se fait au laboratoire d'optique atmosphérique (LOA), par une sphère optique et un polariseur, et il se fait dans un endroit bien enfermé (pour éviter la lumière parasite). L'instrument lorsqu'il revient du terrain (après une année au plus) voit sa sensibilité réduite, donc sa durée de vieillissement sera mesurée, puis des corrections pour les prochaines mesures seront ajoutées selon la durée de vieillissement de l'appareil.

### **3.2.2 Caractéristique du micro Lidar CIMEL 370-2**

Le Micro Lidar Nuages Aérosols a été développé par CIMEL électronique en collaboration avec le centre national de la recherche scientifique (CNRS) pour le besoin des laboratoires de recherche ou des terrains liés à la météorologie ou l'environnement.

Le Mini Lidar CE 370-2 est un Lidar à rétrodiffusion, portable, autonome et respectant le critère de sécurité oculaire. Ce système permet d'évaluer directement le profil en altitude des nuages et des aérosols et de déterminer leurs propriétés optiques et dynamiques. Ce nouveau système est prévu pour être léger, facile à transporter et à utiliser. Il peut être facilement contrôlé via un port USB par un ordinateur (MS Windows OS). Ce Lidar est composé d'émetteur laser Nd, YAG de puissance de 100 mW, à la longueur d'onde de 532 nm, avec une énergie de 4 $\mu$ J par impulsion et une fréquence de 5KHz, sa durée d'impulsion est inférieure à 1 ns. Il a une résolution verticale de 15 m et une ouverture de 314 cm<sup>2</sup> avec un

angle de 55  $\mu$ rad. Le temps d'acquisition est inférieur à 0.8 s par un détecteur APD en mode photon counting.

### 3.3. Détection des aérosols atmosphériques à Tizi Ouzou

La détection des aérosols peut être réalisée directement par le photomètre solaire. L'extinction de la lumière par la composante molécule-aérosol entraîne une réduction du rayonnement mesuré par le photomètre. Lorsque la soustraction de l'extinction moléculaire de l'extinction totale (moléculaire et aérosol) n'est pas nulle, nous parlons de présence d'aérosols. Donc le photomètre détecte directement la présence des aérosols dans la colonne atmosphérique, lorsque l'épaisseur optique aérosols mesurée n'est pas nulle. Néanmoins, la détection des couches atmosphériques, ne peut pas être réalisée par le photomètre seul.

Selon le même principe que le photomètre, la détection des couches d'aérosols par le Lidar se fait par l'estimation de l'extinction totale des différentes couches. Ensuite, la soustraction de l'extinction moléculaire de l'extinction totale, permet d'obtenir la contribution des aérosols à l'extinction totale et de détecter donc la présence des particules dans la couche.

Pour Estimer les profils verticaux d'extinction par l'utilisation conjointe du Lidar et du Photomètre, nous procédons au préalable aux corrections instrumentales pour corriger le signal lidar reçu, ensuite nous chercherons les coefficients d'extinction et de diffusion aérosols, qui reproduisent le signal lidar, on parle donc d'inversion du signal lidar.

#### 3.3.1. Correction instrumentales et prétraitement des données Lidar

Le signal Lidar reçue  $P_0(z, \lambda)$  de l'équation (2.6) est entaché de grande incertitudes. Plusieurs corrections du signal reçu sont nécessaires.

##### 3.3.1.1. Correction After Pulse

Une correction "After pulse" est effectuée une fois par semaine. Le profil "after pulse" est un profil mesuré en couvrant le télescope par un corps noir et épais, afin de ne pas laisser pénétrer la lumière extérieure et mesurer le chevauchement entre l'impulsion laser et le détecteur. La correction after pulse se fait en soustrayant le profil after pulse du profil reçu  $P_0$ . Cette correction provoque la perte du signal utile dans les premières portes de réception ce qui affecte le signal dans les basses altitudes.

### 3.3.1.2. Correction du fond du ciel

La contribution du fond du ciel est calculé à haute altitude (exemple  $z=22$  km). A cette altitude, on considère que les photons reçus sont seulement, ceux prévenant du rayonnement solaire. La figure (3.8) représente le signal reçue avant et après la soustraction du signal fond du ciel ( $S_{FC}$ ) de l'équation (2.6). Le signal lidar  $P(z, \lambda)$  corrigé du fond du ciel s'écrira donc :

$$P(z, \lambda) = \frac{K}{z^2} * F(\lambda, z) * \left( \beta_{mol}^{(z)} + \beta_{aer}^{(z)} \right) \exp\left(-2 \int_{z_0}^z (\sigma_{mol}(z') + \sigma_{aer}(z')) dz'\right) \quad (3.2)$$

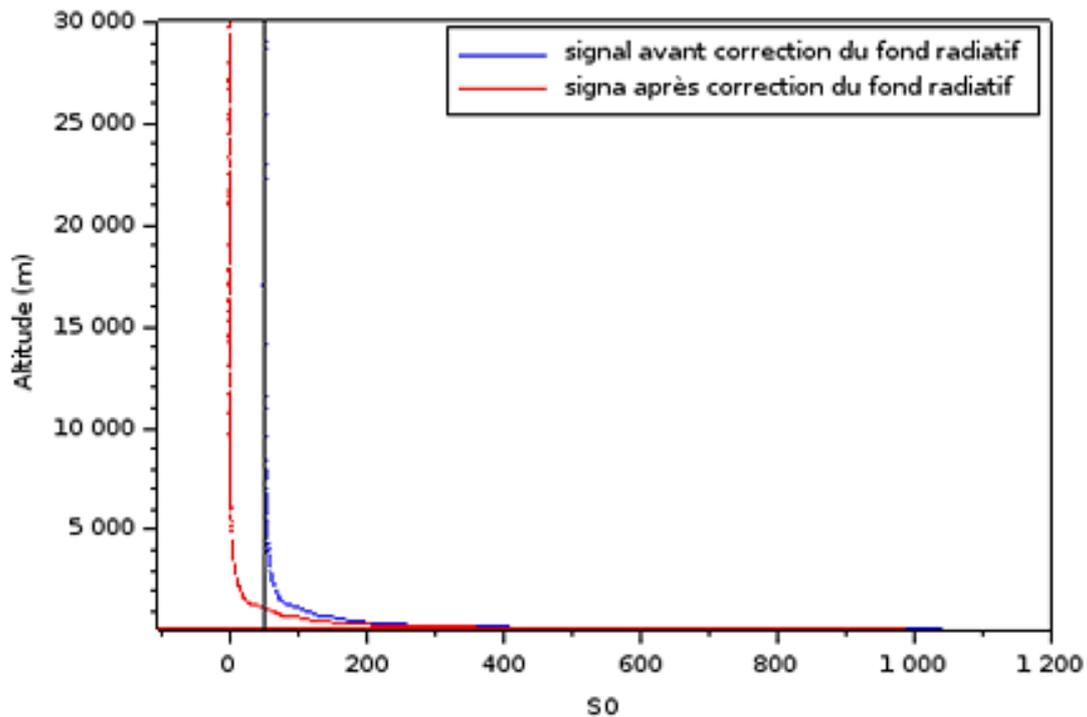


Figure 3.8: signal Lidar reçue  $S_0$  en compte numérique avant et après correction du fond du ciel, Tizi Ouzou le 17/10/2014.

### 3.3.1.3. Correction du recouvrement partiel

Dans les premiers mètres, le signal reçu par le Lidar ne correspond pas à la totalité du signal qu'il devait recevoir, à cause d'un recouvrement partiel. Le facteur de recouvrement donne le recouvrement entre l'émission et la réception. Il dépend de la géométrie du système. Ce facteur est obtenu par la compensation du signal lidar dans les premiers mètres, si l'atmosphère est considéré homogène, en faisant une extrapolation du profil lidar en dessous de la zone de recouvrement. Dans le cas d'une atmosphère homogène (les coefficients de rétrodiffusion et d'extinction sont constants), l'équation (3.2) peut s'écrire :

$$P(z, \lambda) * z^2 = K * F(\lambda, z) * (\beta) \exp(-2 \int_{z_0}^z (\sigma) dz') \quad (3.3)$$

L'introduction du logarithme à l'équation (3.3) et la division des deux termes par  $F(\lambda, z)$  donne l'équation (3.4) suivante :

$$\ln\left(\frac{P(z, \lambda) z^2}{F(\lambda, z)}\right) = \ln(K * \beta) - 2 \sigma(z - z_0) \quad (3.4)$$

L'équation (3.4) est une équation d'une droite. Le facteur de recouvrement est donc obtenu par la différence entre le signal corrigé avec la droite tracée par extrapolation du profil lidar vers les basses altitudes.

$$\ln(F(\lambda, z)) = \ln(P(z, \lambda) z^2) - [\ln(K * \beta) - 2 \sigma(z - z_0)] \quad (3.5)$$

Le facteur de recouvrement effectué pour notre Lidar est représenté dans la figure (3.9) suivante.

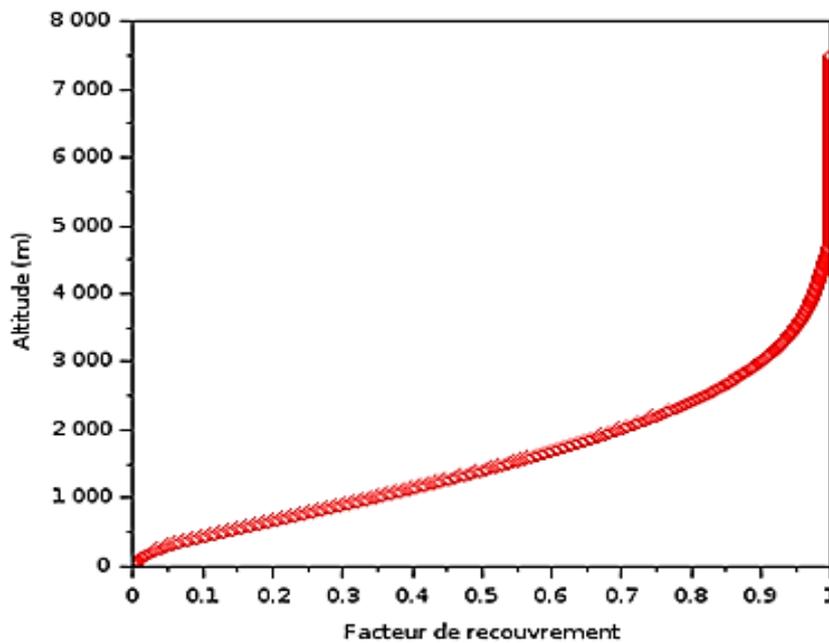


Figure 3.9 : Facteur de recouvrement du lidar du RESA\_LAMPA effectué à Lille le 18/02/2013

### 3.3.1.4. Filtrage spectrale

Le signal Lidar est infecté par le bruit. Ce bruit induit dans le signal reçu, des variations très rapides dans le temps (haute fréquence). Pour éliminer ce bruit, on effectue un lissage de la courbe, en utilisant un filtre gaussien centré sur des bases fréquences. L'intensité de lissage dépend de la largeur de la gaussienne figure (3.10).

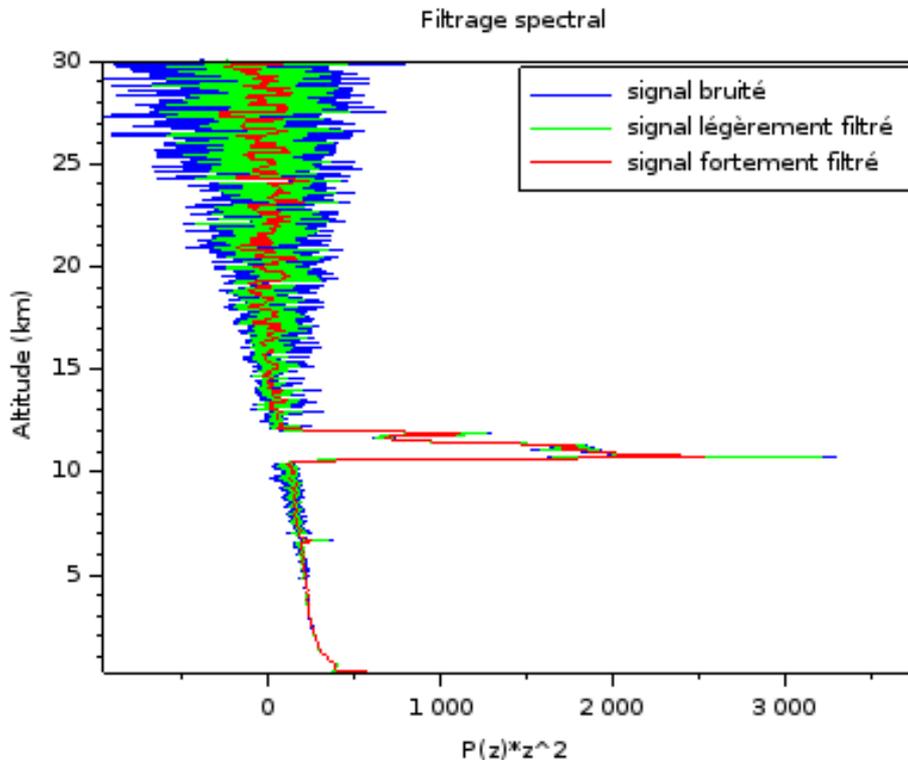


Figure 3.10 : Filtrage spectrale du signal lidar mesuré à Tizi Ouzou le 16/01/2014 (en bleu) par une gaussienne d'une largeur de 5% (en vert) et une autre de largeur de 70% (en rouge)

### 3.3.2. Inversion du signal lidar

L'inversion du signal lidar consiste à chercher les valeurs des coefficients de diffusion et d'extinction des aérosols qui reconstruiront le signal lidar. L'inversion lidar utilisé dans ce travail est basé sur la méthode de Klett et Fernald (Klett, 1981; Fernald, 1984).

La solution de Klett part de la dérivé du signal  $P(\lambda, z) \cdot z^2$ , qui aboutit à une équation de Bernoulli de l'ordre 1. La solution de cette équation est donnée dans ce qui suit, par la notation de Fernald (1984), en proposant un rapport constant entre l'extinction et la diffusion des aérosols ( $\sigma_{ext}/\beta_{ext}$ ). Ce rapport est appelé rapport Lidar (Sa).

$$\beta_{aer}^{(z)} = \frac{P(z, \lambda)z^2 \exp[-2(S_a - S_{mol}) \int_0^z \beta_{mol}^{(z')} dz']}{K - 2S_a \int_0^z P(z', \lambda)z'^2 \cdot \exp[-2(S_a - S_{mol}) \int_{z_0}^{z'} \beta_{mol}^{(z'')} dz'']} dz' - \beta_{mol}^{(z)} \quad (3.6)$$

ou,  $S_{mol}$  est le rapport lidar moléculaire qui est considéré égale à  $8\pi/3$  (Fernard, 1984),  $z_0$  est l'altitude maximale à partir de laquelle il n'y'a plus d'aérosols.

La constante du système peut être donnée par la calibration à l'altitude  $z_0$  et en négligeant l'absorption moléculaire à la longueur d'onde du laser. L'équation (3.6) deviendra donc :

$$\beta_{aer}^{(z)} = \frac{P(z)z^2 \exp[-2(S_a - S_{mol}) \int_0^z \beta_{mol}^{(z')} dz']}{\left[ \frac{P(z_0)z_0^2}{\beta_a^{z_0} + \beta_{mol}^{z_0}} \right] - 2S_{aer} \int_0^z P(z')z'^2 \cdot \exp[-2(S_a - S_{mol}) \int_{z_0}^{z'} \beta_{mol}^{(z'')} dz'']} dz' - \beta_{mol}^{(z)} \quad (3.7)$$

La résolution de cette équation est possible, en posant un rapport lidar  $S_a$ , puis en calculant le coefficient de rétrodiffusion aérosol ( $\beta_{aer}(z)$ ) de manière itérative à partir de  $z_0$ . Une fois  $B_{aer}$  obtenu, on calcule le  $\sigma_{ext}$  en utilisant le rapport lidar et on calcule l'épaisseur optique Lidar qu'on compare à celle donnée par le photomètre. Lorsque celles-ci ne sont pas encore équivalentes, on incrémente la valeur de  $S_a$ .

$$\tau_{lid} = \int_0^{z_0} \sigma_{aer}^{(z)} dz \quad (3.8)$$

Cette méthode repose sur la connaissance de l'épaisseur optique, les profils d'extinction et de diffusion moléculaires ainsi que sur l'altitude de référence, à partir de laquelle, commencent les inversions. Pour obtenir les épaisseurs optiques des aérosols, les données photométriques sont nécessaires. Pour réaliser les inversions, la condition "ciel clair" doit être satisfaite. Pour cela, une détection nuageuse est nécessaire afin de garder que les profils sans nuages.

### 3.3.2.1. Les profils moléculaires

Les profils moléculaires mesurés sont généralement obtenus par les radiosondages. Dans notre cas, nous ne disposons pas de radiosondage, donc un profil moléculaire théorique est utilisé en appliquant l'équation de Collis et Russel, 1976.

$$\beta_{mol}(\lambda, z) = 1,39.10^{-6} \left( \frac{\lambda}{0,55} \right)^{-4} \exp\left(-\frac{z}{H}\right) \quad (3.9)$$

### 3.3.2.2. La détection nuageuse

La détection nuageuse est possible par l'analyse de la variation temporelle du bruit radiatif. Développé par Clothiaux et al., 1998, cette méthode, simple et rapide, est basé sur la comparaison entre la variation journalière du bruit radiatif des journées sans nuages et celles avec nuages. Nous avons appliqué cette technique aux données du site de Tizi Ouzou pour éliminer les données infectées par les nuages et extraire des informations uniquement sur les aérosols. La figure (3.11) montre la moyenne du fond radiatif de dix jours à ciel clair, et du fond radiatif d'une journée perturbé par les nuages. Le bruit radiatif mesuré pour les journées claires à la forme d'une cloche, et le maximum est situé au milieu de la journée. Tandis que pour la journée perturbée, on aperçoit une déformation de la cloche par des pics de valeur élevé au seuil établi. On distingue la présence des nuages entre le début de la déformation jusqu'à sa fin.

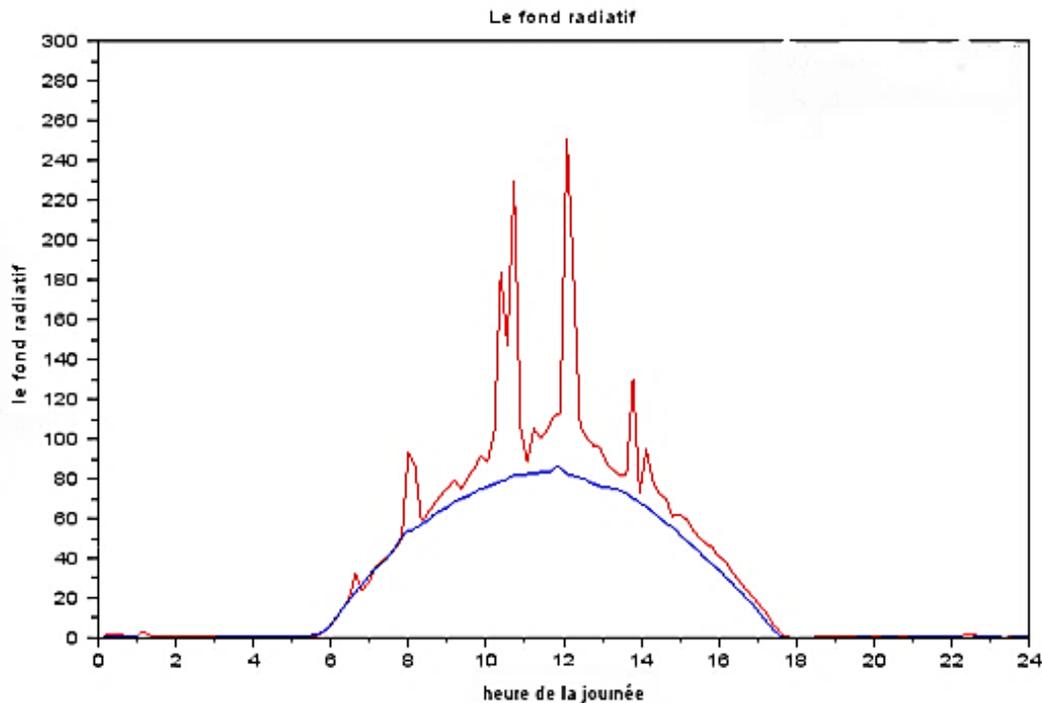


Figure 3.11 : Le fond radiatif mesuré à Tizi Ouzou pour la détection nuageuse. En rouge, le profil perturbé par la présence des nuages. En bleu, la moyenne des profils pour des journées claires

### 3.3.2.3. Altitude de référence

Le choix de l'altitude de référence est important, du fait qu'une petite altitude de référence provoque une perte d'information et une surestimation du rapport lidar. Tandis qu'une grande altitude de référence peut prendre en considération un pic important de bruit comme une variation du signal.

Dans notre inversion, l'altitude de référence est calculée en faisant une moyenne glissante du signal lidar entre 5 et 7 km, afin d'éviter de prendre en considération un pic de bruit. Puis en cherchant le minimum de cette moyenne pour commencer l'inversion de l'altitude la plus haute possible. L'altitude de référence sera donc choisie autour du minimum (figure 3.12), où la valeur du signal lidar est plus proche de la moyenne glissante (mortier, 2013).

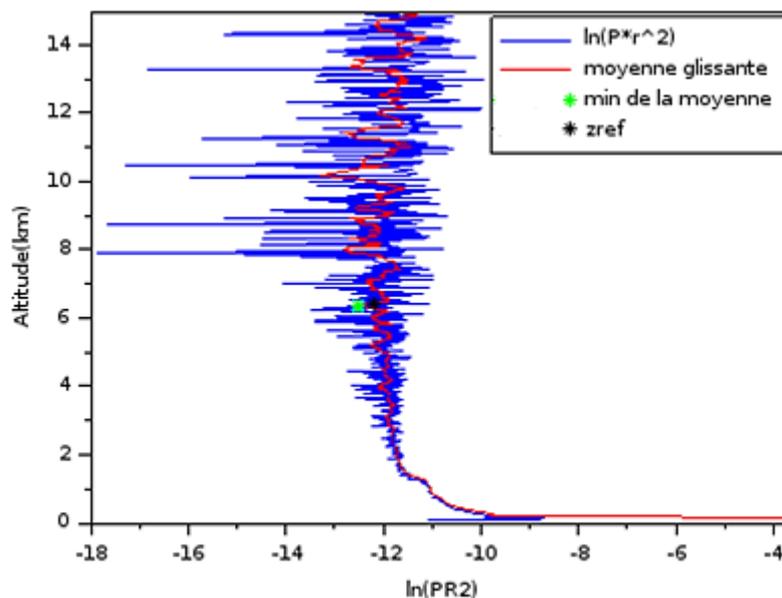


Figure 3.12 : Profil lidar corrigé, sa moyenne glissante et la détection de l'altitude de référence, Tizi Ouzou le 17/10/2014.

### 3.3.2.4. Exemple d'inversion

On donne ci-après, un exemple d'un profil d'extinction (figure 3.13). Notons que la valeur du signal P(240 m) est extrapolé jusqu'au niveau du télescope pour récupérer le signal manquant des premiers portes de réception, perdu lors de la correction afterpulse.

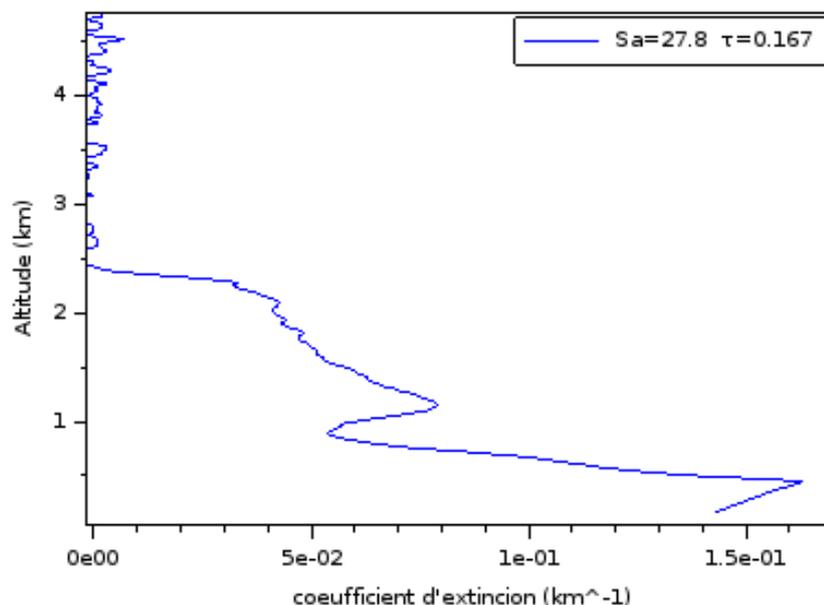


Figure 3.13 : Profil d'extinction aérosol, Tizi Ouzou le 02/11/2014

### 3.3.2.5. Incertitudes des inversions

Les incertitudes liées aux inversions lidar sont principalement dû à l'hypothèse d'un rapport lidar constant, au bruit instrumental, au choix de l'altitude de référence, à l'extrapolation de  $P(240\text{ m})$  dans les premières portes et à l'incertitude sur la fonction de recouvrement.

Les incertitudes du signal Lidar sont détaillées par Welton et al., 2002. L'incertitude sur l'hypothèse d'un rapport lidar constant affecte très peu l'inversion si les aérosols présents sont majoritairement de même nature. Si l'altitude de référence est bien choisie, les inversions seront très peu affectées. Contrairement aux incertitudes précédentes, la fonction de recouvrement affecte significativement le signal, l'incertitude sur la fonction de recouvrement utilisée dans ce travail (mesure effectuée au laboratoire d'optique atmosphérique, lors de l'étalonnage du lidar le 18/02/2013), est calculée en faisant plusieurs tirs en plusieurs heures pour définir une fonction de recouvrement et son incertitude. Cette erreur associée au bruit instrumental peut affecter le rapport lidar de l'ordre de 20% et l'extinction de 15% (Mortier, 2013). L'incertitude de la fonction de recouvrement est dans la partie basse du profil d'extinction (au-dessous de 3500m), ce qui impacte beaucoup moins l'extinction à haute altitude.

La présence de la rosée, au niveau du télescope, a aussi entraîné un bruit sur les mesures, en empêchant le signal rétrodiffusé de pénétrer dans la fibre optique. Ce qui provoque des zones sans signal. Pour résoudre ce problème, nous avons conçu au laboratoire, une boîte chauffante et couverte par un verre polarisé. Une température de 25° est assurée par un chauffage électrique, ce qui empêche la rosée de s'installer sur la tête du télescope.

### **3.4. Caractérisation et identification des aérosols dans la région de Tizi Ouzou.**

#### **3.4.1. Propriétés optiques des aérosols dans la région de Tizi Ouzou**

Dans cette partie, nous avons appliqué la méthode d'inversion Lidar/Photomètre décrite précédemment aux données acquises entre 2012 et 2014. Les résultats obtenus sont les rapports lidar et les profils d'extinctions. Les rapports lidar qui sont des propriétés optiques des aérosols détectés ont été combinés avec les propriétés optiques (distribution en taille, sphéricité des particules et albédo de simple diffusion) issues de l'algorithme d'inversion AERONET, pour caractériser les aérosols dans la région de Tizi Ouzou (Belaidi et al., 2017). L'analyse de ces résultats est donnée ci-après.

##### **3.4.1.1. Analyse de la variation du rapport Lidar**

Notons que le Lidar et le photomètre solaire ont été mis en place en avril 2012 et qu'ils étaient hors service durant la période allant de janvier 2013 à mai 2013 pour cause de réétalonnage du photomètre et problème technique du Lidar. En 2014, les deux instruments étaient opérationnels tout au long de l'année.

##### **– Analyse des variations annuelles**

Nous avons effectué environ 4690 inversions dans les conditions de ciel clair (niveau 2.0 de l'épaisseur optique), dont 771 inversions pour l'année 2012, 2115 pour l'année 2013 et 1804 pour l'année 2014.

Les résultats obtenus (figure 3.14) montrent que le rapport Lidar varie largement dans l'intervalle [4-90 sr]. La variabilité de ce paramètre dépend de la capacité des particules à absorber et à diffuser le rayonnement. Cette capacité dépend à son tour de la composition chimique, de la forme et de la taille des particules.

Nous avons trouvé un rapport lidar de valeur moyenne 36,4 sr pour l'année 2012, 38,8 sr pour l'année 2013 et 45,3 sr pour l'année 2014. L'absence d'instruments au début du printemps 2012 et l'indisponibilité de ces instruments en 2013 explique très bien la différence entre la valeur moyenne du rapport lidar (Sa) de l'année 2014 et celles des années 2012 et 2013. Pour pouvoir comparer sur la même durée les valeurs moyennes des années 2012 et 2013 avec celles de 2014, nous avons calculé la valeur moyenne de Sa en 2014 sans tenir compte des valeurs de Sa durant la période allant de février 2014 à mars 2014. Nous avons trouvé une valeur moyenne de 38,7 sr qui est proche des valeurs moyennes des années 2012 et 2013, La différence entre les années s'explique par la présence de particules ayant un rapport Lidar plus élevé au début du printemps dans la région. Notons que la valeur moyenne de Sa sur une période de trois mois à savoir, de février 2014 à avril 2014 est de 51,6 sr.

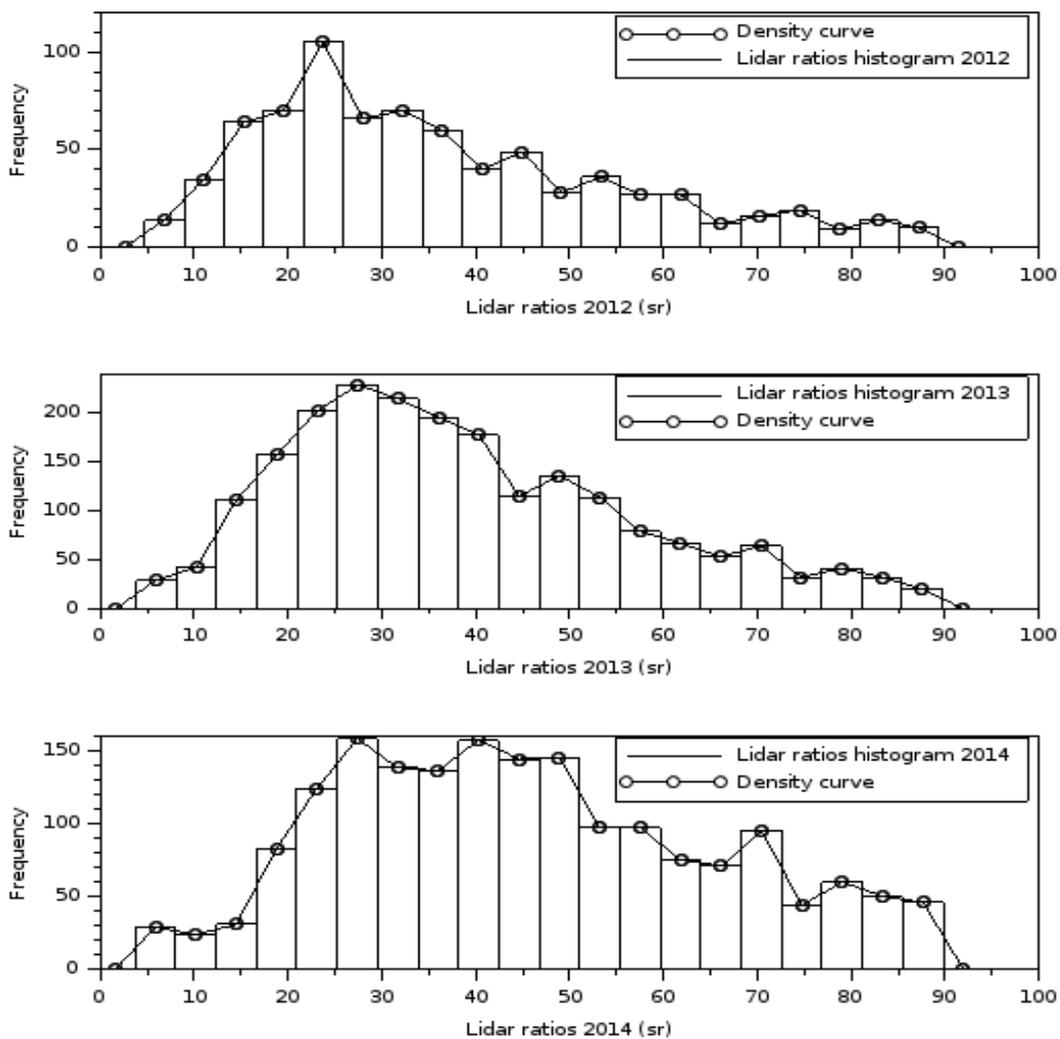


Figure 3.14 : Histogramme des répartitions du rapport lidar à Tizi Ouzou, 2012 en haut, 2013 au milieu, et 2014 en bas.

### – Analyse des variations saisonnières

La figure (3.15) ci-dessous illustre la variation saisonnière du rapport lidar dans la région de Tizi Ouzou pour les années 2012, 2013 et 2014. Sur cette figure, le diviseur de segment en rouge dans la case bleue représente la médiane; Le coté haut et le coté bas de la case représentent le quartile supérieur (UQ) et le quartile inférieur (LQ), respectivement. La différence entre UQ et LQ est la distance interquartile (IQD). Les croix en rouge en dehors des cases sont des valeurs aberrantes. Ces valeurs sont supérieures à  $UQ + 1,5 \times IQD$  ou inférieure à  $LQ - 1,5 \times IQD$ . La ligne (en tirets noirs) verticale se termine en haut par un tiret horizontal formant ainsi un grand T au-dessus des cases et un T inversé au-dessous des cases. Ces valeurs représentent respectivement les plus grandes et les plus petites valeurs du Sa qui ne sont pas des valeurs aberrantes.

La figure (3.15) montre aussi que le rapport lidar varie au cours de l'année. Ces variations peuvent être expliquées selon les différentes périodes de l'année :

A la fin de l'hiver et au début du printemps, à savoir ; en février, en mars et en avril , le rapport lidar atteint des valeurs élevées, avec des valeurs moyenne de  $59 \pm 18$  sr,  $63 \pm 28$  sr et  $50 \pm 13$  sr respectivement. Ces fortes valeurs s'expliquent très probablement par la présence de la poussière désertique d'origine Saharienne. Durant cette période de l'année, les masses d'air proviennent généralement du côté sud-ouest (Désert Algérien et marocain). Des valeurs proches du rapport lidar mesurées à la longueur d'onde de 532 nm, ont été trouvées dans d'autres études. Des valeurs typiques de Sa autour de  $59 \pm 11$  sr ont été trouvées pour les particules de poussière en Europe, et environ  $55 \pm 6$  sr au Sahara lors de la campagne de mesures SAMUM (Muller et al., 2007). Des valeurs du rapport lidar pour des poussières ont été trouvées dans l'Europe du Nord, dans la gamme des 40-80 sr (Ansmann et Al., 2003). Le rapport LIDAR mesuré à Grenade (sud de l'Espagne) variait entre 50 et 65 sr pour le panache de poussières (Guerrero et al., 2009). Un rapport Lidar moyen de  $53 \pm 7$  sr a été estimé au Portugal lors d'un panache de poussières sahariennes exceptionnellement fort (Preißler et al., 2011).

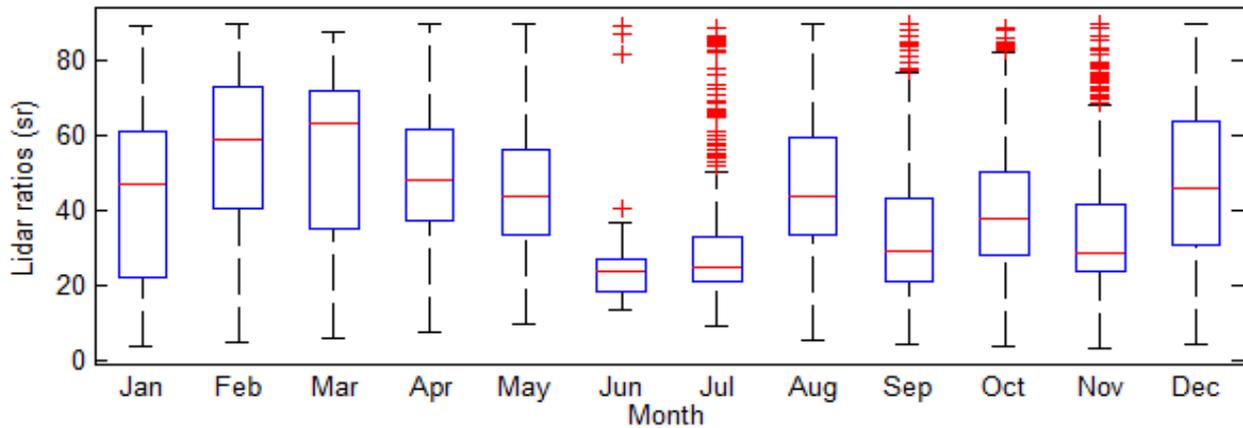


Figure 3.15 : variation saisonnière du rapport Lidar à Tizi Ouzou pour les années 2012 à 2014.

Durant les mois de juin et juillet, les valeurs de  $S_a$  deviennent petites ( $24 \pm 5$  sr et  $25 \pm 8$  sr, respectivement). Ces faibles valeurs de  $S_a$  pourraient être justifiées par la forte présence d'aérosols marins dans cette région d'étude qui est située à seulement 30 km du sud de la côte méditerranéenne. Des valeurs similaires ont été trouvées pour les aérosols marins lors des campagnes de mesures. Ces valeurs ont été estimées à  $23 \pm 3$  sr dans l'Atlantique Nord pendant la campagne ACE et à  $23 \pm 5$  sr dans l'océan tropical de l'Inde pendant les campagnes INDOEX et INDOEX (Muller et al., 2007).

Durant le mois d'août, les valeurs de  $S_a$  deviennent plus élevées que celles des deux mois précédents (juin et juillet) et inférieures à celles du printemps. Cette valeur de  $S_a$  qui est de  $44 \pm 16$  sr est probablement causées par la présence de particules produites par les incendies de forêt, ou par le mélange de poussières désertiques avec des aérosols anthropiques, étant donné qu'au mois d'août il y a moins de pluie pour nettoyer l'atmosphère et de nombreux feux de forêt sont causés par les fortes températures.

En automne, à savoir durant les mois de septembre, octobre et novembre, les valeurs de  $S_a$  sont de  $29 \pm 14$ ,  $37 \pm 12$  et  $29 \pm 12$  sr, respectivement. Elles peuvent être interprétées par la présence d'aérosols marins pollués. Des valeurs similaires entre 30 et 40 sr, ont également été estimées dans l'océan tropical Indien, pendant la campagne INDOEX, pour des aérosols marins pollués (Müller et al., 2007).

En hiver, pour les mois de décembre et janvier, on trouve des valeurs de  $S_a$  autour de  $46 \pm 17$  et  $47 \pm 25$  sr, respectivement. Ces valeurs sont probablement produites par la prédominance des particules des feux de biomasse, étant donné que les émissions de

combustion de biomasse sont maximales en décembre dans l'hémisphère nord (Lioussé et al., 2010). Des valeurs similaires ont été trouvées pour la fumée fraîche dans la troposphère libre sur le Portugal et pour la vieille fumée transportée d'Amérique du Nord et de Sibérie vers l'Allemagne, avec  $S_a = 51 \pm 2$  sr (Nepomuceno Pereira et al., 2014) et  $S_a = 53 \pm 11$  sr (Muller Et al., 2007), respectivement.

### 3.4.1.2. Analyse des mesures photométriques

Les mesures effectuées par le photomètre sont l'épaisseur optique des aérosols et les luminances spectrales. Dans cette partie, nous analyserons la variation des épaisseurs optiques des aérosols et celle du coefficient d'Angstrom, qui peut être calculé directement (équation 1.5) à partir des mesures de l'épaisseur optique.

#### - Analyse des variations des épaisseurs optiques

Pour analyser les variations des épaisseurs optiques, nous avons utilisé les données photométriques de niveau 2.0, du mois d'avril 2012 à janvier 2013, et de mai 2013 à novembre 2015, disponibles sur le site AERONET. L'absence de données entre janvier et mai 2013 est dû au fait que le photomètre était en phase de réétalonnage.

Dans ce qui suit, nous analyserons les variations temporelles des épaisseurs optiques mesurées à la longueur d'onde 440 nm par le photomètre, pour la région de Tizi Ouzou. Ces variations sont illustrées par la figure 3.16 pour la période allant de l'année 2012 à l'année 2015.

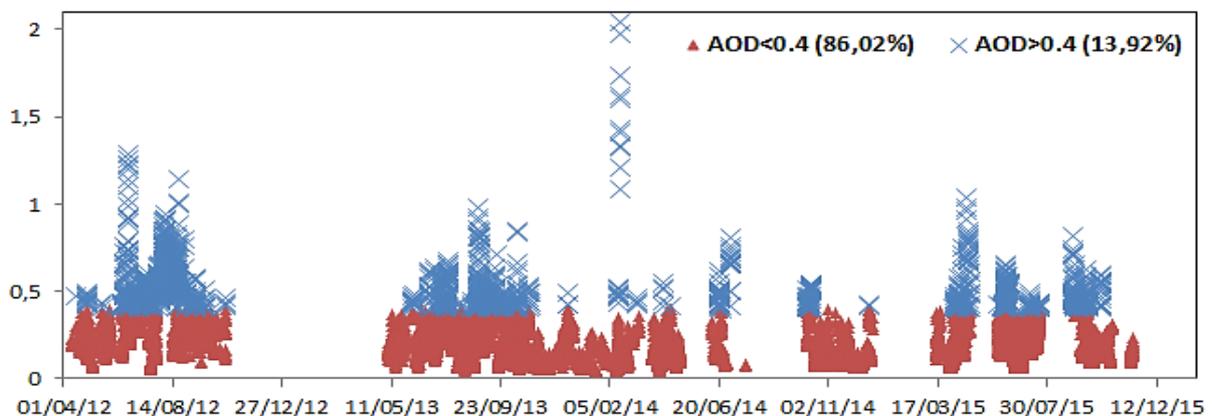


Figure 3.16 : Variation temporelle de l'épaisseur optique des aérosols dans la région de Tizi Ouzou à la longueur d'onde de 440 nm de 2012 à 2015.

Pour pouvoir restituer d'autres paramètres optiques, il faut un minimum de contenu en aérosols. Pour cela, il faut sélectionner des valeurs de l'épaisseur optique, mesurée à 440 nm, supérieur ou égale à 0.4 (Dubovik et al., 2002).

L'épaisseur optique atteint ses maximums durant l'année 2012 au mois de juin et août avec des valeurs de 1.23 et 1.13, respectivement. Elle atteint son maximum pour l'année 2013 au mois d'août avec une valeur de (0.89). En 2014, elle atteint son maximum en février, avec une valeur record pour toute la période d'étude ( $\tau = 2.04$ ) et elle atteint son maximum durant l'année 2015 au mois d'avril avec une valeur de 0.97. Son minimum est au voisinage de 0.01, juste après des précipitations qui lessivent l'atmosphère.

Dans la figure (3.17) suivante, nous illustrons la variation des données cumulées des épaisseurs optiques des quatre années (niveau de données 2.0).

En analysant la figure (3.17), on aperçoit clairement que, les valeurs les plus élevées sont observées pendant l'été et en début de printemps. Les pics observés en février et en avril, ne peuvent être dus aux aérosols locaux, car la région nord de l'Algérie n'est pas très riche en activités industrielle, qui peuvent provoquer une très forte épaisseur optique en très peu de temps et elle n'est pas non plus une région désertique. Les seuls aérosols locaux, qui peuvent augmenter l'épaisseur optique dans la région en très peu de temps sont les aérosols causés par des feux de forêt intenses ou l'arrivée d'un panache d'aérosols transporté. Sachant que, les feux de forêt dans cette région sont enregistrés en juillet et en août (pas au printemps), l'augmentation instantanée de l'épaisseur optique ne peut être due qu'aux particules provenant d'autres régions.

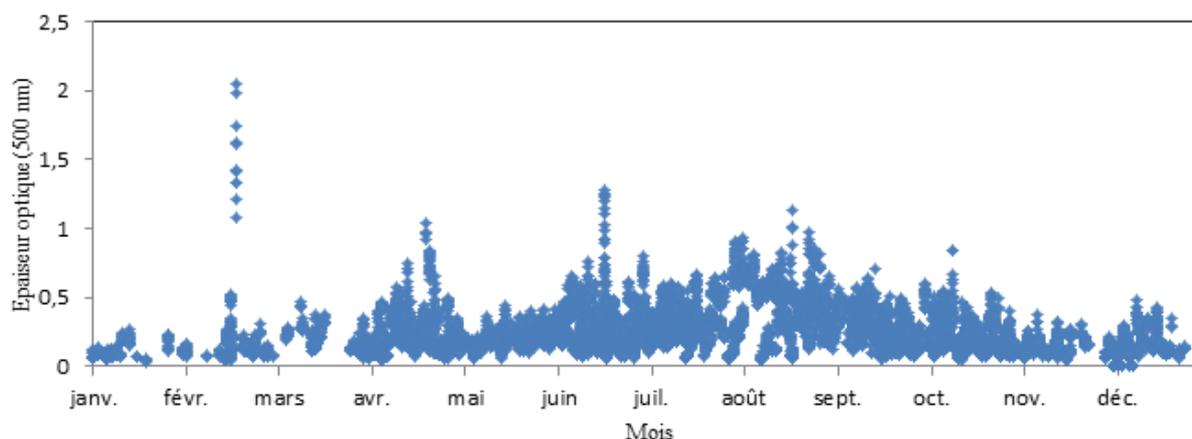


Figure 3.17 : variation saisonnière des épaisseurs optiques à Tizi Ouzou de 2012 à 2015 (niveau 2.0)

Durant été, Les fortes valeurs observées peuvent être expliquées par l'absence des pluies qui lessivent l'atmosphère (figure 3.3). Cette augmentation, peut être aussi due à la production d'aérosols par les incendies de forêt (figure 3.18) ou à la présence de poussières désertiques.

### - Variation du coefficient d'Angström

Dans la figure (3.19) qui suit, nous montrons la variation de l'exposant d'Angstrom durant les quatre années 2012, 2013, 2014 et 2015. Ce coefficient est calculé en utilisant les épaisseurs optiques aux longueurs d'onde  $\lambda_1=440$  nm et  $\lambda_2=870$  nm. Les incertitudes sur l'épaisseur optique impactent le coefficient d'Angström d'une incertitude de 0.03 et 0.04 (Schuster et al., 2006).

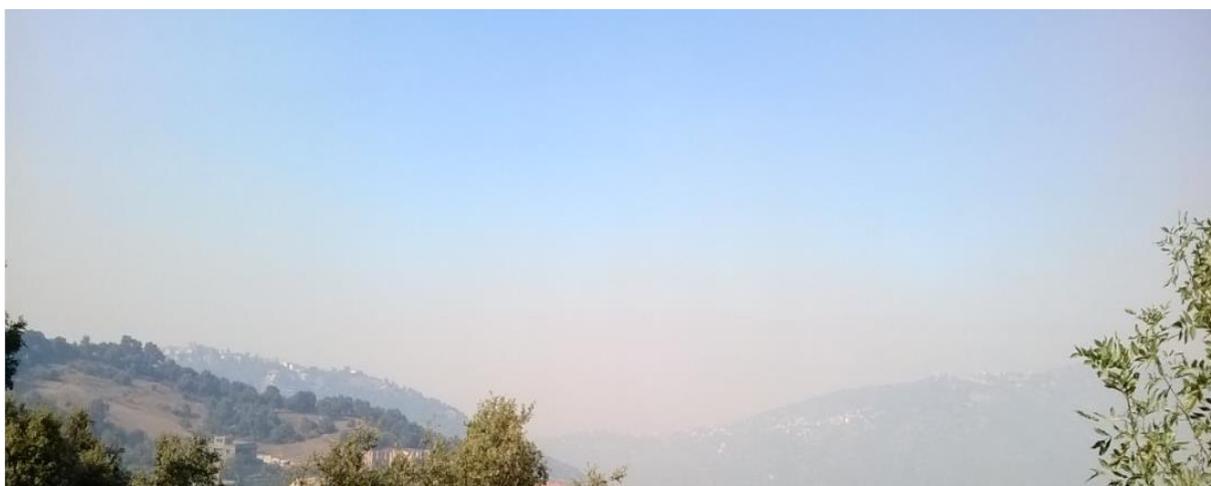


Figure 3.18 : Evènement de poussières suite aux feux de forêts réduisant la visibilité dans la région de Tizi Ouzou (photo prise à Larbaa Nath Irathen le 20/07/2014.)

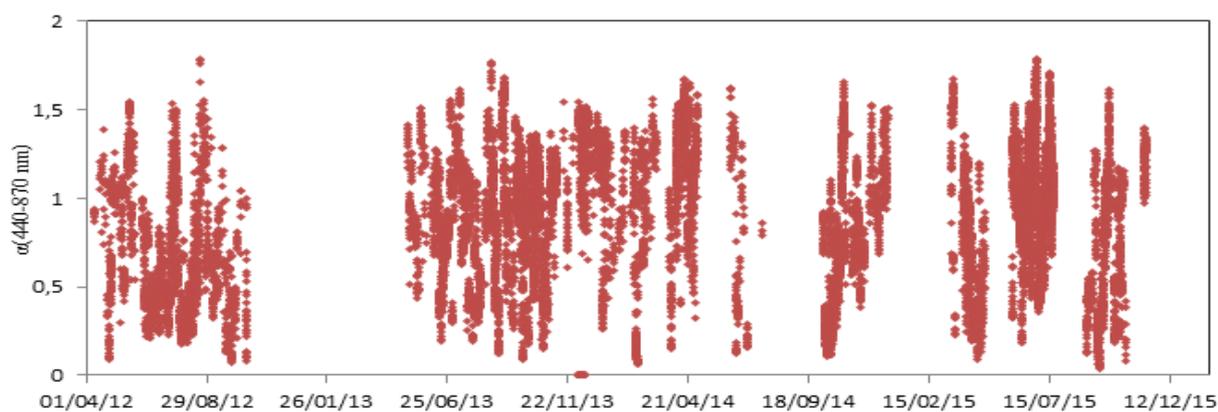


Figure 3.19 : Coefficient d'Angström (440 - 870) nm dans la région de Tizi Ouzou durant les années 2012 à 2015 (niveau 2.0).

Le coefficient d'angström varie tout au long des années d'observation, où l'on n'aperçoit pas une variation saisonnière.

### 3.4.1.3. Analyses des inversion AERONET

A partir des épaisseur optiques spectrale (340, 380, 440, 500, 675, 870, 120 et 1640 nm) et des luminances spectrales mesurés par le photomètre, d'autres paramètres peuvent être retrouvés par les algorithmes d'inversions AERONET (Dubovik et al., 2002), à savoir ; la distribution en taille, l'albédo de simple diffusion, la sphéricité des particules, l'indice de réfraction, ... etc.

#### – Analyse de la distribution en taille

La distribution en taille des aérosols dans la région de Tizi Ouzou, a été analysée pour toute la période d'étude. Trois différents cas ont été constatés :

Dans le cas majoritaire (55% des données), l'amplitude du mode fin de la distribution est équivalente à l'amplitude du mode grossier (figure 3.20 (b)).

Dans le cas (42%), l'amplitude du mode grossier est supérieure ou égale à trois fois l'amplitude du mode fin (figure 3.20 (a)).

Dans le cas minoritaire (3%), l'amplitude du mode fin est plus grande que l'amplitude du mode grossier (figure 3.20 (c)).

Ces trois cas montrent qu'il existe différentes tailles d'aérosols dans la région de Tizi Ouzou.

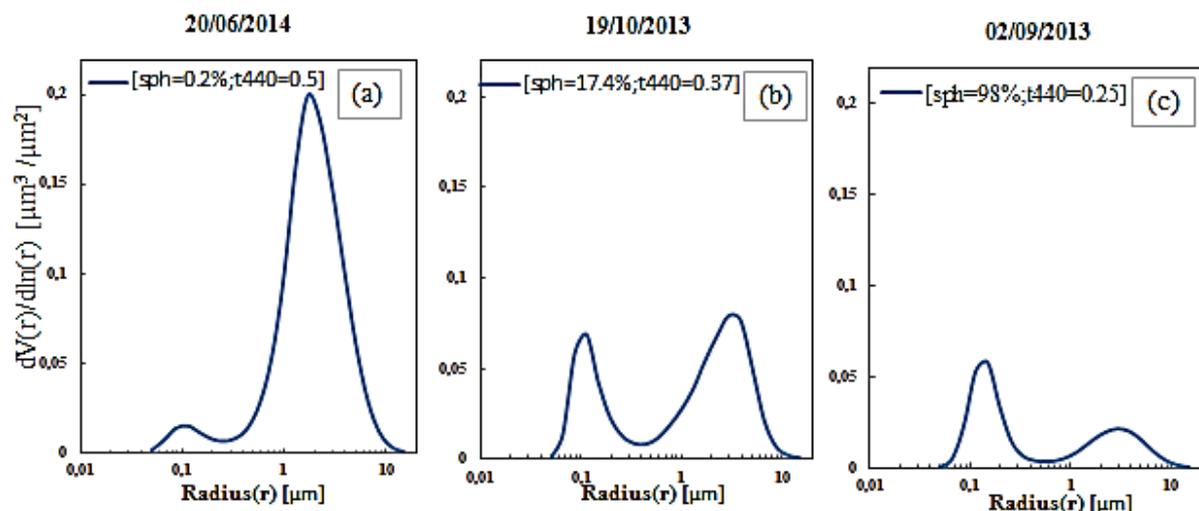


Figure 3.20 : Différents types de distribution en taille dans la région de Tizi Ouzou de 2012 à 2015.

### – Analyse de la sphéricité des particules

Les aérosols ne sont pas tous assimilables à des sphères, notamment pour les particules d'aérosols désertiques qui présentent des formes variées, souvent hétérogènes (Cho et al., 2008). Cela peut induire une erreur sur certains paramètres retrouvés si l'on suppose l'hypothèse de sphéricité dans les procédures d'inversion.

Selon les résultats obtenues par l'algorithme d'inversion AERONET (Dubovik et al., 2002), les aérosols détectés à Tizi Ouzou sont peu sphériques (figure 3.21), pour la majorité des données. En effet, on constate à travers ces données que dans 90% des cas, la sphéricité est inférieure à 50% et seulement 10% des cas présente une sphéricité supérieure à 50%. Dans cette dernière catégorie, la moitié des particules ont une sphéricité supérieure à 92%. La non sphéricité observée (75% des cas où le pourcentage de sphéricité inférieur ou égale à 10%) confirme la présence de particules d'origine désertique dans la région de Tizi Ouzou. Les 5% des cas présentant une sphéricité supérieure à 92% montrent aussi l'existence de particules de type distinct et plutôt sphérique (anthropique).

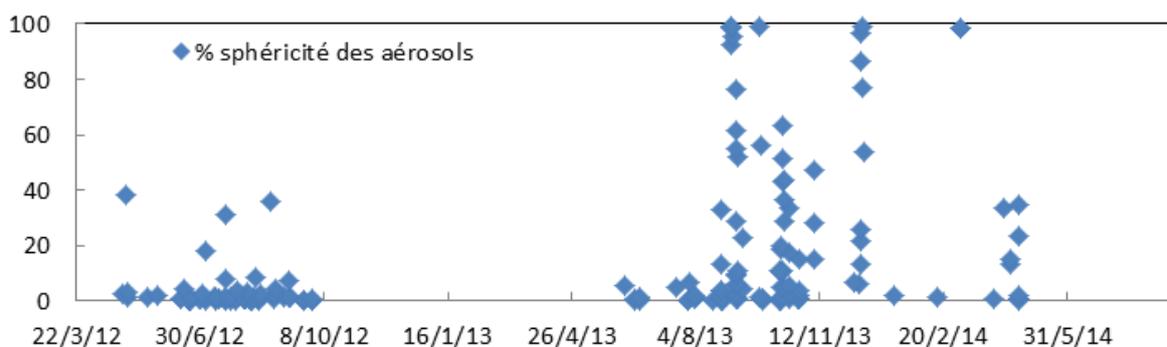


Figure 3.21: Pourcentage de sphéricité des aérosols détectés sur le site de Tizi Ouzou pour les années 2012, 2013 et 2014 (Level 2)

### 3.4.2. Identification des particules désertiques et anthropogénique

Pour identifier les particules désertiques et anthropique, nous procédons à une analyse simultanée des variations des propriétés optiques mesurées et calculées, en tenant compte de l'origine probables des masses d'air agissant sur la région, lorsque la charge en aérosols est forte (épaisseur optique élevée).

### 3.4.2.1. Identification des poussières désertiques

Dans un premier temps, nous analyserons la variation du coefficient d'Angström lorsque l'épaisseur optique augmente pour identifier les aérosols désertiques. Au cours des trois années 2012, 2013 et 2014, l'exposant d'Angstrom varie différemment lors de l'augmentation de l'épaisseur optique. Il atteint des valeurs très petites le 29 avril, le 20 juin, le 5 août et le 18 octobre pour l'année 2012 et le 27 juillet, 27 août et 27 septembre pour l'année 2013. Il a également atteint de très faibles valeurs pour le 16 et 18 février, le 20 juin et le 03 Juillet pour l'année 2014. L'épaisseur optique maximale et l'exposant d'Angstrom minimum ont été enregistrés le 18 février 2014. Nous présentons dans figure (3.22) certains cas où l'exposant d'Angstrom diminue pour des épaisseurs optiques élevées. Les valeurs faibles de l'exposant d'Angstrom correspondent à une faible variation de l'efficacité d'extinction avec la longueur d'onde. Les valeurs de ce coefficient varient de 0 à 0,25 pour les journées mentionnées dans la figure 3.22, indiquant une prédominance claire d'aérosols de type grossier qui peuvent fortement être d'origine désertique. Ces valeurs de l'exposant d'Angstrom sont proches de celles trouvées par Pace et al. (2006) pour d'autres sites touchés par les aérosols désertiques. Un seuil  $\tau > 0,25$  pour l'épaisseur optique et un seuil  $\alpha < 0,35$  pour l'exposant d'Angstrom, ont été sélectionnés par Marconi et al. (2014), pour affirmer que les aérosols désertiques sont prédominants comparativement aux autres particules dans colonne atmosphérique. Pour le reste de la période étudiée, l'exposant Angstrom reste faible, les particules désertiques restent dominantes en nombre. Nous avons remarqué que, l'exposant d'Angstrom est inférieur à 1 dans 60% des observations(I), inférieur à 1,6 pour 97% des observations (II) et ne dépasse pas 1.8 pour les 3% restants (III).

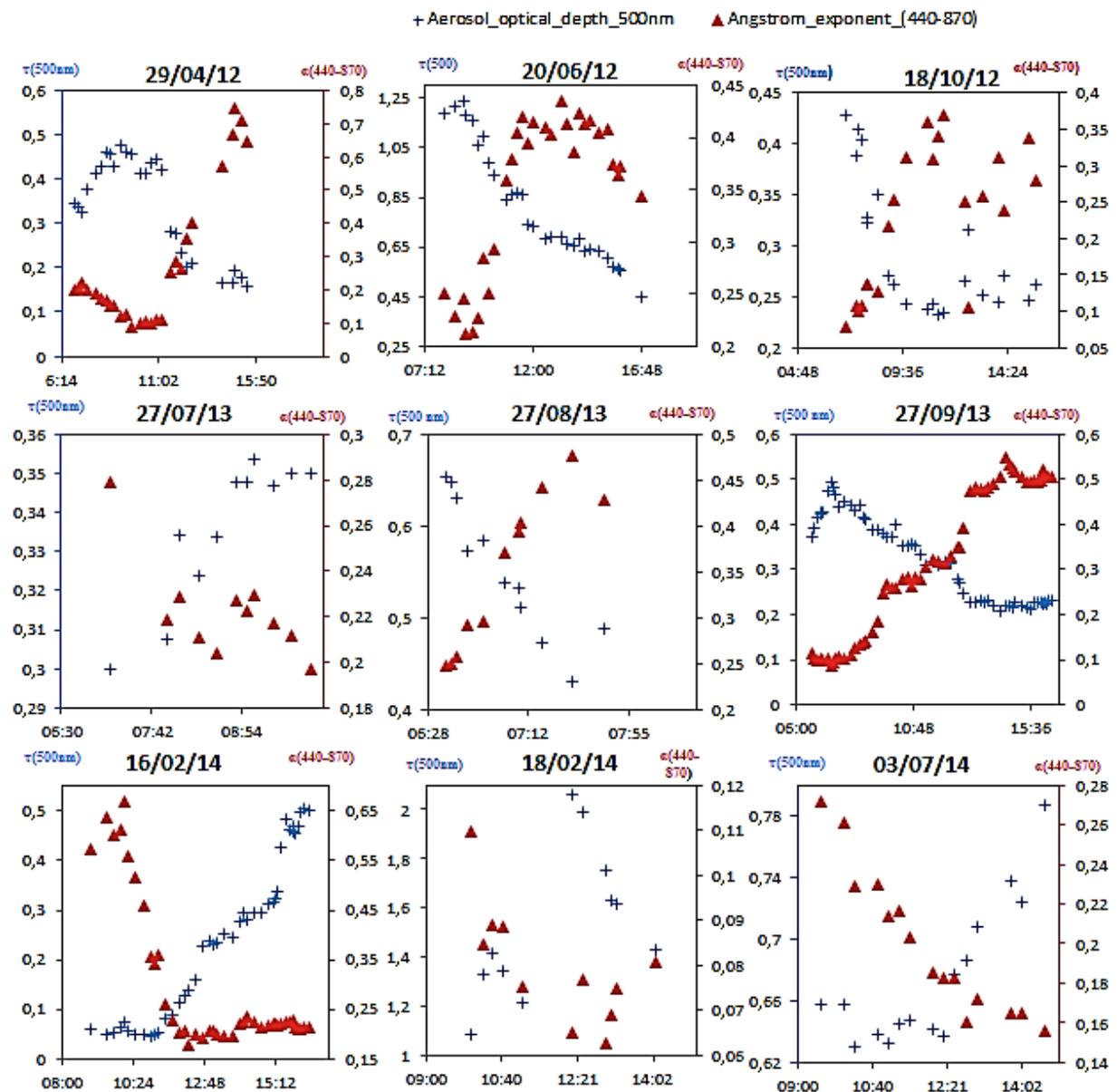


Figure 3.22 : Variation journalière du coefficient d'Angstrom et l'épaisseur optique des aérosols Durant la présence de poussière désertique.

D'autres propriétés optiques obtenues par l'algorithme d'inversion d'AERONET, telles que l'albédo de simple diffusion ( $w_0$ ), le paramètre de sphéricité et l'indice de réfraction réel varient en fonction du type d'aérosol. L'aérosol saharien est caractérisé par une faible absorption dans le visible et le proche infrarouge (mesures effectuées en Arabie saoudite) (Dubovik et al., 2002). La partie réelle de l'indice de réfraction ( $n$ ) dans ces cas est de  $1,52 \pm 0,05$  et le paramètre de sphéricité est inférieur à 1%. Pour 75% des cas étudiés, le pourcentage de sphéricité est inférieur ou égal à 10%.

Nous avons effectué une analyse des rétro-trajectoires des masses d'air calculées à partir du modèle HYSPLIT (Trajectoire Hybride Intégrée par Lagrange Analogique). Ce modèle nous permet de suivre l'évolution spatiale et temporelle probable des masses d'air (<http://ready.arl.noaa.gov>). Pour les jours sélectionnés, les masses d'air proviennent du Sahara algérien (figure 3.23).

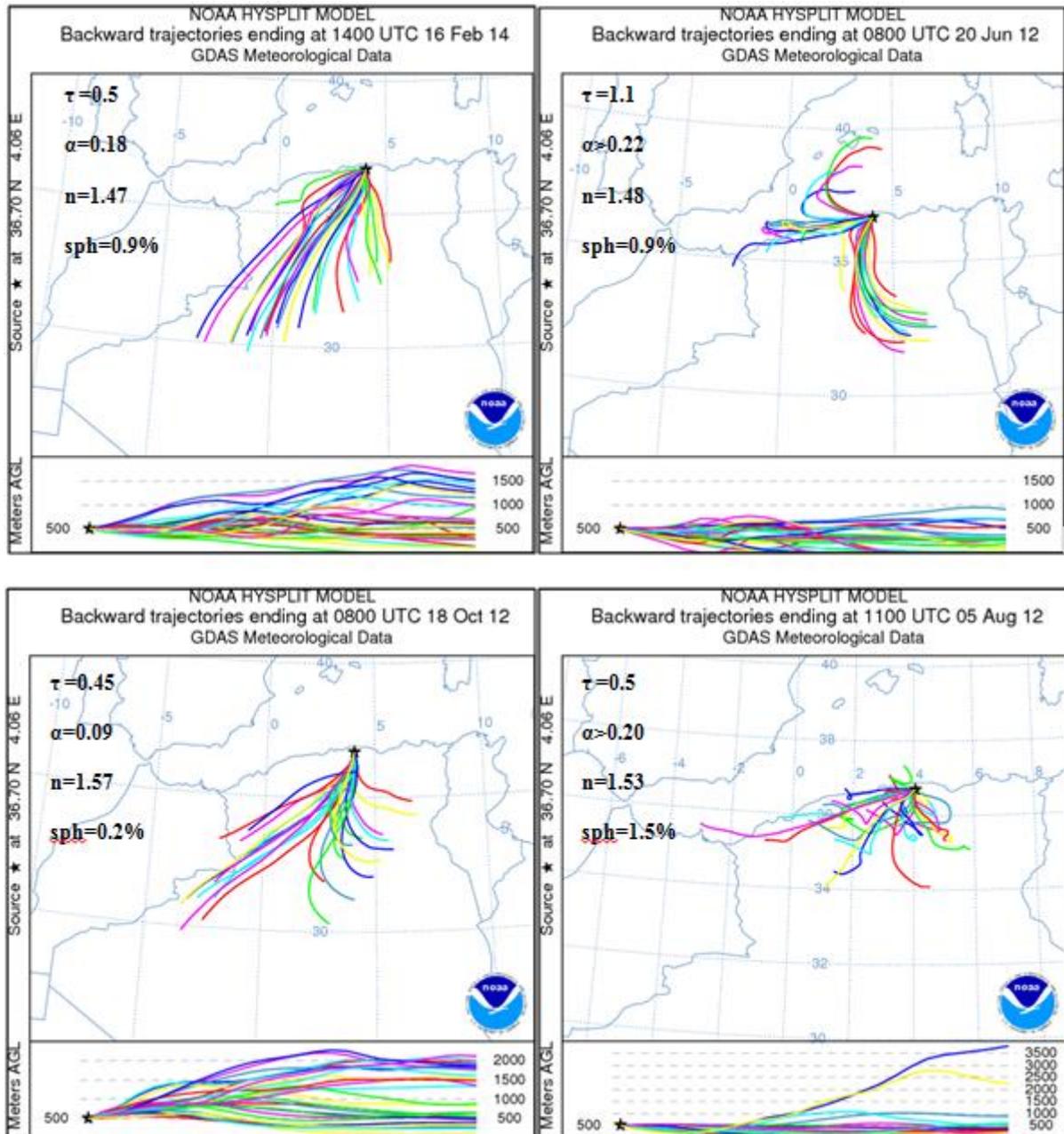


Figure 3.23 : Rétro trajectoires effectuées pour des journées où l'épaisseur optique des aérosols est élevée. A gauche, l'exposant d'Angström est inférieur à 0.20. A droite, L'exposant d'angström entre 0.20 et 0.30

La topographie de la région de tizi Ouzou est un paramètre qui peut aider à l'identification des aérosols. En effet, la ville de Tizi Ouzou est entourée d'une chaîne montagneuse d'altitudes très élevées (figure 3.1), de ce fait, les aérosols de poussière désertique ne peuvent atteindre la région et être détectés, que s'ils se situent à une altitude supérieure aux sommets des montagnes qui entourent la région (l'altitude maximale est de 2300 m). On peut noter, que les valeurs significatives du coefficient d'extinction à des hauteurs élevées (de 2500 m à 5000 m), peuvent être attribuables à la présence d'aérosols désertiques qui ont traversés les montagnes. Nous donnons un exemple de profil d'extinction pour des poussières désertiques détectées au site de Tizi Ouzou dans la figure 3.24. On peut voir clairement dans cette dernière, deux couches d'aérosols. La première se situe entre 500 et 1000 mètres, la seconde entre 2000 et 4000 m.

En combinant les rétro-trajectoires, les distributions en taille (AERONET) et les profils verticaux LIDAR, nous avons pu montrer, que lorsque la majorité des aérosols proviennent du Sahara, le coefficient d'Angstrom diminue, la distribution en taille présente un mode grossier prédominant, l'albédo de simple diffusion montre une faible absorption dans le visible et proche infrarouge, et la distribution verticale indique une extinction très importante en haute altitude.

### 3.4.2.2. Identification des aérosols anthropogéniques

Nous avons constaté que dans certain cas que lorsque l'épaisseur optique augmente, l'exposant d'Angstrom augmente aussi. C'est le cas des journées du 30 juillet, 22 Aout et 21 septembre pour l'année 2012, du 18 septembre pour l'année 2013 et du 14 octobre pour l'année 2014. Cette augmentation du coefficient d'Angström, associé à l'augmentation de l'épaisseur optique, montre qu'il y a d'autres types de particules avec une plus grande variation spectrale de l'efficacité d'extinction. Di Sarra et al. (2008) et Pace et al. (2005) ont signalé que les particules polluantes et les particules brûlantes de biomasse se caractérisent par un exposant d'Angstrom élevé.

Contrairement aux particules désertiques, lorsque les rétro-trajectoires montrent que les masses d'air proviennent de la méditerranée et des villes voisines, le mode grossier est considérablement réduit dans la distribution en taille et l'extinction verticale montre l'absence d'aérosols dans les couches supérieures.

La sphéricité atteint son maximum (92-98%) le 2 septembre 2013, nous avons cherché les rétro-trajectoires des masses d'air associées à cette valeur de sphéricité. Ces rétro-trajectoires (figure 3.25) montrent que les aérosols détectés proviennent d'Europe et sont donc très susceptibles d'être des aérosols anthropiques. Ces particules présentent un taux d'absorption très élevé dans le proche infrarouge et dans le visible. Dans la figure (3.26), on donne le comportement spectral des poussières désertiques et anthropogénique.

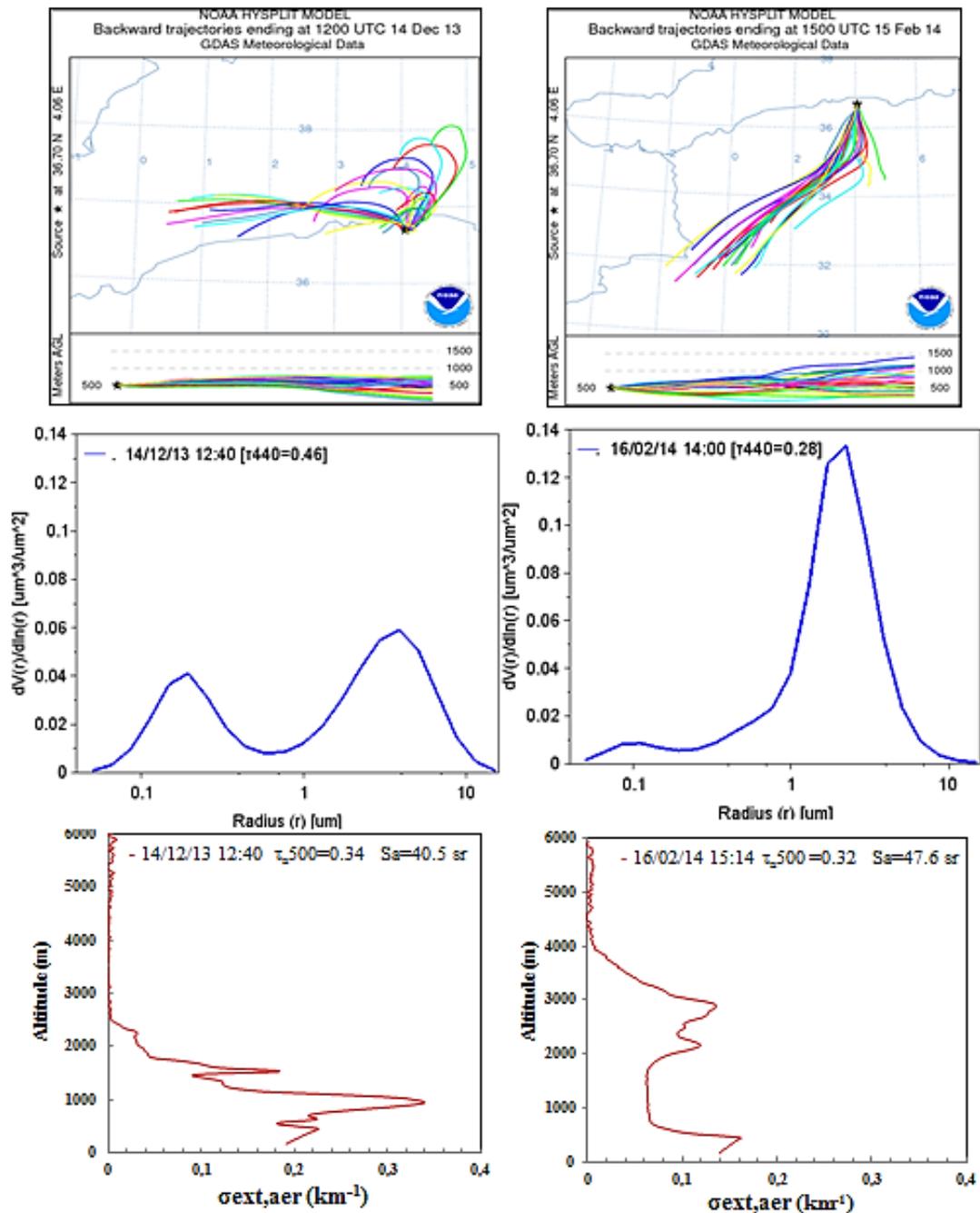


Figure 3.24: Origine des masses d'air (au sommet), distribution en taille (au milieu) et coefficient d'extinction aérosols (en bas)

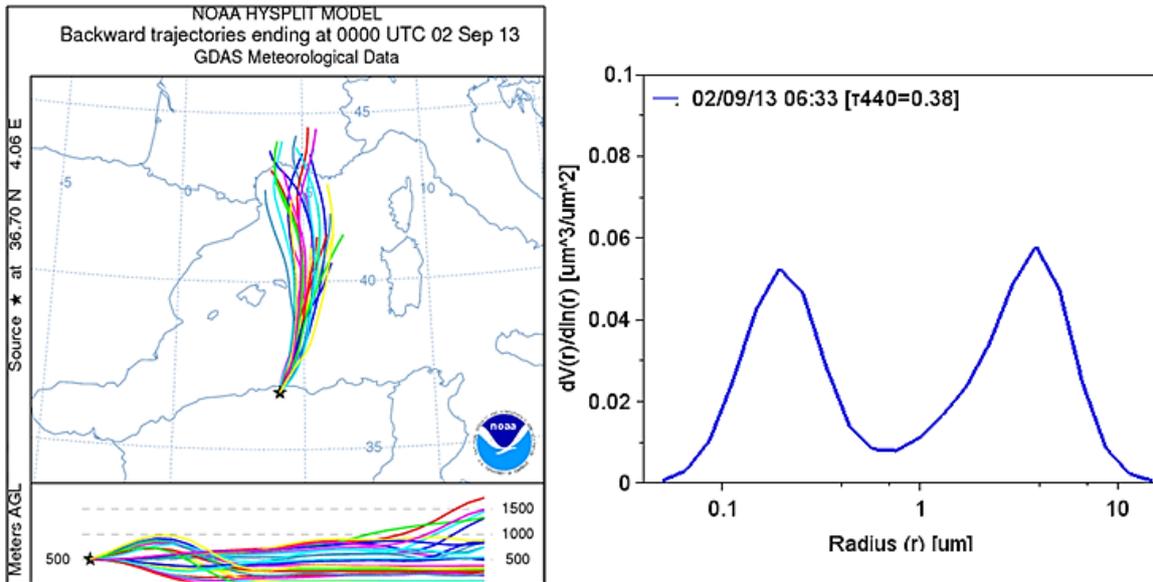


Figure 3.25: Origine des masses d'air pour le cas caractérisé par une sphéricité très élevée (98%).

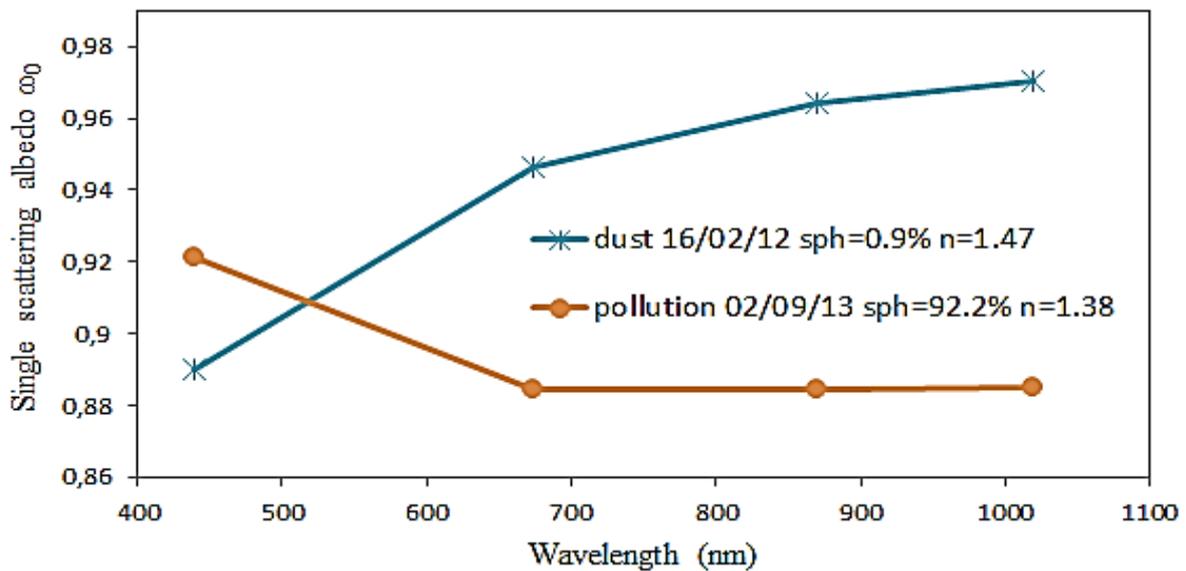


Figure 3.26 : Albédo de simple diffusion des particules désertique et les particules de pollution.

En combinant les rétro-trajectoires, la sphéricité, les distributions en taille et les profils verticaux LIDAR, quand le coefficient d'Angstrom augmente avec l'épaisseur optique, et quand le mode fin domine dans la distribution en taille, l'albédo de simple diffusion montre une forte absorption dans le visible et proche infrarouge.

### Discussions

L'application des corrections instrumentales et des filtrages des bruits aux données du lidar de Tizi Ouzou, et l'inversion des données Lidar corrigées en utilisant les épaisseurs optiques mesuré par le photométrie de ce site, a donné comme résultats, les rapports lidar et les profils d'extinction aérosols.

Les reliefs géographiques, les masses d'air probables, et les propriétés optiques calculées et celles mesurées, ont permis de mieux caractériser les particules désertiques et anthropiques. Un seuil d'identification des particules désertique a été établi.

L'atmosphère de la région de Tizi Ouzou est composée d'une charge d'aérosols importante, où 18% des épaisseurs optiques mesurées à la longueur d'onde 440 nm dépassent 0.4. L'analyse des propriétés optiques des aérosols dans cette région, a permis de caractériser le comportement optique de ces particules. Ces propriétés optiques varient au cours de la période observée.

Ces résultats peuvent être très utiles pour les modèles de transport de poussière. Les résultats obtenus pour le site de la région de Tizi Ouzou peuvent contribuer en les associant aux résultats obtenus dans d'autres sites de la région méditerranéenne, à améliorer notre compréhension des caractéristiques de l'aérosol méditerranéen (Belaidi et al., 2016).

Les caractéristiques que nous avons déterminées dans ce chapitre seront utilisées dans le chapitre suivant pour l'estimation de l'effet radiatif direct des aérosols dans la région de Tizi Ouzou.

## **CHAPITRE 4**

# **EFFET RADIATIF DIRECT DES AEROSOLS ATMOSPHERIQUES DANS LA REGION DE TIZI OUZOU**

### **Préambule**

Les aérosols atmosphériques jouent un rôle important dans le changement climatique. Ils influencent de manière direct, semi direct et indirect le climat (voir chapitre 1).

Définir l'interaction de la lumière avec les aérosols est très complexe, à cause de la variabilité des propriétés optiques et microphysiques de ces derniers. Cette difficulté rend les incertitudes sur l'impact radiatif de ces aérosols très large (IPCC 2001). Dans le but d'estimer l'effet radiatif direct des aérosols dans la région de Tizi Ouzou, nous avons déterminé dans le chapitre précédent les propriétés optiques des aérosols, mesurés et calculés dans cette région.

Dans ce chapitre, nous donnerons, dans un premier temps, un historique sur les méthodes d'estimation de l'effet direct des aérosols. Nous expliquerons ensuite la méthodologie que nous avons suivie pour l'estimation de cet effet, et nous donnerons en fin les résultats de son application sur les aérosols de la région de Tizi Ouzou.

## 4.1. Aperçu sur l’historique des méthodes d’estimation de l’effet direct des aérosols atmosphériques

Les premiers travaux sur l’effet radiatif des aérosols remontent à la fin des années soixante, où MrCornick et Ludwing (1967) ont remarqué que l’augmentation de la masse des aérosols atmosphériques favorise l’augmentation de l’albédo terrestre, et contribue ainsi au refroidissement du système climatique. Deux ans après, Charlson et Pilat (1969), suggèrent que les particules peuvent aussi causer un réchauffement qui dépend du rapport entre la capacité d’absorption et de diffusion de ces dernières. Au début des années soixante-dix, Atwater (1970) et Mitchell (1971) ont montré que l’albédo de surface et l’évaporation de l’eau à la surface contribuent au réchauffement ou au refroidissement du système climatique. Ensor et al., 1971 ont noté que le manque de données qui caractérisent l’absorption et la diffusion des particules atmosphériques engendre de grandes incertitudes sur les effets des aérosols sur le climat.

### 4.1.1. Estimation des effets des aérosols par solution analytique

L’effet radiatif global moyen des aérosols sulfatés a été estimé pour la première fois par Charlson et al en 1992, en utilisant une formule approchée qui calcule la moyenne du forçage radiatif  $\Delta F$  résultant de l’augmentation de la concentration d’aérosols en utilisant l’équation (4.1) suivante.

$$\Delta F = -\frac{1}{2} S_0 T^2 (1 - A_c) (1 - a)^2 \beta \tau \quad (4.1)$$

Où le facteur  $\frac{1}{2}$  signifie que le calcul ne se fait que durant la journée (présence de soleil),  $S_0$  est le flux solaire au sommet de l’atmosphère,  $T$  est la transmittance de l’atmosphère,  $A_c$  est la fraction de la couverture nuageuse,  $a$  est l’albédo de surface sous les couches d’aérosols,  $\beta$  est la fraction du rayonnement diffusé par les aérosols et  $\tau$  l’épaisseur optique de la couche d’aérosol.

Dans cette formule, Charlson et al., ne prennent pas en considération la variation de la durée d’ensoleillement, supposent que  $\beta$  est indépendant de l’angle zénithal, et que  $\tau$  suit la loi de Beer Lambert sans variation géographique. Quant à l’albédo il a été fixé à 0.15, ce qui signifie que la variation géographique de ce dernier n’est pas prise en compte également. Haywood et Shine 1995, améliore cette formule en introduisant l’absorption des aérosols et en prenant en considération la variation de la durée d’ensoleillement selon la latitude et la saison.

Des moyennes mensuelles des fractions de la couverture nuageuse et des réflectances de la surface ont été utilisées. Chylek et Wong., 1995 ont aussi introduit l'effet d'absorption des aérosols en prenant en considération le rayonnement absorbé par les aérosols dans le terme de l'albédo planétaire (équation 4.2).

$$\Delta F = 2(1 - a)^2 \beta \varpi \tau - 4a(1 - \varpi) \tau \quad (4.2)$$

Où  $\varpi$  est l'albédo de simple diffusion. Pour les particules non absorbantes le terme  $4a\tau(1-\varpi)$  est nul, on reviendra donc à l'équation de Charlson. Autrement l'équation (4.1) s'écrira comme suit.

$$\Delta F = -\frac{S_0}{2} T^2 (1 - A_c) \tau [\varpi(1 - a)^2 \beta - 2a(1 - \varpi)] \quad (4.3)$$

L'épaisseur optique des aérosols donne l'amplitude du forçage, tandis que la fraction de diffusion et l'albédo de simple diffusion donnent le signe du forçage. L'avantage de la solution analytique est la dépendance explicite des paramètres individuels qui déterminent le forçage, où le premier terme de l'équation (4.2) dépend de la fraction de diffusion  $\beta$ , tandis que le second terme ne dépend pas de  $\beta$ .

L'inconvénient de cette solution est qu'en situation de ciel nuageux, l'effet direct des aérosols est considéré nul. L'usage de telles formules simplifiées se perd et la résolution numérique de l'équation de transfert radiatif par les codes de transfert radiatif est la plus pratiquée.

#### **4.1.2. Estimation de l'effet radiatif des aérosols par des modèles de circulation générale**

Plusieurs paramètres agissent sur l'effet radiatif des aérosols qui suivent une variation spatio-temporelle dans l'atmosphère. La connaissance au préalable des propriétés optiques des aérosols, la détermination de leur processus d'émission dans l'atmosphère et de dépôt sec ou humide, l'identification des réactions chimiques que subissent ces aérosols et l'influence de la présence de forte humidité relative sur la composition chimique et sur la taille des aérosols hygroscopiques, permettra de modéliser l'interaction aérosol-rayonnement dans l'atmosphère par des modèles, globaux ou régionaux, de chimie et de transport, et d'estimer ainsi l'effet radiatif global des aérosols atmosphériques, (Haywood et Boucher, 2000). L'effet radiatif dépend aussi de l'insolation, de la fraction de la couverture nuageuse et de l'albédo de surface (Bellouin et al. 2005).

Les modèles globaux sont appelés aussi modèles de circulation générale (MCG), parce qu'ils sont basés sur la circulation atmosphérique générale. Ils sont de plus en plus nombreux à introduire les codes de transfert radiatif, tel que ARPEGE (Action de recherche Petite Echelle Grande Echelle), qui est un modèle français de prévision de temps en géométrie étirée (Courtier et al., 1991). L'avantage des modèles globaux est le pouvoir d'estimer l'effet radiatif à grande échelle, mais ces modèles ne peuvent pas détecter précisément les processus se produisant à petite échelle. Pour cela les modèles à air limité (LAM) au-dessous d'une région d'intérêt sont utilisés (Malavelle et al., 2012). Cette descente d'échelle s'effectue tout en tenant compte des effets de la circulation générale, comme le cas du modèle régional ALADIN (Air Limitée Adaptation Dynamique et développement International) qui prend comme données initiales les sorties d'ARPEGE. Notons que, ces deux modèles précédents (ARPEGE et ALADIN) sont ceux utilisés à l'office national de la météorologie (ONM) en Algérie pour les prévisions météorologiques.

Les codes radiatifs introduits dans ces modèles permettent de traiter de manière plus sophistiquée l'effet de l'humidité relative pour les aérosols hygroscopiques, et permet ainsi de d'avoir une meilleure résolution spatiale et temporelle ainsi qu'un meilleur traitement des nuages que les méthodes décrites précédemment. Ces codes sont intégrés dans une suite de plusieurs codes qui constituent le modèle, et doivent respecter trois critères : la rapidité (des millions de radiances doivent être simulées pour réaliser une prévision numérique), la précision (les erreurs de modélisation doivent être suffisamment faibles devant les erreurs de prévision) et la flexibilité (le code doit pouvoir s'interfacer avec de nombreux modèles de prévision numérique du temps) (Mahfouf, 2015).

Le calcul de l'effet radiatif des aérosols se fait par activation et désactivation du module aérosol, et le calcul ensuite, des flux radiatif avec et sans aérosols. L'effet des aérosols est donc la différence entre les flux.

Le principal problème de la modélisation d'un phénomène ou d'un paramètre, provient des conditions initiales de la prévision. Dans la modélisation des aérosols par exemple, il s'avère très difficile d'obtenir une quantification correcte des émissions des aérosols, pour l'utiliser comme état initial dans le modèle. Les formulations utilisées dans les modèles de prévision représentent aussi un problème, à cause de la grande hétérogénéité de l'atmosphère, ce qui rend extrêmement compliqué la mise en place des lois physiques applicables sur toute la région considérée. Le second problème, est dû au fait que dans les modèles, l'effet direct

des aérosols est estimé par la décomposition de cet effet à plusieurs composants aérosols (associés à chaque espèce chimique). Le mélange interne des différents composants n'est pas pris en considération dans les modèles, tandis qu'en réalité, les aérosols sont généralement présents dans l'atmosphère sous forme de mélange interne. Les propriétés radiatives des aérosols résultants d'un mélange interne diffèrent des propriétés radiatives des aérosols en mélange externe, car la composition chimique produite est différente des compositions chimiques initiales.

#### **4.1.3. Estimation des effets radiatifs directs des aérosols par télédétection**

L'intérêt de la télédétection des aérosols, comme mentionnée dans le deuxième chapitre, est de fournir des mesures sur l'extinction de la lumière par les aérosols atmosphériques au niveau de l'atmosphère terrestre. L'observation par satellite permet une estimation de l'épaisseur optique et de l'effet radiatif des aérosols à l'échelle globale. Cette estimation est entachée de grandes incertitudes à l'échelle régionale à cause des incertitudes dans la région à forte albédo de surface. La structure verticale des aérosols est un paramètre clé pour estimer la répartition verticale des effets des aérosols. Les profils verticaux satellitaires du lidar CALIOP du satellite CALIPSO, peuvent être utilisés, mais ce dernier ne peut pas fournir des données sur une même région en continu, puisqu'il suit une trajectoire dans l'espace.

L'utilisation des instruments de télédétection terrestre, peut améliorer significativement les incertitudes sur les effets radiatifs des aérosols, puisque ces derniers visent l'atmosphère et l'espace, et les mesures ne sont pas donc trop perturbées par l'albédo de surface. L'estimation de l'effet des aérosols au niveau de la surface et au sommet de l'atmosphère peut être évaluée par les photomètres solaires grâce au code de calcul intégré dans AERONET (Garcia et al., 2008 ; Derimian et al., 2008), mais l'effet radiatif des aérosols est aussi influencé par la structure verticale de ces derniers (Guan et al., 2010).

Pour déterminer l'effet direct des aérosols au niveau des couches atmosphériques, qui peut modifier l'estimation des profils verticaux de température atmosphérique et d'humidité relative, le calcul des flux montant et descendant avec et sans aérosols dans les différentes couches atmosphériques est nécessaire.

## 4.2. Estimation des flux montants et descendants à Tizi Ouzou

Dans cette partie, nous décrirons dans un premier temps la méthode que nous avons développée pour estimer les flux montants et descendants. Puis nous donnerons et analyserons les résultats obtenus pour la région de Tizi Ouzou.

### 4.2.1. Méthodologie

Dans notre travail nous estimerons les flux atmosphériques montants et descendants, en combinant la télédétection et la modélisation. La méthodologie suivie dans notre travail pour estimer les flux montants et descendants avec ou sans aérosols est de combiner des données du lidar, du photomètre, des sorties du modèle météorologique ALADIN et des données d'ozone sur la colonne totale du satellite OMI (Ozone Monitoring Instrument).

Pour ce faire nous avons utilisé l'outil de calcul de transfert radiatif ARTDECO (Atmospheric Radiative Transfer Database for Earth Climate Observation) développé au laboratoire LOA et financé par le programme TOSCA de l'Agence spatiale française (CNES). Cet outil permet de prendre en compte avec précision la diffusion moléculaire, l'absorption gazeuse, la teneur en H<sub>2</sub>O, les conditions météorologiques (profil de pression atmosphérique, profil de température et profil d'humidité relative) et la réflectance de surface.

ARTDECO est un outil qui permet d'évaluer les flux montants et descendants à partir d'un modèle d'atmosphère et de données standard regroupées dans des fichiers appelés module on distingue :

- Le module de surface,
- Le module des propriétés optiques des aérosols
- Le modèle de distribution verticale des aérosols.

Pour améliorer cette technique nous avons pris en considération les données estimées quotidiennement des profils verticaux d'extinction des aérosols, des propriétés optiques des aérosols, des sorties du modèle météorologique ALADIN, ainsi que des données d'ozone atmosphérique total. L'ensemble de ces données est introduit automatiquement dans l'outil ARTDECO par un algorithme que nous avons développé.

La méthode d'estimations des flux montants et descendants, ainsi décrites peut être schématisé selon le synoptique ci-dessous.

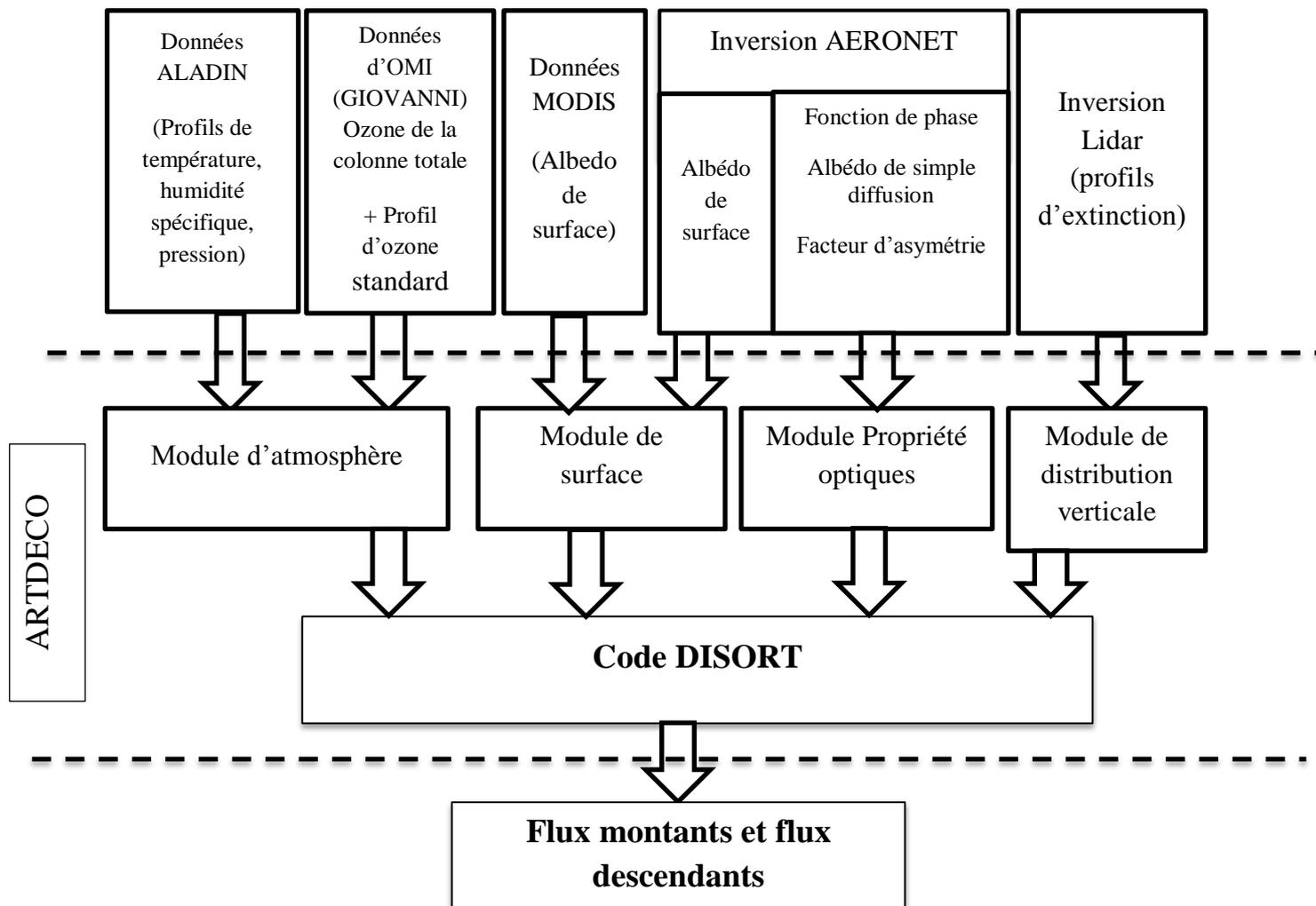


Figure 4.1 : Schéma synoptique du résumé de la méthodologie suivi pour le calcul des flux montants et descendants.

Les différentes modifications apportées au modèle d'atmosphère utilisé ainsi qu'aux différents modules sont décrits ci-après.

– **Modèle d'atmosphère**

Les modèles atmosphériques utilisés dans ce travail sont constitué de 127 couches, allant de la surface de la terre à une altitude de 63 Kms. Ces modèles sont constitués de profils de pression, de température, de densité d'air, de densité d'H<sub>2</sub>O et de densité d'Ozone.

Les profils de pression, de température et d'humidité spécifique, sont issus du modèle météorologique ALADIN. Ce modèle à surface limité (LAM), développé au CNRM (Centre Nationale de la recherche météorologique, France) est opérationnel dans plus de 16 pays

d'Europe et d'Afrique du nord, dont l'Algérie. Ces données nous ont été fournies par l'Office National de la Météorologie.

Nous avons calculé la densité d'air à partir des pressions et des températures fournies par le modèle ALADIN en utilisant l'équation des gaz parfaits reliant la température, la pression et le volume. Et nous avons calculé la densité de H<sub>2</sub>O en utilisant le rapport de mélange, qui est l'inverse de l'humidité spécifique.

L'ozone total atmosphérique est fourni par le satellite OMI (Ozone Monitoring Instruments), que nous avons trouvé sur le site GIOVANI de la NASA ([giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/](http://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/)). Les profils d'ozone utilisés dans nos modèles atmosphériques sont calculés en répartissant l'ozone total atmosphérique suivant le profil d'atmosphère standard (International standard atmosphère 1976).

#### - **Module de propriétés optiques des aérosols**

Le module de propriétés optiques des aérosols est un fichier contenant les paramètres qui décrivent le comportement optiques des particules. Ces paramètres sont le facteur d'asymétrie, la fonction de phase.

Dans notre travail, le facteur d'asymétrie et la fonction de phase ont été évalués différemment selon les gammes de fréquence utilisées

Dans la gamme [440 – 1020] ces paramètres sont obtenus par l'interpolation des valeurs calculées par l'algorithme d'inversion AERONET aux longueurs d'onde des filtres du photomètre, à savoir ; 440 nm, 675 nm, 870 nm et 1020 nm ont été interpolées.

Dans Les gammes [0.2 -0.44µm [et] 1.02-4µm], le facteur d'asymétrie et la fonction de phase ont été calculé par le code de Mie, qui utilise comme entrées les indices de réfraction et les rayons effectives de la distribution en taille des particules retrouvés par l'algorithme d'inversion "AERONET".

Le coefficient d'extinction est obtenu par le code de Mie pour toute la gamme [0.2 - 4µm]

#### - **Module de distribution vertical des aérosols**

Les profils verticaux utilisés dans ce travail, sont les profils d'extinctions à la longueur d'onde 532 nm, nous les avons estimés par l'inversion Lidar/photomètre (voir chapitre 3).

– **Module de surface**

L'albédo de surface est un paramètre, très important pour le calcul des flux radiatif. Ce paramètre est calculé par l'algorithme d'inversion AERONET, grâce aux mesures de rayonnement diffusé par les mouvements « Almucantar » du photomètre. Ce rayonnement est mesuré par quatre filtres de longueurs d'onde 440 nm, 675 nm, 870 nm et 1020 nm.

Dans la gamme [440 1020 nm], l'albédo de surface utilisé dans notre travail est obtenu par l'interpolation des albédos de surface restitués par l'algorithme d'inversion AERONET.

Dans les gammes [0.2 0.44 $\mu$ m [et] 1.02 4.0 $\mu$ m], des valeurs climatologiques de l'albédo de surface estimé par MODIS (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer) à des longueurs d'ondes d'onde de 1.24 $\mu$ m, 1.64 $\mu$ m et 2.13 $\mu$ m, ont été utilisé. Nous avons utilisé pour chaque mois un albédo de valeur fixe pour chaque longueur d'onde. Nous avons considéré dans notre travail que l'albédo de surface à 4 $\mu$ m est égale à l'albédo de surface à 2.13 $\mu$ m, et l'albédo de surface à 0.44 $\mu$ m est égale à l'albédo a 0.2 $\mu$ m. L'interpolation de toutes ces valeurs d'albédo donne la réflectance de la surface dans cette gamme de longueur d'onde.

**-Le code DISORT**

Pour calculer les flux dans le domaine de l'ultra-violet et sur le spectre solaire, nous avons utilisé le code "Discrete Ordinates Radiative Transfer Program for a Multi-Layered Plane-Parallel Medium" appelé DISORT (Stamnes et al., 1988). Ce code est intégré dans l'outil numérique de calcul ARTDECO, il utilise la méthode des ordonnées discrètes (Chandrasekhar, 1960) pour déterminer les luminances de manière cohérente.

**4.2.2. Résultats et interprétations**

Nous avons appliqué cette méthode aux données de la région de Tizi Ouzou pour calculer les intensités des flux descendants et montants pour la période allant du mois d'octobre 2013 au mois de novembre 2014.

La figure (4.2) montre les variations verticales des flux descendants pour les angles solaires ; (52 $\pm$ 2 $^\circ$ ), (56.7 $\pm$ 2.2  $^\circ$ ), (61 $\pm$ 2.2 $^\circ$ ), (69 $\pm$ 2.2 $^\circ$ ).

La figure (4.3) illustre les variations verticales des flux montants pour les angles solaires ;  $(52 \pm 2^\circ)$ ,  $(56.7 \pm 2.2^\circ)$ ,  $(61 \pm 2.2^\circ)$ ,  $(69 \pm 2.2^\circ)$ .

Ces résultats sont représentés pour des angles zénithaux proches, à savoir ; Notons que, les flux sont très sensibles à l'inclinaison du soleil par rapport à la surface de la terre.

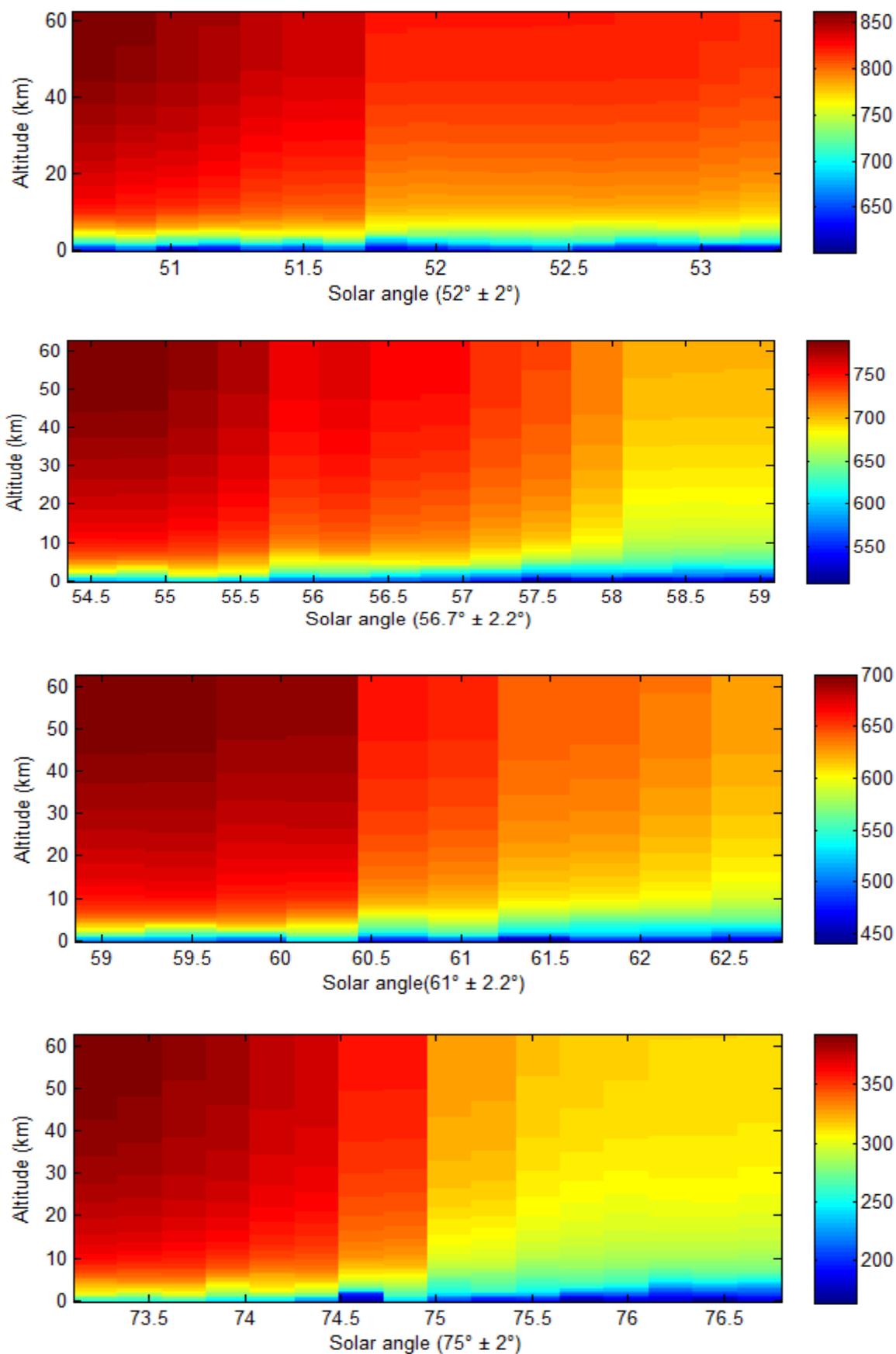


Figure 4.2 : Flux descendant dans la région de Tizi Ouzou, de octobre 2013 à Novembre 2014, pour les angles solaires ;  $(52^\circ \pm 2^\circ)$ ,  $(56.7^\circ \pm 2.2^\circ)$ ,  $(61^\circ \pm 2.2^\circ)$ ,  $(69^\circ \pm 2.2^\circ)$ .

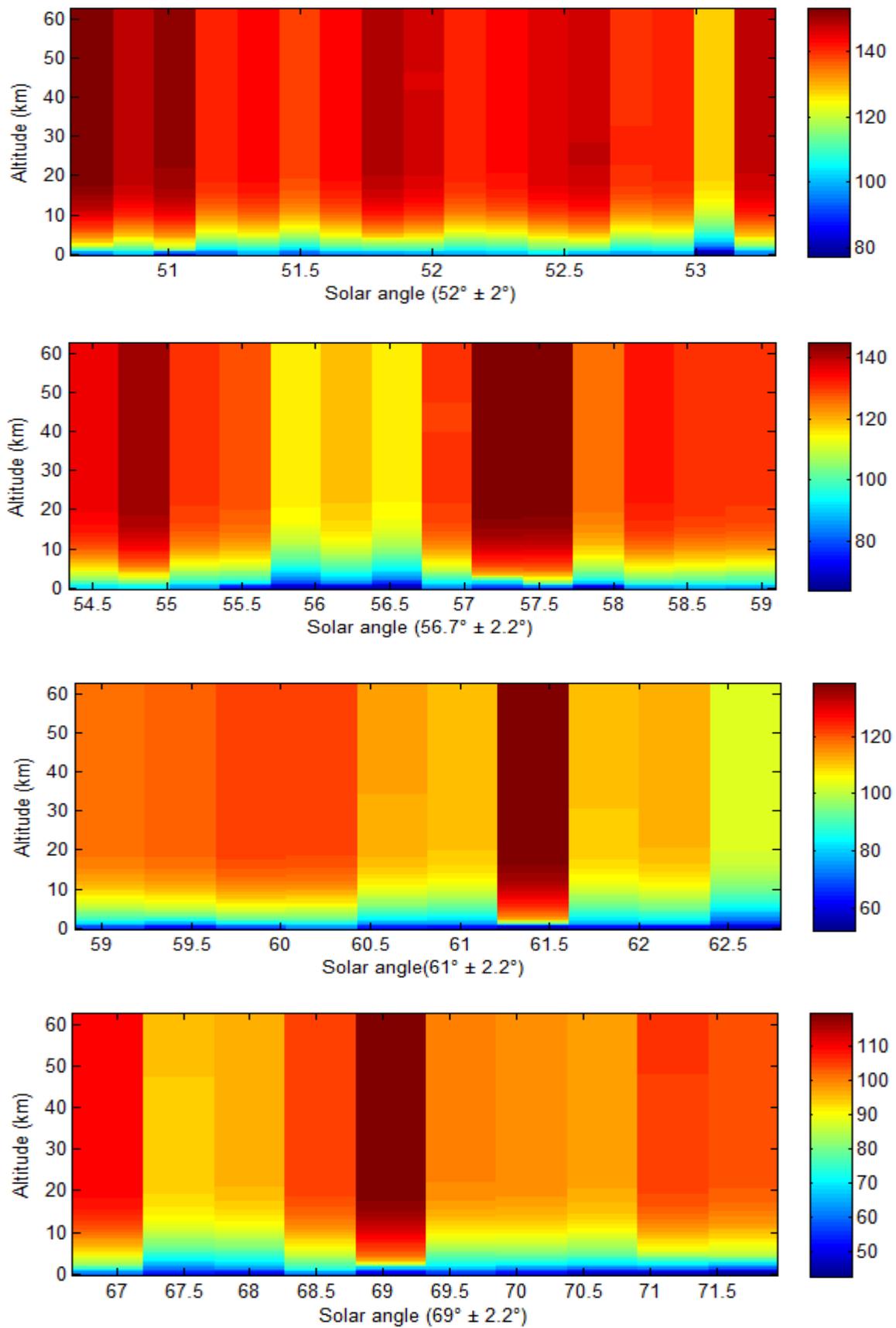


Figure 4.3 : Flux montant estimé pour l'atmosphère de Tizi Ouzou, de octobre 2013 à novembre 2014, pour différents angles solaires ;  $(52^\circ \pm 2.2^\circ)$ ,  $(56.7^\circ \pm 2.2^\circ)$ ,  $(61^\circ \pm 2.2^\circ)$ ,  $(69^\circ \pm 2.2^\circ)$

En analysant les figures (4.2) et (4.3), nous remarquons que les variations des flux descendants sont proportionnelles à l'angle solaire, contrairement aux flux montants. Cette différence est le résultat de la forte dépendance des flux montant à l'albédo de surface. Ce dernier varie fortement dans la région de Tizi Ouzou (voir figure 4.4). Lors du calcul des flux montants, Les erreurs faites sur l'estimation de l'albédo de surface à des longueurs d'ondes au-delà de 1020 nm (pour couvrir le maximum du spectre solaire) peuvent induire des incertitudes sur le calcul de l'effet radiatif au sommet de l'atmosphère.

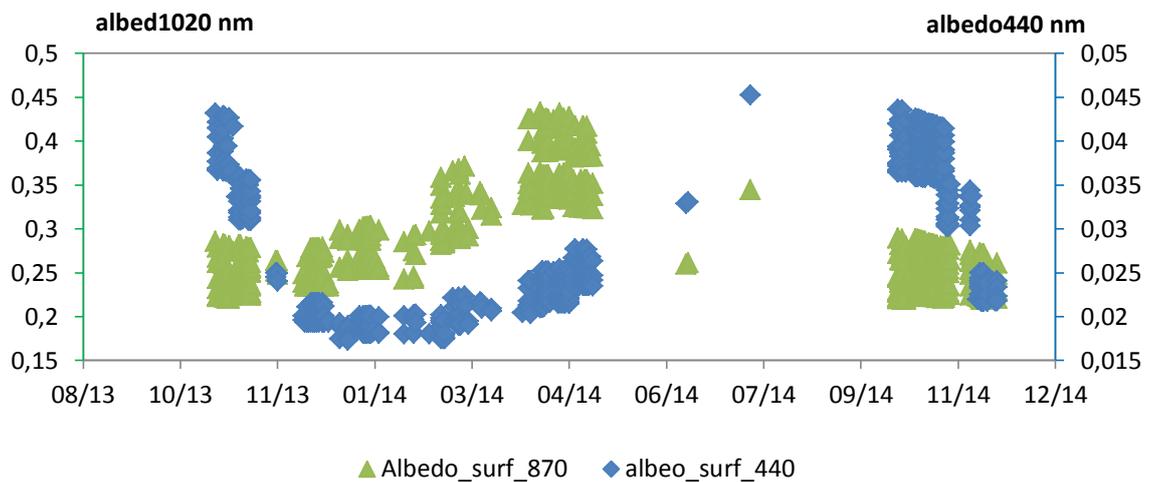


Figure 4.4 : albédo de surface, dans la région de Tizi Ouzou, d'octobre 2013 à novembre 2014.

### 4.3. Estimation du taux radiatif net et du taux de réchauffement des aérosols à Tizi Ouzou

Dans cette partie, nous estimerons le taux radiatif net et le taux de réchauffement par couche atmosphérique induits par les aérosols atmosphériques présents dans la région de Tizi Ouzou.

#### 4.3.1. Méthodologie

Le taux radiatif net et le taux de réchauffement des couches atmosphériques, sont calculés en utilisant les flux montants et descendants estimés. L'équation simplifiée (4.4) permet d'estimer les taux radiatif  $\Delta F$  en  $W m^{-2} m^{-1}$

$$\Delta F = \frac{dF \downarrow}{dz} - \frac{dF \uparrow}{dz} \quad (4.4)$$

Où  $dF\uparrow$  et  $dF\downarrow$  sont respectivement, les flux montants et descendants et  $dz$  est l'épaisseur du pas atmosphérique. Dans notre cas,  $dz$  est de 500m.

Le taux de réchauffement est directement calculé par la dérivée des flux montants et descendants par rapport à la pression, à chaque niveau  $n$  du modèle. Il est directement proportionnel à la force de gravitation  $g$  et il est inversement proportionnel à la capacité thermique massique de l'air ( $C_p$ ). L'équation (4.5) donne le taux de réchauffement exercé à chaque niveau  $n$ .

$$\Delta H^n = \frac{g}{C_p} * \frac{dF \downarrow - dF \uparrow}{P^n} \quad (4.5)$$

Où  $g=9.81$  m/s,  $C_p=1.005$  kJ.K<sup>-1</sup>.kg<sup>-1</sup> et  $P^n$ , la pression atmosphérique dans la couche  $n$ .

Pour estimer le taux radiatif net et le taux de réchauffement en kelvin exercés par les aérosols, nous avons calculé les taux radiatifs net et les taux de réchauffement pour une atmosphère sans aérosols et pour une atmosphère avec aérosols. Ceci en activant et désactivant le module aérosols. La différence entre les taux sans aérosols et les taux avec aérosols donne la contribution des aérosols.

### 4.3.2. Résultats et interprétations

Nous avons appliqué la méthode précédente pour les données de Tizi Ouzou, d'octobre 2013 à novembre 2014. Les résultats du taux de réchauffement (en Kelvin) exercé par les constituants de l'atmosphère pour chaque couche atmosphérique sont donnés par la figure (4.5).

Les résultats d'estimation du taux radiatif et le taux de réchauffement en Kelvin, qui sont exercé par les aérosols, sont présenté dans la figure (4.6) et (4.7) respectivement.

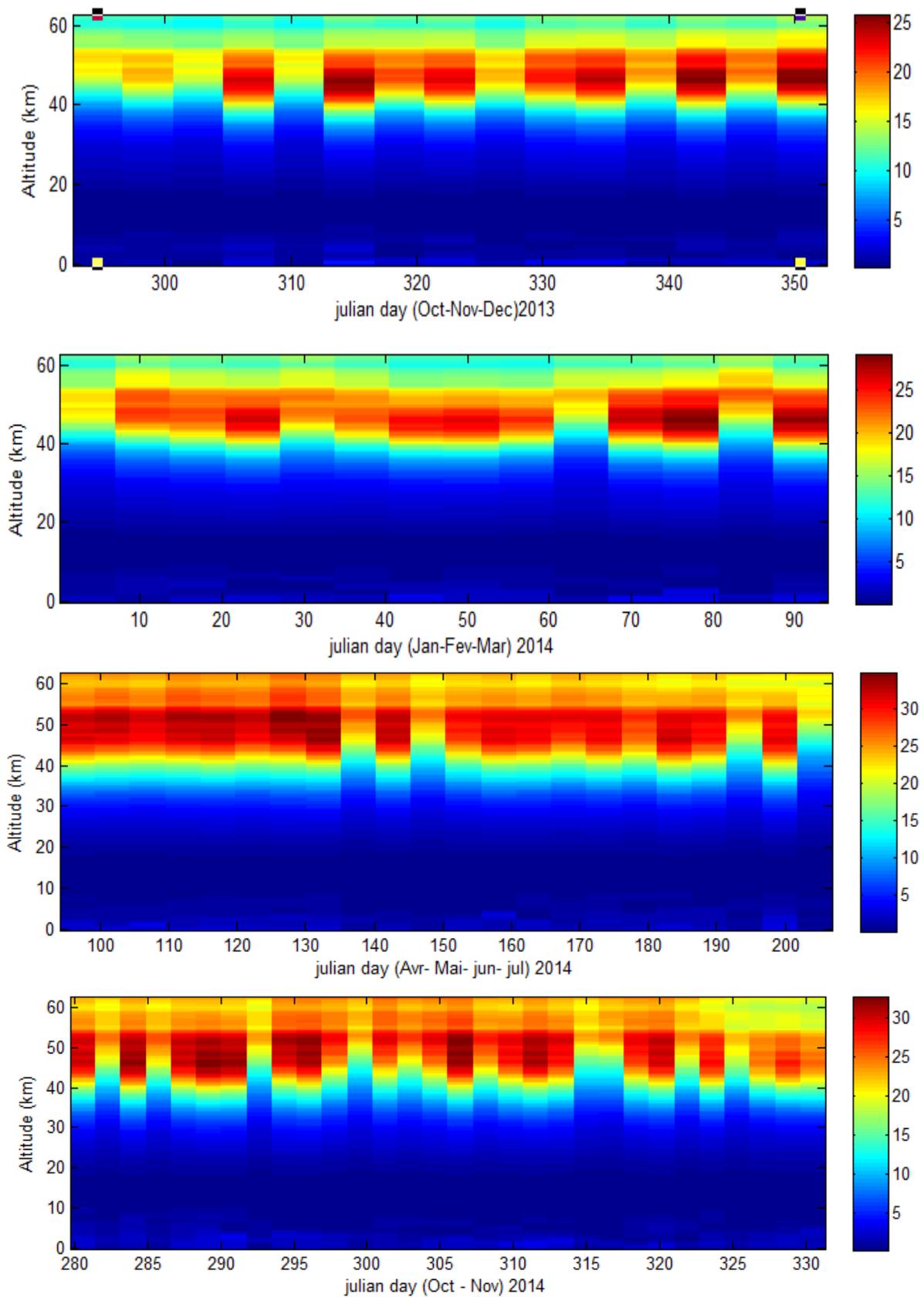


Figure 4.5 : Taux de réchauffement (en kelvin) des couches atmosphériques à Tizi Ouzou d'octobre 2013 à novembre 2014.

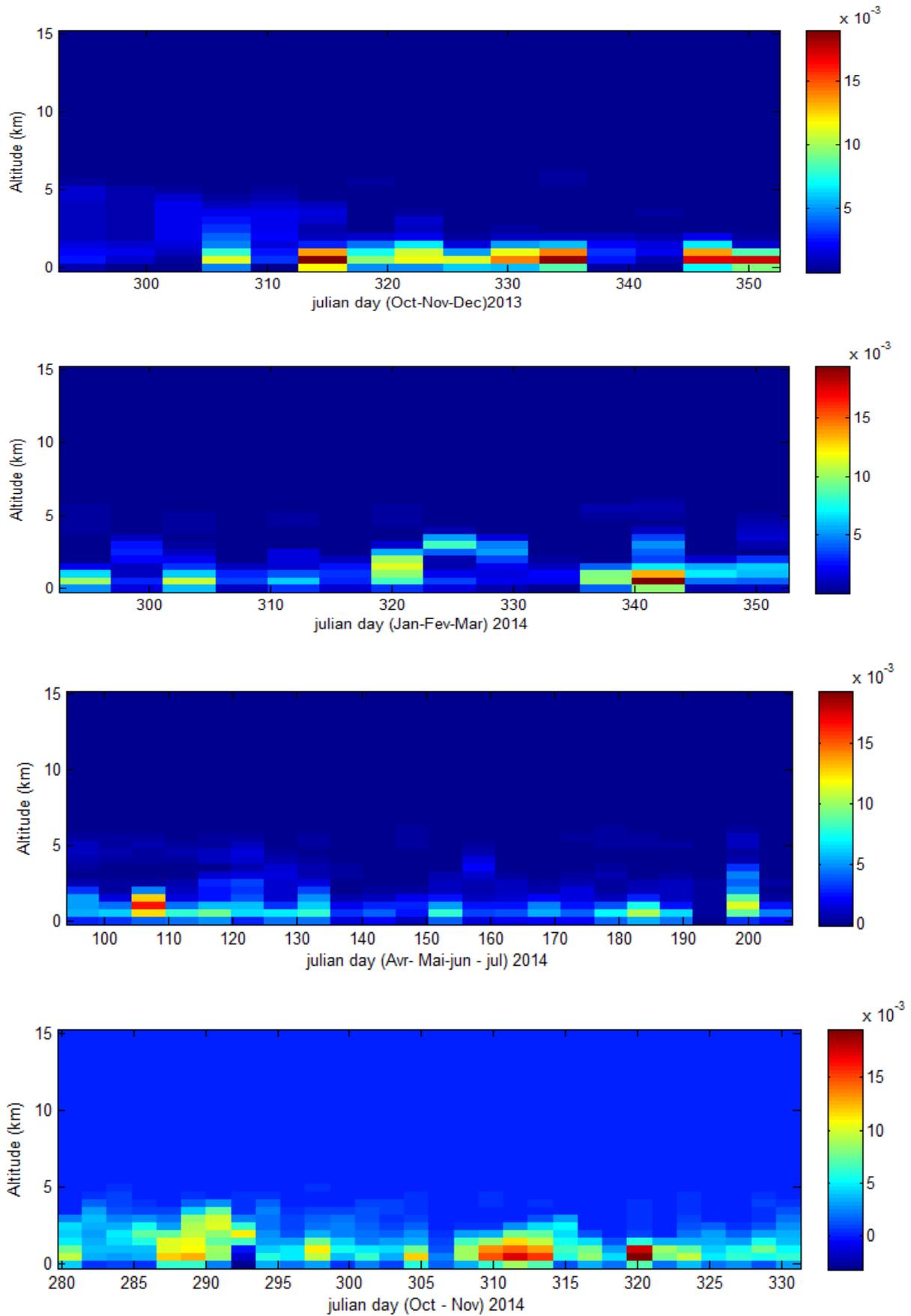


Figure 4.6: Le taux radiatif net de réchauffement des couches atmosphériques ( $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{m}^{-1}$ ), exercé par les aérosols à Tizi Ouzou d’octobre 2013 à novembre 2014.

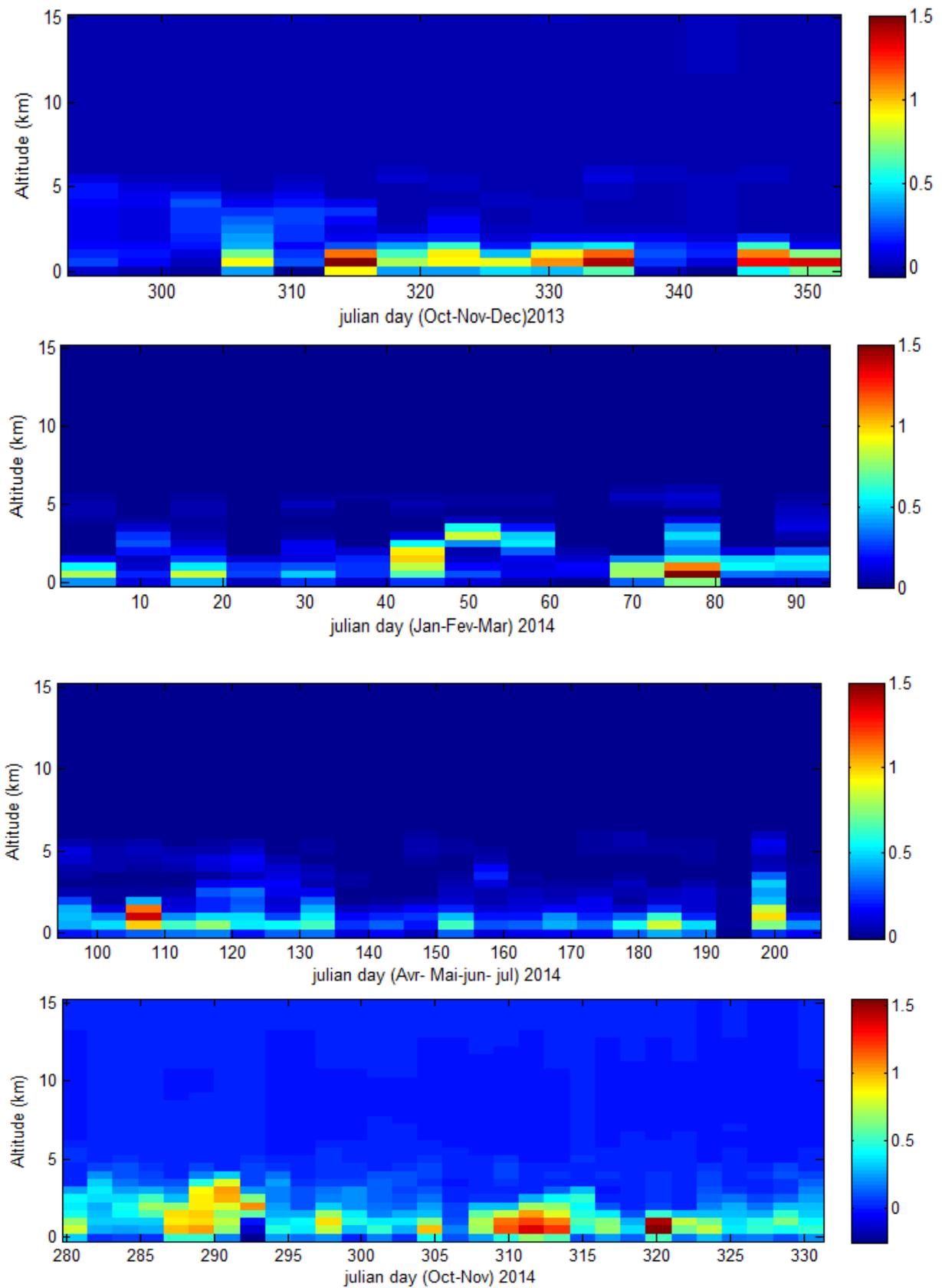


Figure 4.7 : Le taux d'échauffement des couches atmosphériques dû aux aérosols (Kelvin).

Dans la figure (4.5) ; nous remarquons qu'un taux de réchauffement très élevé est estimé au-delà de l'altitude de 30km. Ces grandes valeurs sont dues à la présence d'une couche d'ozone, qui absorbe les rayonnements solaires les plus dangereux et limite le passage de ces rayonnements pour permettre le développement de la vie sur terre.

Dans les figures (4.6) et (4.7), le taux radiatif et le taux de réchauffement dû à la présence d'aérosols ont des valeurs plus importantes aux basses altitudes, allant du niveau de la surface à 6Km d'altitude.

Les taux de réchauffement dans nos résultats, montre des signes positifs et négatifs au niveau de la surface. Ce qui se traduit par un réchauffement ou un refroidissement. La figure (4.8) donne deux situations. Dans la première situation, les aérosols provoquent un refroidissement au niveau de la surface et dans la seconde, les aérosols provoquent un réchauffement au niveau de la surface. Le tracé des rétro trajectoires associées à ces deux situations, est aussi représenté sur la même figure.

Pour le cas où les masses d'air proviennent du Sahara (cas du 11 octobre 2014), le taux de refroidissement estimé à la surface est de  $-0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ , les particules présentes ont un pouvoir de diffusion plus élevé (albédo de simple diffusion élevé). Cependant, toutes les estimations faites lors de la présence des poussières désertiques ne conduisent pas automatiquement à des valeurs négatives à la surface mais à de très faibles valeurs de réchauffement.

Dans le cas des masses d'air prévenant d'Europe et de la méditerranée (cas du 02 novembre 2014), nous observons un fort réchauffement au niveau de la surface. Notons que l'épaisseur optique n'est pas très élevée pour cette journée et le niveau 2.0 n'est pas disponible pour les cas de particules anthropiques. Le pouvoir d'absorption de ces particules est très fort (albédo de simple diffusion), ce qui a induit un réchauffement de  $+0.7\text{ }^{\circ}\text{C}$  à la surface. La présence de ce type de particules en quantités peut accentuer le taux de réchauffement à la surface.

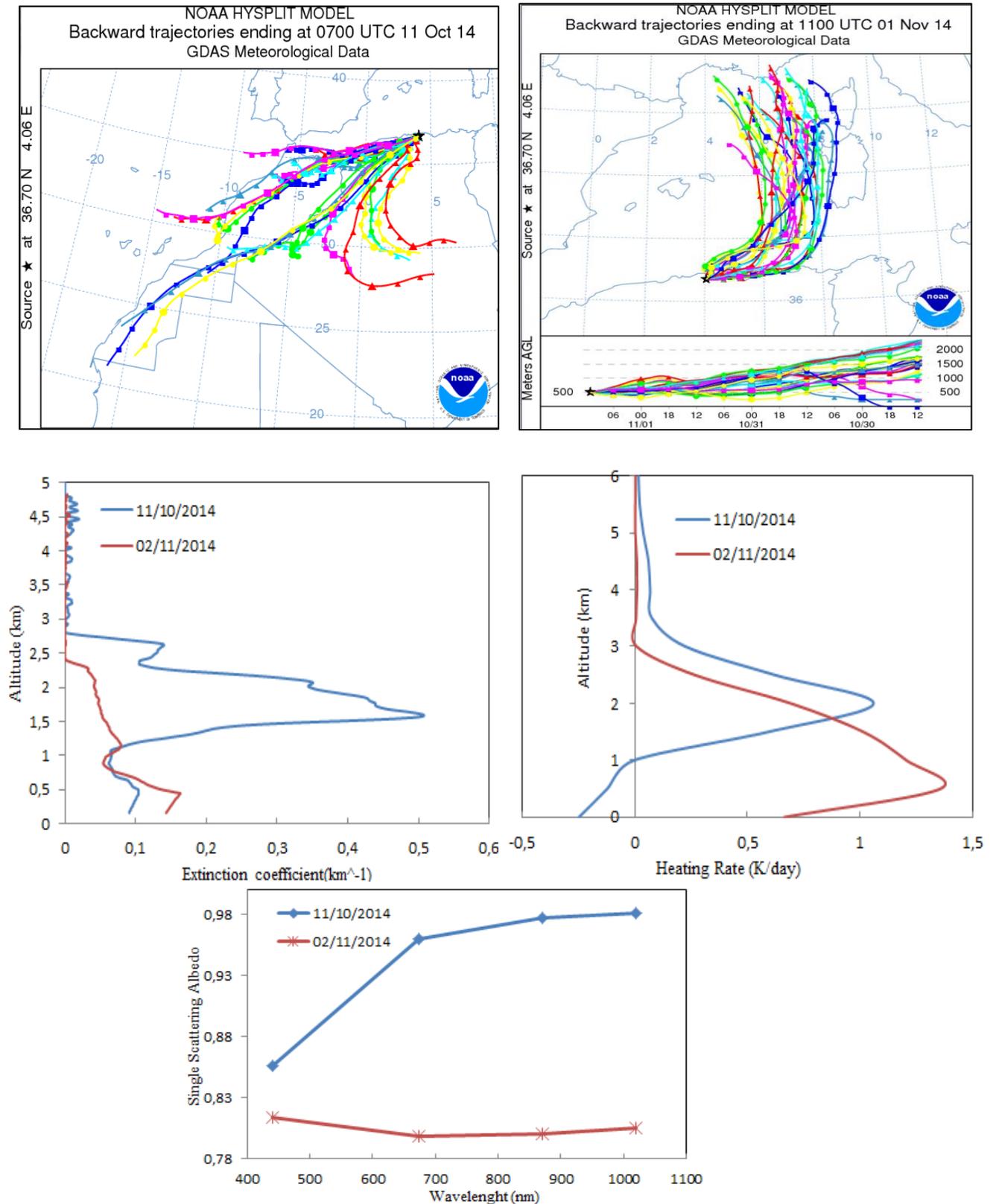


Figure 4.8 : Deux cas d'étude différents en 2014 à Tizi Ouzou ; rétro-trajectoires, Profils d'extinction aérosols, profils de taux d'échauffement exercé par les aérosols et l'albédo de simple diffusion.

### 4.3.3. Validation des résultats par les inversions AERONET

Dans les figure 4.9, 4.10, 4.11 et 4.12, nous allons comparer les flux et les effets radiatifs estimés de la basse et de la haute couche atmosphérique (BOA et TOA) avec les valeurs des flux et des effets radiatifs au sommet et ou bas de l’atmosphère calculés par l’algorithme d’inversion AERONET. Notons qu’une validation des flux AERONET a été déjà effectuée par des observation à la surface (Garcia et al., 2008). Cette comparaison nous permettra de valider nos résultats.

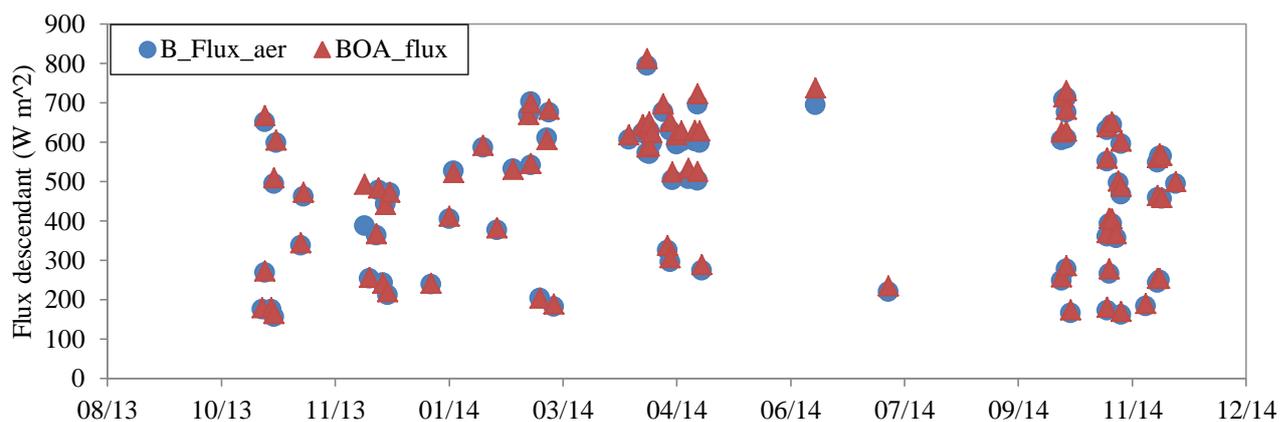


Figure 4.9 : Flux reçu à la surface de la terre sur la région de Tizi Ouzou ; calculer par AERONET et par DISORT.

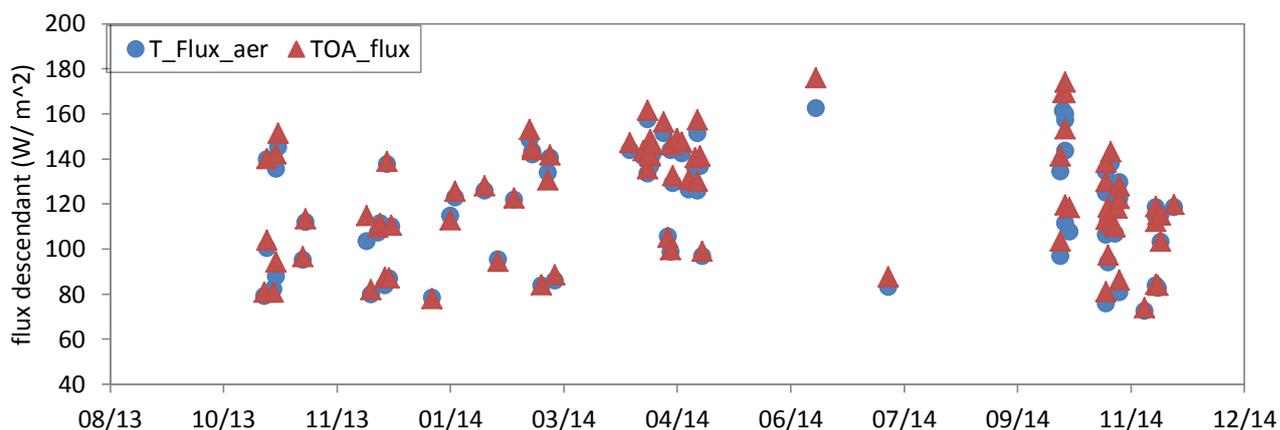


Figure 4.10 : Flux montant au sommet de l’atmosphère de la région de Tizi Ouzou ; calculer par AERONET et par DISORT.

Nous observons dans les deux figures précédentes, une bonne corrélation entre les résultats obtenus par la méthode que nous avons utilisée et les flux à la surface et au sommet de l’atmosphère calculés par AERONET. Cette comparaison nous permet de s’assurer que les résultats obtenus à la base et au sommet sont fiables, ce qui renforce la fiabilité des flux le long des profils.

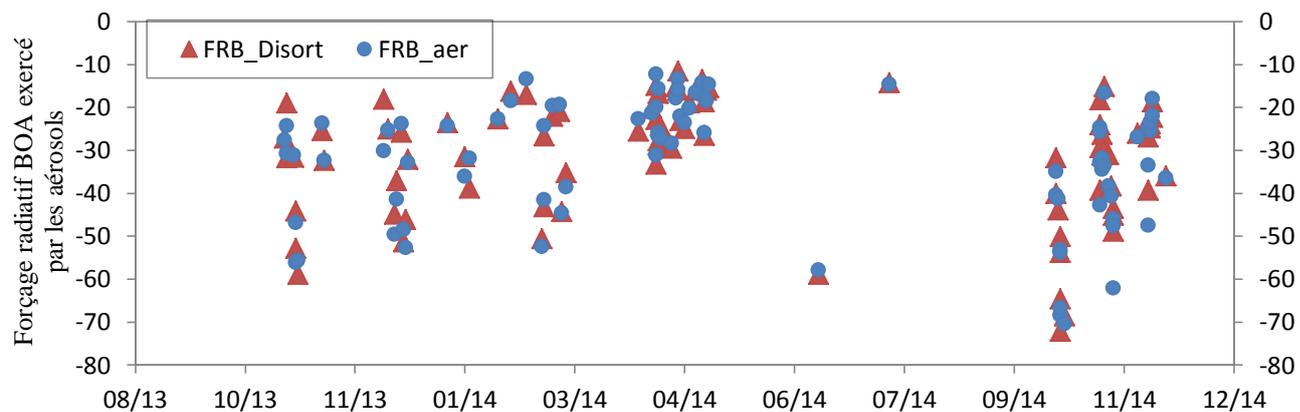


Figure 4.11 : Effet radiatif direct des aérosols dans la base couche atmosphérique de la région de Tizi Ouzou.

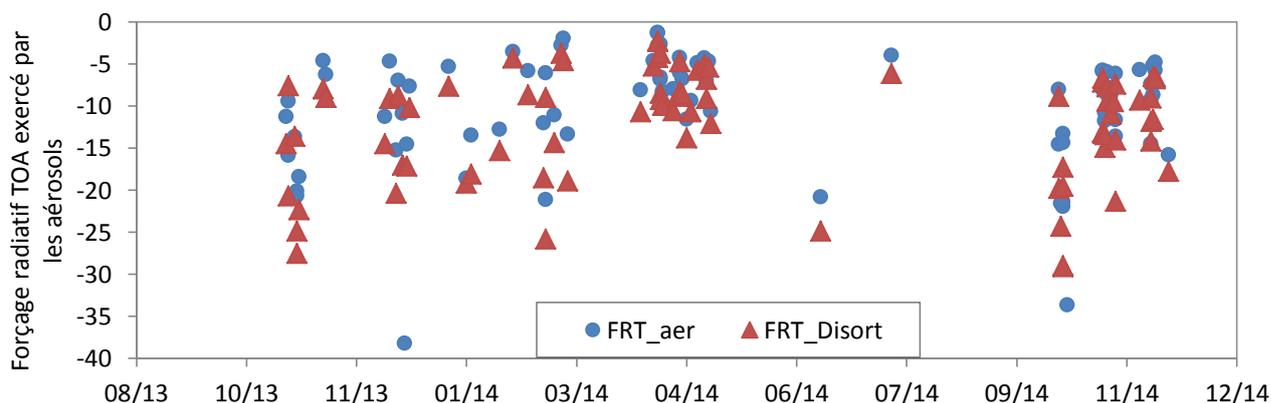


Figure 4.12 : Effet radiatif direct des aérosols au sommet de l'atmosphère de la région de Tizi Ouzou.

L'effet radiatif direct à la surface, que nous avons calculé, est très proche des valeurs de l'effet radiatif direct BOA des inversions AERONET, tandis que, les effets radiatifs directs au sommet de l'atmosphère sont légèrement différents. Ces erreurs peuvent être engendrées par les différences de l'albédo de la surface utilisé, qui joue un rôle important sur l'effet radiatif au sommet de l'atmosphère.

## Discussions

L'estimation de l'effet radiatif des aérosols est très complexe, du fait que la distribution de ces derniers dans la planète n'est pas homogène, et leur composition chimique, leur concentration dans l'atmosphère est leur distribution verticale ne sont pas fixes. Toutes ces variations impliquent une grande variabilité des propriétés optiques.

Pour l'estimation de l'effet direct des aérosols, nous avons appliqué une méthode qui tient compte d'un maximum d'informations sur l'atmosphère, sur la surface et sur les

propriétés optiques des particules présentes. Le choix du code radiatif "DISORT" est dicté par le besoin de calculer les flux dans le domaine UV et sur le spectre solaire. En effet, ce dernier permet de déterminer de manière cohérente les luminances spectrales avec un coût de calcul acceptable.

L'objectif visé à travers l'utilisation d'un nombre élevé de paramètres pertinents est la réduction de l'incertitude sur les profils des flux, tout en utilisant des moyens moins coûteux que les campagnes de mesures et les sondages par instruments embarqués sur avion. Cette technique permet aussi d'avoir une base de données en continue dans les conditions de ciel clair. Cette méthodologie est beaucoup plus fiable que les données satellitaires qui fournissent une estimation globale, de l'effet direct des aérosols, entachée de grandes incertitudes à l'échelle régionale, causés principalement par les zones où l'albédo de surface est très élevé comme les régions désertiques.

## CONCLUSION

Notre thèse avait pour objectif de détecter et d'identifier les aérosols dans la région de Tizi Ouzou puis d'estimer leur effet radiatif direct.

La région de Tizi Ouzou est une région méditerranéenne, appartenant au continent africain. Les caractéristiques des aérosols atmosphériques dans cette région ne sont pas connues. L'importance de cette zone géographique est la présence d'une mixture d'aérosols. En effet, de par sa localisation, c'est l'endroit idéal, où l'on peut caractériser les particules désertiques après leur transport vers le nord, et une fois avoir franchi la chaîne montagneuse de Djurdjura (plus haute montagne du Nord, dont le sommet atteint 2300 m). Un nombre très important de voitures circulent dans la wilaya de Tizi Ouzou. En effet, 180 000 voitures ont été mises en circulation avant Janvier 2015 selon l'ONS. La ville de Tizi Ouzou est quotidiennement encombrée par un grand flux de véhicules. Le trafic routier est une source non négligeable de pollution dans cette ville. Elle est aussi située à 100 Km de la ville d'Alger, qui présente une pollution très forte qui dépasse largement les normes européennes et américaines.

Le laboratoire LAMPA, de l'université de Tizi Ouzou a mis des moyens de télédétection, à travers la station RESA\_LAMPA, qui permettent de développer diverses thématiques. Ces dernières portent sur l'étude du comportement optique des aérosols atmosphériques, l'estimation de leurs impacts radiatifs et de leur concentration dans l'atmosphère ainsi que de leurs effets sur les précipitations et sur les nuages. Notre travail de recherche est le premier résultat de ces thématiques, son objectif porte sur la détection de ces particules par des moyens de télédétection passives et actives, l'identification de ces dernières grâce à leurs propriétés optiques et l'estimation de leur effet radiatif direct.

L'estimation de l'effet radiatif direct des particules atmosphériques a été réalisée en utilisant une méthode hybride télédétection/modélisation. La méthodologie que nous avons mis en œuvre pour estimer les profils des flux montant et descendant avec ou sans aérosols, est basée sur la combinaison des données du Lidar et du photomètre avec les sorties du modèle météorologique ALADIN et avec les données d'ozone sur la colonne totale atmosphérique du satellite OMI (Ozone Monitoring Instrument). Pour ce faire, nous avons utilisé l'outil de calcul de transfert radiatif ARTDECO (Atmospheric Radiative Transfer Database for Earth Climate Observation) développé au laboratoire LOA de l'université de Lille1. Cet outil permet de prendre en compte avec précision la diffusion moléculaire, l'absorption gazeuse, la teneur en H<sub>2</sub>O, les conditions météorologiques (profil de pression atmosphérique, profil de température et profil d'humidité relative) et la réflectance de la surface. L'avantage de cette méthode est qu'elle permet de prendre en considération plus de paramètres, ce qui conduit à réduire l'incertitude sur l'estimation des profils du taux de réchauffement atmosphérique par les aérosols. Notons que cette technique utilise des moyens moins coûteux que les campagnes de mesure et de sondage par instruments embarqués sur avion. Elle permet aussi de construire une base de données de profils de taux de réchauffement en continu dans les conditions de ciel clair. Remarquons aussi que cette méthode est beaucoup plus fiable que celles basées sur les données satellitaires qui nous permettent de fournir qu'une estimation globale de l'effet direct des aérosols, qui est entachée d'une grande incertitude à l'échelle régionale. Cette incertitude est causée principalement par les zones où l'albédo de surface est très élevé comme c'est le cas dans les régions désertiques.

L'analyse des résultats obtenus dans la région de Tizi Ouzou a permis de montrer qu'il existe une grande variété d'aérosols dans cette région (Belaidi et al. 2017). Ce résultat s'explique par la situation géographique de la zone de Tizi Ouzou, qui est située à l'intersection de plusieurs sources d'aérosols, à savoir, la méditerranée, le Sahara, le trafic routier de la région et les feux de forêt. Notons aussi que des aérosols de pollution provenant d'Europe sont aussi détectés dans la région de Tizi Ouzou. L'estimation de l'effet radiatif direct a permis de montrer que les aérosols dans la région produisent un effet de refroidissement ou un effet de réchauffement selon le pouvoir de diffusion ou d'absorption du type d'aérosol majoritaire dans l'atmosphère et de la quantité des particules présentes. La prise en compte de la variation journalière des propriétés optiques et de la structure verticale des aérosols dans les modèles de prévision peuvent améliorer les prévisions des températures

à la surface. Les résultats obtenus pour le site de la région de Tizi Ouzou peuvent contribuer en les associant aux résultats obtenus dans d'autres sites de la région méditerranéenne, à améliorer notre compréhension sur les caractéristiques de l'aérosol méditerranéen (Belaidi et al., 2016).

Pour les années à venir, des mesures in situ complémentaires (concentration à la surface, mesures chimiques), et des mesures verticales complémentaires (Lidar à multi-longueurs d'onde), peuvent contribuer à une identification plus précise des aérosols et à une meilleure estimation de leur effet radiatif.

Les moyens de télédétection terrestre peuvent aussi être très utiles pour la validation des estimations obtenues par des méthodes de traitement d'images satellitaires. Notons que le laboratoire LAMPA qui a une longue expérience dans le traitement d'images pourra s'orienter vers cette nouvelle problématique afin d'estimer les propriétés optiques des aérosols sur une grande échelle, grâce aux images satellitaires.

Notre estimation de forçage radiatif a été effectuée dans le domaine Ultraviolet et visible, du fait qu'il est bien connu que l'aérosol contribue majoritairement au forçage radiatif dans ce domaine. Le forçage radiatif dans l'infrarouge peut ne pas être négligeable pendant la nuit. Le manque de données dans le domaine infra-rouge, particulièrement pour les grosses particules comme les poussières désertiques, est l'un des paramètres causant l'incertitude des effets radiatifs. Le Laboratoire LAMPA dispose d'un radiomètre infra-rouge, ce qui nous permettra dans le futur de caractériser les aérosols dans le domaine infra-rouge. Et de valider les estimations par des mesures spatiales à grande échelle.

# ANNEXE A

## LE TRANSFERT RADIATIF DANS L'ATMOSPHERE

En entrant dans l'atmosphère, le rayonnement solaire ou tellurique interagit avec les particules présentes dans ce milieu (molécules, poussières, gouttes d'eau...), et il peut, par la suite, être soit absorbé soit diffusé. La connaissance au préalable de toutes ces interactions permet de modéliser le transfert radiatif par le biais de l'équation du transfert radiatif, décrite par les paramètres d'émissivité, d'absorption et de diffusion.

### A.1. Équation du transfert radiatif

Supposant que une luminance monochromatique  $L_\lambda(l, \vec{s})$  à la longueur d'onde  $\lambda$  en un point M dans l'angle solide  $d\omega$ , est centré sur la direction  $\vec{s}$ . Soit  $dV$  un élément de volume cylindrique de surface  $dS$  et de longueur  $dl$ , axé sur la direction  $\vec{s}$ .  $L(l, \vec{s})$  et  $L(l+dl, \vec{s})$  sont respectivement les luminances à l'entrée et à la sortie du cylindre.

La luminance à la sortie du cylindre peut être composé de la luminance à l'entrée  $L(l, \vec{s})$  du cylindre modifier par l'extinction du rayonnement (par absorption ou diffusion) Elle peut aussi résulter de la diffusion d'un rayonnement d'une autre direction que  $\vec{s}$  mais diffusé dans la direction  $\vec{s}$ . Elle peut être émise directement de l'élément de volume. D'où le bilan total du transfert radiatif dans l'atmosphère peut s'écrire :

$$L(l + dl, \vec{s}) = \underbrace{L(l, \vec{s}) + dL^{ext}}_{\text{Terme d'extinction}} + \underbrace{dL^{diff}}_{\text{terme de diffusion}} + \underbrace{dL^{emi}}_{\text{terme d'émission}} \quad (1)$$

Où  $dL^{ext}$  est inférieur à zéro.

Le terme d'extinction s'écrit :

$$dL^{ext} = -\sigma^{ext} L(l, \vec{s}) dl \quad (2)$$

où  $\sigma^{ext}$  est le coefficient d'extinction en ( $m^{-1}$ )

Le terme d'émission suit la loi de Kirchhoff, où un corps réémet la fraction de rayonnement qu'il est capable d'absorber. Il s'écrit comme suit :

$$dL^{emi} = B(T) d\varepsilon_\lambda \quad (3)$$

où  $d\varepsilon_\lambda$  est l'élément d'émissivité monochromatique, est égale à  $\sigma^{abs} dl$

Le terme de diffusion se calcule en intégrant la fonction de phase sur toutes les directions d'incidence possibles et en la pondérant par le coefficient d'extinction et en normalisant la fonction de phase par rapport à l'angle solide par le facteur  $\pi$ .

$$dL^{dif} = \frac{\sigma^{ext}}{4\pi} \left\{ \iint_{4\pi} \mathbf{p}(\vec{s}, \vec{s}_i) L(l, \vec{s}_i) d\omega_i \right\} dl \quad (4)$$

L'équation (i) devient alors

$$L(L + dl, \vec{s}) = L(l, \vec{s}) - \sigma^{ext} L(l, \vec{s}) dl + \sigma^{abs} B(T) dl + \frac{\sigma^{ext}}{4\pi} \left\{ \iint_{4\pi} \mathbf{p}(\vec{s}, \vec{s}_i) L(l, \vec{s}_i) d\omega_i \right\} dl \quad (5)$$

La différence entre la luminance à la sortie et à l'entrée du cylindre est la luminance peut s'exprimer par :

$$dL(l, \vec{s}) = L(l + dl, \vec{s}) - L(l, \vec{s}) \quad (6)$$

Que l'on peut séparer en un terme d'extinction et un terme de source

$$dL(l, \vec{s}) = -\sigma^{ext} L(l, \vec{s}) dl + J(l, \vec{s}) dl \quad (7)$$

On appelle fonction source la somme de luminances issues par l'émission et celles issus du gain par diffusion des autres directions.

$$J(l, \vec{s}) = \sigma^{abs} B(T) + \frac{\sigma^{ext}}{4\pi} \left\{ \iint_{4\pi} \mathbf{p}(\vec{s}, \vec{s}_i) L(l, \vec{s}_i) d\omega_i \right\} \quad (8)$$

### A.1.1. Equation de transfert radiatif dans un milieu sans diffusion ni émission

Si l'on considère un milieu sans diffusion ni émission, l'équation du transfert radiatif se réduit à la relation de Beer-Bouguer-Lambert:

$$dL(l, \vec{s}) = -\sigma^{ext}(l) L(l, \vec{s}) dl \quad (9)$$

L'intégration de  $dL/L$  entre deux positions données  $l_0$  et  $l_1$  donne :

$$L(l_1, \vec{s}) = L(l_0, \vec{s}) \exp\left(-\int_{l_0}^{l_1} \sigma^{ext}(l') dl'\right) \quad (10)$$

Où  $\delta(l_0, l_1) = \int_{l_0}^{l_1} \sigma^{ext}(l') dl'$  est l'épaisseur optique le long du chemin  $l_0$  à  $l_1$

La transmittance de l'atmosphère traduit la décroissance exponentielle due à l'extinction de la luminance initiale  $L(l_0, \vec{s})$ . Elle est donnée par :

$$T(l_0, l_1) = e^{-\delta(l_0, l_1)} \quad (11)$$

### A.1.2. Equation de transfert radiatif dans un milieu diffusant

Dans le cas d'un milieu diffusant, on effectue un changement de variable en posant  $d\delta = \sigma^{ext} dl$  et on introduit la coordonnée *chemin optique*  $\delta(l)$  telle que :

$$\delta(l) = \int_x^l \sigma^{ext}(l') dl' \quad (12)$$

L'équation de transfert radiatif peut s'exprimer en fonction du chemin optique  $\delta$  et devient donc :

$$dL(\delta, \vec{s}) = -L(\delta, \vec{s}) d\delta + J(\delta, \vec{s}) d\delta \quad (13)$$

avec

$$J(\delta, \vec{s}) = J(l, \vec{s}) / \sigma^{ext}$$

En multipliant l'équation ci-dessus par  $e^{-(\delta_1 - \delta)}$ , et en intégrant entre  $\delta_0$  et  $\delta_1$  et en procédant à une intégration par parties. On obtient alors :

$$L(\delta_1) = L(\delta_0) e^{-(\delta_1 - \delta_0)} \int_{\delta_0}^{\delta_1} J(\delta, \vec{s}) e^{-(\delta_1 - \delta)} d\delta \quad (14)$$

La luminance au point d'observation résulte donc de la luminance initiale  $L(\delta_0, \vec{s})$  atténuée le long du chemin optique par le facteur de transmission  $e^{-(\delta_1 - \delta)}$  et de la somme des fonctions sources de chaque élément de volume.

### A.1.3. Atmosphère plan parallèle

Pour de nombreuses applications, l'atmosphère peut être approximée par un modèle plan parallèle qui néglige la courbure de la Terre ainsi que les variations horizontales de paramètres géophysiques (température, pression, concentrations) et ne considère que la stratification verticale (fonction de la hauteur  $z$ ).

La profondeur optique est dirigée vers le bas où  $\delta = 0$  est au sommet de l'atmosphère. L'angle zénithal est mesuré par rapport à la verticale (axe  $z$ ). Le signe négative de  $\mu = \cos(\theta)$  permet de se référer au rayonnement descendant ( $\mu < 0$  pour  $\theta > 90^\circ$ ) ou montant ( $\mu > 0$  pour  $\theta < 90^\circ$ ). L'élément de chemin optique dans la direction repérée par  $\mu, \phi$  est donc au signe près  $dl = dz/\cos(\theta) = dz/\mu$ . Avec ces conventions, l'intégration de l'équation de transfert radiatif devient pour le rayonnement descendant :

$$L^\downarrow(\delta, \mu, \phi) = L^\downarrow(0, \mu, \phi) \exp\left(-\frac{\delta}{-\mu}\right) + \int_0^\delta J(\delta', \mu, \phi) \exp\left(-\frac{\delta - \delta'}{-\mu}\right) \frac{d\delta'}{-\mu} \quad (15)$$

et pour le rayonnement montant :

$$L^\uparrow(\delta, \mu, \phi) = L^\uparrow(\delta_s, \mu, \phi) \exp\left(-\frac{\delta_s - \delta}{\mu}\right) + \int_\delta^{\delta_s} J(\delta', \mu, \phi) \exp\left(-\frac{\delta' - \delta}{\mu}\right) \frac{d\delta'}{\mu} \quad (16)$$

Dans ces expressions,  $L^\downarrow(0, \mu, \phi)$  est la luminance descendante dans la direction  $(\mu, \phi)$  au sommet de l'atmosphère où se situe l'origine de la profondeur optique  $\delta_{\text{TOA}} = 0$ .  $L^\uparrow(\delta, \mu, \phi)$  est la luminance montante à la surface et  $\delta_s$  est la profondeur optique à la surface ou, de manière équivalente, l'épaisseur optique totale de l'atmosphère.

## A.2. Résolution de l'équation de transfert

Pour calculer le rayonnement pour une situation donnée, il faut décrire les propriétés radiatives de l'atmosphère, c'est-à-dire, fournir dans chaque couche les quantités de chaque absorbant que l'on veut prendre en compte et les caractéristiques de diffusion ( $\delta, \overline{w_\lambda}, \mathbf{p}(\mu, \phi, \mu_i, \phi_i)$ ). Si plusieurs diffusants sont présents (molécules, aérosols, nuages), il faut combiner leurs fonctions de phase en pondérant par les fractions respectives d'épaisseur optique de

chaque diffusant. Différentes applications nécessitent différentes approches pour la résolution de l'équation de transfert radiatif dans l'atmosphère. On peut avoir besoin ou non d'intégrer spectralement ou de calculer les flux par une intégration angulaire. Différentes techniques de résolution sont utilisées suivant les besoins en précision et vitesse de calcul (boucher et al., 2012).

### A.2.1. Rayonnement direct (transmis)

Pour chaque longueur d'onde, on commence par le calcul des épaisseurs optiques d'absorption et de diffusion de chaque couche, qui permettent de calculer les luminances à chaque niveau à partir de la luminance incidente au sommet de l'atmosphère (pour le rayonnement descendant) et à la surface (pour le rayonnement montant) et des termes d'atténuation ( $e^{-\delta/\mu}$ ). Le coefficient d'absorption doit prendre en compte la quantité et la section efficace de chaque absorbant dans chaque couche. Pour calculer les coefficients d'absorption, la méthode dite *raie par raie* est la plus précise. Elle consiste à additionner les contributions à chaque longueur d'onde de chaque raie d'absorption de chaque gaz pris en compte. Compte tenu de leur largeur, des raies très éloignées de la longueur d'onde de travail doivent être prises en compte ce qui rend les calculs très coûteux. Différentes méthodes permettent d'approximer les transmissions sur des bandes de longueur d'onde (modèles de bandes, somme d'exponentielles, k-sum) pour diminuer le temps d'exécution.

### A.2.2. Rayonnement diffus

- **Méthode des ordres successifs de diffusion**

La diffusion est le processus dominant aux courtes longueurs d'onde, la fonction source est :

$$J(\delta, \mu, \phi) = \frac{\overline{w_\lambda}}{4\pi} \int_{-1}^1 \int_0^{2\pi} p_\lambda(\mu, \phi, \mu', \phi') L(\delta, \mu', \phi') d\mu' d\phi' \quad (17)$$

Une solution physiquement naturelle consiste à développer la fonction source suivant les diffusions successives. La fonction source des photons qui subissent leur  $n$  diffusion est :

$$J^{(n)}(\delta, \mu, \phi) = \frac{\overline{w_\lambda}}{4\pi} \int_{-1}^1 \int_0^{2\pi} p_\lambda(\mu, \phi, \mu', \phi') L^{(n-1)}(\delta, \mu', \phi') d\mu' d\phi' \quad (18)$$

où  $L^{(n-1)}(\delta, \mu', \phi')$  correspond aux photons qui ont subi  $n-1$  diffusions. L'ordre 0 correspond au rayonnement direct qui n'a subi aucune diffusion. On l'obtient à partir de la loi de Beer-Lambert :

$$L^{(0)}(\delta, \mu, \phi) = F_{\lambda}^0 \exp\left(-\frac{\delta}{-\mu_0}\right) \delta(\mu - \mu_0) \delta(\phi - \phi_0) \quad (19)$$

où  $\delta$  est la fonction de Dirac ( $\int_{-\infty}^{+\infty} \delta(x) dx = 1$  et  $\delta(x) = 0$  si  $x \neq 0$ ) et  $F_{\lambda}^0$  le flux solaire incident au sommet de l'atmosphère dans la direction  $(\mu_0, \phi_0)$ . Physiquement, la luminance à la profondeur  $\delta$  provient de toutes les profondeurs où elle a été diffusée de la direction  $(\mu_0, \phi_0)$  dans la direction  $(\mu, \phi)$ . On conserve la notation selon laquelle le cosinus de l'angle solaire zénithal  $\mu_0$  est négatif. La luminance montante à la profondeur  $\delta$ , correspondant au premier ordre de diffusion, est donc :

$$L^{\uparrow}(\delta, \mu, \phi) = \int_{\delta}^{\delta_s} F_{\lambda}^0 \exp\left(-\frac{\delta'}{-\mu_0}\right) \frac{\overline{w_{\lambda}}}{4\pi} p_{\lambda}(\mu, \phi, \mu_0, \phi_0) \exp\left(-\frac{\delta' - \delta}{\mu}\right) \frac{d\delta'}{\mu} \quad (20)$$

Cette expression peut aisément être étendue à la luminance descendante et au second ordre de diffusion puis aux suivants.

- **Approximation de diffusion primaire**

L'approximation de diffusion primaire consiste à négliger la contribution des diffusions multiples. Cette approximation est d'autant meilleure que le nombre de particules diffusantes est faible, c'est-à-dire que l'épaisseur optique totale de l'atmosphère est faible. Dans ce cas, la luminance qui émerge au sommet de l'atmosphère peut être approximée par :

$$L^{\uparrow(1)}(\delta = 0, \mu, \phi) = \frac{\overline{w_{\lambda}}}{4\pi} F_{\lambda}^0 p_{\lambda}(\mu, \phi, \mu_0, \phi_0) \frac{1}{\mu} \left(\frac{1}{\mu} - \frac{1}{\mu_0}\right)^{-1} \times (1 - \exp[-(\frac{1}{\mu} - \frac{1}{\mu_0})] \delta_s) \quad (21)$$

et si  $\delta_0 \ll 1$

$$L^{\uparrow(1)}(0, \mu, \phi) \approx \frac{\overline{w_{\lambda}}}{4\pi} F_{\lambda}^0 p_{\lambda}(\mu, \phi, \mu_0, \phi_0) \frac{\delta_s}{\mu} \quad (22)$$

- **Méthode des ordonnées discrètes**

La résolution précise de la diffusion multiple fait appel à des méthodes numériques variées. La première étape consiste à décomposer la luminance en série de Fourier dans sa variable d'azimut.

$$L(\delta, \mu, \phi) = \sum_{m=0}^{2N-1} L^{(m)}(\delta, \mu) \cos m \phi \quad (23)$$

La fonction de diffusion est elle-même décomposée en série de fonctions de Legendre associées

$$p_\lambda(\mu, \phi, \mu', \phi') = \sum_{m=0}^{2N-1} (2 - \delta_{0m}) \left( \sum_{l=m}^{2N-1} (2l+1) g_l P_l^m(\mu) P_l^m(\mu') \right) \cos m(\phi - \phi') \quad (24)$$

Où  $\delta_{0m}$  vaut 1 si  $m = 0$  et 0 sinon. L'équation de transfert se décompose ainsi en  $2N - 1$  équations intégral-différentielles indépendantes de l'azimut  $\phi$  correspondant à chaque ordre  $m$ . Pour obtenir des solutions analytiques des  $2N-1$  équations intégral-différentielles, les intégrales angulaires sont remplacées par des quadratures de Gauss. On obtient ainsi pour chacune de ces équations un système de  $2N$  différentielles linéaires,  $N$  étant l'ordre de la quadrature. Pratiquement  $N$  est très dépendant de l'anisotropie de la fonction de diffusion.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Albrecht, B. A. (1989). Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. *Science*, 245(4923), 1227-1231.
- Ambar. B et Saci. A., (2002) : Recueil de perturbations atmosphériques extrêmes en Algérie. ONM. 32 pages
- Andreae, M. O. (1995). Climatic effects of changing atmospheric aerosol levels. *World survey of climatology*, 16, 347-398.
- Ansmann, A., Bösenberg, J., Chaikovsky, A., Comerón, A., Eckhardt, S., Eixmann, R., ... & Márquez, M. Á. L. (2003). Long-range transport of Saharan dust to northern Europe: The 11–16 October 2001 outbreak observed with EARLINET. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D24).
- Ansmann, A., Tesche, M., Groß, S., Freudenthaler, V., Seifert, P., Hiebsch, A., ... & Wiegner, M. (2010). The 16 April 2010 major volcanic ash plume over central Europe: EARLINET LIDAR and AERONET photometer observations at Leipzig and Munich, Germany. *Geophysical Research Letters*, 37(13).
- Atwater, M. A. (1970). *Investigation of the Radiation Balance for Polluted Layers of the Urban Environment*.
- Bellouin, N., Boucher, O., Haywood, J., & Reddy, M. S. (2005). Global estimate of aerosol direct radiative forcing from satellite measurements. *Nature*, 438(7071), 1138-1141.
- Blanchard et al., 2004, Exposition par inhalation aux aérosols Principes et méthodes de mesures. RAPPORT D'ÉTUDE (2004). N°INERIS-DRC-04-56770-AIRE-n°0401-OB1
- Bond, T. C., Habib, G., & Bergstrom, R. W. (2006). Limitations in the enhancement of visible light absorption due to mixing state. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D20).
- Bond, T. C., & Bergstrom, R. W. (2006). Light absorption by carbonaceous particles: An investigative review. *Aerosol science and technology*, 40(1), 27-67.
- Boucher, O. (2012). *Aérosols atmosphériques: Propriétés et impacts climatiques*. Springer Science & Business Media.
- Boughedaoui, M., Kerbachi, R., Kessali, D., & Joumard, R. (2004). Mesure de la pollution plombifère dans l'air ambiant d'Alger. 2268-3798.
- Campbell, J. R., Hlavka, D. L., Welton, E. J., Flynn, C. J., Turner, D. D., Spinhirne, J. D., ... & Hwang, I. H. (2002). Full-time, eye-safe cloud and aerosol LIDAR observation at atmospheric radiation measurement program sites: Instruments and data processing. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19(4), 431-442.

## Références Bibliographiques

---

- Cavaliere, O., Cairo, F., Fierli, F., Donfrancesco, G. D., Snels, M., Viterbini, M., ... & Rajot, J. L. (2010). Variability of aerosol vertical distribution in the Sahel. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(24), 12005-12023. Doi:10.5194/acp-10-12005-2010
- Chandrasekhar, S (1960).: Radiative transfert, pp. 393, Dover Publications Inc., New-York.
- Charlson, R. J., Schwartz, S. E., Hales, J. M., Cess, R. D., COAKLEY, J. J., Hansen, J. E., & Hofmann, D. J. (1992). Climate forcing by anthropogenic aerosols. *Science*, 255(5043), 423-430.
- Charlson, R. J., & Pilat, M. J. (1969). Climate: The influence of aerosols. *Journal of Applied Meteorology*, 8(6), 1001-1002.
- Charron, A., Harrison, R. M., Moorcroft, S., & Booker, J. (2004). Quantitative interpretation of divergence between PM 10 and PM 2.5 mass measurement by TEOM and gravimetric (Partisol) instruments. *Atmospheric Environment*, 38(3), 415-423.
- Chin, M., Diehl, T., Dubovik, O., Eck, T. F., Holben, B. N., Sinyuk, A., & Streets, D. G. (2009, September). Light absorption by pollution, dust, and biomass burning aerosols: a global model study and evaluation with AERONET measurements. In *Annales geophysicae: atmospheres, hydrospheres and space sciences* (Vol. 27, No. 9, p. 3439).
- Chou, C., Formenti, P., Maille, M., Ausset, P., Helas, G., Harrison, M., & Osborne, S. (2008). Size distribution, shape, and composition of mineral dust aerosols collected during the African Monsoon Multidisciplinary Analysis Special Observation Period 0: Dust and Biomass-Burning Experiment field campaign in Niger, January 2006. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 113(D23).
- Chow, J. C., Fujita, E. M., Watson, J. G., Lu, Z., Lawson, D. R., & Ashbaugh, L. L. (1994). Evaluation of filter-based aerosol measurements during the 1987 Southern California Air Quality Study. *Environmental Monitoring and Assessment*, 30(1), 49-80.
- Chylek, P., & Wong, J. (1995). Effect of absorbing aerosols on global radiation budget. *Geophysical Research Letters*, 22(8), 929-931.
- Clothiaux, E. E., Mace, G. G., Ackerman, T. P., Kane, T. J., Spinhirne, J. D., & Scott, V. S. (1998). An automated algorithm for detection of hydrometeor returns in micropulse lidar data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 15(4), 1035-1042.
- Courtier, P., Freydier, C., Geleyn, J. F., Rabier, F., & Rochas, M. (1991, September). The arpege project at Meteo-France. In *ECMWF seminar proceedings* (Vol. 2, pp. 193-231).
- Cuesta, J., Edouart, D., Mimouni, M., Flamant, P. H., Loth, C., Gibert, F., ... & Kadi, M. (2008). Multiplatform observations of the seasonal evolution of the Saharan atmospheric boundary layer in Tamanrasset, Algeria, in the framework of the African Monsoon Multidisciplinary Analysis field campaign conducted in 2006. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D23).
- Cuesta, J., Lavaysse, C., Flamant, C., Mimouni, M., & Knippertz, P. (2010). Northward bursts of the West African monsoon leading to rainfall over the Hoggar Massif, Algeria. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(S1), 174-189.
- Delmas, R., Mégie, G., & Peuch, V. H. (Eds.). (2005). *Physique et chimie de l'atmosphère*. Belin.

## Références Bibliographiques

---

- De Longueville, F., Ozer, P., Doumbia, S., & Henry, S. (2013). Desert dust impacts on human health: an alarming worldwide reality and a need for studies in West Africa. *International journal of biometeorology*, 57(1), 1-19.
- Derimian, Y., Léon, J. F., Dubovik, O., Chiapello, I., Tanré, D., Sinyuk, A., ... & Holben, B. N. (2008). Radiative properties of aerosol mixture observed during the dry season 2006 over M'Bour, Senegal (African Monsoon Multidisciplinary Analysis campaign). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D23).
- Di Sarra, A., Pace, G., Meloni, D., De Silvestri, L., Piacentino, S., & Monteleone, F. (2008). Surface shortwave radiative forcing of different aerosol types in the central Mediterranean. *Geophysical Research Letters*, 35(2).
- Dubovik, O., Holben, B., Eck, T. F., Smirnov, A., Kaufman, Y. J., King, M. D., ... & Slutsker, I. (2002). Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations. *Journal of the atmospheric sciences*, 59(3), 590-608.
- Dubovik, O., & King, M. D. (2000). A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D16), 20673-20696.
- Emberger, L., H. Gaussen & W. De Phillippis (1963): Carte bioclimatique de la région méditerranéenne. U.N.E.S.C.O. Paris
- Ensor, D. S., Porph, W. M., Pilat, M. J., & Charlson, R. J. (1971). Influence of the atmospheric aerosol on albedo. *Journal of Applied Meteorology*, 10(6), 1303-1306.
- Fernald, F. G. (1984). Analysis of atmospheric LIDAR observations- Some comments. *Applied optics*, 23(5), 652-653.
- Forster, P., Ramaswamy, V., Artaxo, P., Berntsen, T., Betts, R., Fahey, D. W., ... & Van Dorland, R. (2007). Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing. Chapter 2. In *Climate Change 2007. The Physical Science Basis*.
- Fraser, R. S., & Kaufman, Y. J. (1985). Relative importance of aerosol scattering and absorption in remote sensing. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 23(5), 625-633.
- Fuentes, J. D., Gu, L., Lerda, M., Atkinson, R., Baldocchi, D., Bottenheim, J. W., ... & Sharkey, T. D. (2000). Biogenic hydrocarbons in the atmospheric boundary layer: a review. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81(7), 1537-1575.
- García, O. E., Diaz, A. M., Expósito, F. J., Diaz, J. P., Dubovik, O., Dubuisson, P., ... & Dutton, E. G. (2008). Validation of AERONET estimates of atmospheric solar fluxes and aerosol radiative forcing by ground-based broadband measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D21).
- Gaussen, H. (1955). Détermination des climats par la méthode des courbes ombrothermiques. *Comptes Rendus Hebdomadaires Des Seances De L Academie Des Sciences*, 240(6), 642-643.
- Giorgi, F. (1988). Dry deposition velocities of atmospheric aerosols as inferred by applying a particle dry deposition parameterization to a general circulation model. *Tellus B*, 40(1), 23-41.
- Green, D., Fuller, G., & Barratt, B. (2001). Evaluation of TEOM TM 'correction factors' for assessing the EU Stage 1 limit values for PM10. *Atmospheric Environment*, 35(14), 2589-2593.

## Références Bibliographiques

---

- Guan, H., Schmid, B., Bucholtz, A., & Bergstrom, R. (2010). Sensitivity of shortwave radiative flux density, forcing, and heating rate to the aerosol vertical profile. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D6).
- Guenther, A., Hewitt, C. N., Erickson, D., Fall, R., Geron, C., Graedel, T., ... & Pierce, T. (1995). A global model of natural volatile organic compound emissions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 100(D5), 8873-8892.
- Guerrero-Rascado, J. L., Olmo Reyes, F. J., Avilés-Rodríguez, I., Navas-Guzmán, E., Pérez-Ramírez, D., Lyamani, H., & Alados-Arboledas, L. (2009). Extreme Saharan dust event over the southern Iberian Peninsula in september 2007: active and passive remote sensing from surface and satellite.
- Hansen, J., Sato, M., & Ruedy, R. (1997). Radiative forcing and climate response. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D6), 6831-6864.
- Haywood, J., & Boucher, O. (2000). Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: A review. *Reviews of geophysics*, 38(4), 513-543.
- Haywood, J. M., V. Ramaswamy, Global sensitivity studies of the direct radiative forcing due to anthropogenic sulfate and black carbon aerosols, *J. Geophys. Res.*, 103, 6043–6058, 1998.
- Haywood, J. M., & Shine, K. P. (1995). The effect of anthropogenic sulfate and soot aerosol on the clear sky planetary radiation budget. *Geophysical Research Letters*, 22(5), 603-606.
- Hinds, W. C. (1982). *Aerosol Technology*. 1982.
- Hodzic, A., Vautard, R., Bessagnet, B., Lattuati, M., & Moreto, F. (2005). Long-term urban aerosol simulation versus routine particulate matter observations. *Atmospheric environment*, 39(32), 5851-5864.
- Jacobson, M. Z. (2001). Strong radiative heating due to the mixing state of black carbon in atmospheric aerosols. *Nature*, 409(6821), 695-697.
- Jaenicke, R. (1993). Tropospheric aerosols. *International Geophysics*, 54, 1-31.
- Jaenicke, R., Bernhardt, G., Lüdemann, H. D., & Stetter, K. O. (1988). Pressure-induced alterations in the protein pattern of the thermophilic archaebacterium *Methanococcus thermolithotrophicus*. *Applied and environmental microbiology*, 54(10), 2375-2380.
- Kaufman, Y. J., Koren, I., Remer, L. A., Tanré, D., Ginoux, P., & Fan, S. (2005). Dust transport and deposition observed from the Terra-Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) spacecraft over the Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 110(D10).
- Kerbachi, R., Boughedaoui, M., Bounoua, L., & Keddou, M. (2006). Ambient air pollution by aromatic hydrocarbons in Algiers. *Atmospheric environment*, 40(21), 3995-4003.
- Kerbachi, R., Oucher, N., Bitouche, A., Berkouki, N., Demri, B., Boughédaoui, M., & Joumard, R. (2009, February). Pollution par les particules fines dans l'agglomération d'Alger. In *Environment and Transport in different contexts/Environnement et Transports dans des contextes différents* (pp. 31-40). ENP Alger.

## Références Bibliographiques

---

- Klett, J. D. (1981). Stable analytical inversion solution for processing LIDAR returns. *Applied Optics*, 20(2), 211-220.
- Koch, D., & Del Genio, A. D. (2010). Black carbon semi-direct effects on cloud cover: review and synthesis. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(16), 7685-7696.
- Kocha, C.; Tulet, P.; Lafore, J.P.; Flamant, C. The importance of the diurnal cycle of Aerosol Optical Depth in West Africa. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL. 40, 785–790, doi:10.1002/grl.50143, 2013.
- Lesins, G., Chylek, P., & Lohmann, U. (2002). A study of internal and external mixing scenarios and its effect on aerosol optical properties and direct radiative forcing. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D10).
- Lindesay, J. A., Andreae, M. O., Goldammer, J. G., Harris, G., Annegarn, H. J., Garstang, M., ... & Wilgen, B. V. (1996). International geosphere-biosphere programme/international global atmospheric chemistry SAFARI-92 field experiment: Background and overview. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 101(D19), 23521-23530.
- Liousse, C., Guillaume, B., Grégoire, J. M., Mallet, M., Galy, C., Pont, V., ... & Gardrat, E. (2010). Updated African biomass burning emission inventories in the framework of the AMMA-IDAF program, with an evaluation of combustion aerosols. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(19), 9631-9646.
- Lohmann, U., Rotstain, L., Storelvmo, T., Jones, A., Menon, S., Quaas, J., ... & Ruedy, R. (2010). Total aerosol effect: radiative forcing or radiative flux perturbation?. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(7), 3235-3246.
- Luo, C., Mahowald, N. M., & Del Corral, J. (2003). Sensitivity study of meteorological parameters on mineral aerosol mobilization, transport, and distribution. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 108(D15).
- Mahfouf, J.F 2015 : Utilisation des observations satellitaires en prévision numérique de temps opérationnelle. Présentation à l'Atelier Trattoria 2015, LOA.
- Mäkelä, J. M., Aalto, P., Jokinen, V., Pohja, T., Nissinen, A., Palmroth, S., ... & Kulmala, M. (1997). Observations of ultrafine aerosol particle formation and growth in boreal forest. *Geophysical Research Letters*, 24(10), 1219-1222.
- Malavelle, F., Mallet, M., Pont, V., Liousse, C., & Solmon, F. (2011). Long-term simulations (2001–2006) of biomass burning and mineral dust optical properties over West Africa: comparisons with new satellite retrievals. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 11(10), 28587-28626.
- Marconi, M., Sferlazzo, D. M., Becagli, S., Bommarito, C., Calzolari, G., Chiari, M., ... & Udisti, R. (2014). Saharan dust aerosol over the central Mediterranean Sea: PM 10 chemical composition and concentration versus optical columnar measurements. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(4), 2039-2054.
- Martucci, M.; Ovadnevaite, J.; Ceburnis, D.; Berresheim, H.; Varghese, S.; Martin, D.; Flanagan, R.; O'Dowd, C.D. Impact of volcanic ash plume aerosol on cloud microphysics. *Atmos. Environ.*, 48 (2012), pp. 205–218.
- McCormick, R. A., & Ludwig, J. H. (1967). Climate modification by atmospheric aerosols. *Science*, 156(3780), 1358-1359.

## Références Bibliographiques

---

- Menut, L., Schmechtig, C., & Marticorena, B. (2005). Sensitivity of the sandblasting flux calculations to the soil size distribution accuracy. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 22(12), 1875-1884.
- Metzner D, Toohey M, Kutterolf S, Freundt A, Niemeier U, Timmreck C, Krüger K (2012) Radiative forcing and climate impact resulting from the SO<sub>2</sub> injections based on a 200,000 year record of Plinian eruptions along the Central American volcanic arc. *Int J Earth Sci.* doi:10.1007/s00531-012-0814-z
- Mitchell Jr, J. M. (1971). The effect of atmospheric aerosols on climate with special reference to temperature near the earth's surface. *Journal of Applied Meteorology*, 10(4), 703-714.
- Mortier, A., Goloub, P., Podvin, T., Deroo, C., Chaikovsky, A., Ajtai, N., ... & Derimian, Y. (2013). Detection and characterization of volcanic ash plumes over Lille during the Eyjafjallajökull eruption. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(7), 3705-3720.
- Muir, D., 2000. The suitability of the tapered element oscillating microbalance (TEOMs) for PM<sub>10</sub> monitoring in Europe. The use of PM<sub>10</sub> data as measured by TEOM for compliance with the European Air Quality Standard. *Atmospheric Environment* 34, 3209-3212.
- Müller, D., Heinold, B., Tesche, M., Tegen, I., Althausen, D., Arboledas, L. A., ... & Comeron, A. (2009). EARLINET observations of the 14–22-May long-range dust transport event during SAMUM 2006: validation of results from dust transport modelling. *Tellus B*, 61(1), 325-339.
- Murphy, D. M., Anderson, J. R., Quinn, P. K., McInnes, L. M., Brechtel, F. J., Kreidenweis, S. M., ... & Buseck, P. R. (1998). Influence of sea-salt on aerosol radiative properties in the Southern Ocean marine boundary layer. *Nature*, 392(6671), 62-65.
- Nepomuceno Pereira, S., Preißler, J., Guerrero-Rascado, J. L., Silva, A. M., & Wagner, F. (2014). Forest fire smoke layers observed in the free troposphere over Portugal with a Multiwavelength Raman Lidar: optical and microphysical properties. *The Scientific World Journal*, 2014.
- O'Dowd, C. D., Hämeri, K., Mäkelä, J. M., Pirjola, L., Kulmala, M., Jennings, S. G., ... & Hoffmann, T. (2002). A dedicated study of New Particle Formation and Fate in the Coastal Environment (PARFORCE): Overview of objectives and achievements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 107(D19), PAR-1.
- O'Dowd, C. D., & Smith, M. H. (1993). Physicochemical properties of aerosols over the northeast Atlantic: Evidence for wind-speed-related submicron sea-salt aerosol production. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 98(D1), 1137-1149.
- Ogunjobi, K. O., Oluleye, A., & Ajayi, V. O. (2012). A long-term record of aerosol index from TOMS observations and horizontal visibility in sub-Saharan West Africa. *International Journal of Remote Sensing*, 33(19), 6076-6093.
- Pace, G., Meloni, D., & Di Sarra, A. (2005). Forest fire aerosol over the Mediterranean basin during summer 2003. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 110(D21).

## Références Bibliographiques

---

- Pace, G., Sarra, A. D., Meloni, D., Piacentino, S., & Chamard, P. (2006). Aerosol optical properties at Lampedusa (Central Mediterranean). 1. Influence of transport and identification of different aerosol types. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6(3), 697-713.
- Patashnick, H., & Rupprecht, E. G. (1991). Continuous PM-10 measurements using the tapered element oscillating microbalance. *Journal of the Air & Waste Management Association*, 41(8), 1079-1083.
- Pelon, J., Mallet, M., Mariscal, A., Goloub, P., Tanré, D., Bou Karam, D., ... & Victori, S. (2008). MicroLIDAR observations of biomass burning aerosol over Djougou (Benin) during African Monsoon Multidisciplinary Analysis Special Observation Period 0: Dust and Biomass-Burning Experiment. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 113(D23).
- Phuleria, H. C.; Fine, P. M.; Zhu, Y.; Sioutas, C.: Air quality impacts of the October 2003 Southern California wildfires, *J. Geophys. Res.*, 110(D7), D07S20, doi:10.1029/2004JD004626, 2005.
- Roger, J. C., Mallet, M., Dubuisson, P., Cachier, H., Vermote, E., Dubovik, O., & Despiiau, S. (2006). A synergetic approach for estimating the local direct aerosol forcing: Application to an urban zone during the Expérience sur Site pour Contraindre les Modèles de Pollution et de Transport d'Emission (ESCOMPTE) experiment. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D13).
- Ryder, C. L., Highwood, E. J., Lai, T. M., Sodemann, H., & Marsham, J. H. (2013). Impact of atmospheric transport on the evolution of microphysical and optical properties of Saharan dust. *Geophysical Research Letters*, 40(10), 2433-2438.
- Schuster, G. L., Dubovik, O., & Holben, B. N. (2006). Angstrom exponent and bimodal aerosol size distributions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D7).
- Sobanska, S., Coeur, C., Maenhaut, W., & Adams, F. (2003). SEM-EDX characterisation of tropospheric aerosols in the Negev desert (Israel). *Journal of Atmospheric Chemistry*, 44(3), 299-322.
- Stamnes, K., Tsay, S. C., Wiscombe, W., & Jayaweera, K. (1988). Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media. *Applied optics*, 27(12), 2502-2509.
- Tervahattu, H., Juhanoja, J., & Kupiainen, K. (2002). Identification of an organic coating on marine aerosol particles by tof-sims. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 107(D16), ACH-18.
- Thomas, G. E., Jakosky, B. M., West, R. A., & Sanders, R. W. (1983). Satellite limb-scanning thermal infrared observations of the El Chichon stratospheric aerosol: First results. *Geophysical Research Letters*, 10(11), 997-1000.
- Thompson, G.; Eidhammer, T. A Study of Aerosol Impacts on Clouds and Precipitation Development in a Large Winter Cyclone. *Journal of the Atmospheric Sciences*. Oct2014, Vol. 71 Issue 10, p3636-3658. 23p. DOI: 10.1175/JAS-D-13-0305.1.
- Twomey, S. A., Piepgrass, M., & Wolfe, T. L. (1984). An assessment of the impact of pollution on global cloud albedo. *Tellus B*, 36(5), 356-366.

## Références Bibliographiques

---

- Weinman, J. A. (1982). Infrared radiative transfer through a regular array of cuboidal clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 39(2), 431-439.
- Welton, E. J., & Campbell, J. R. (2002). Micropulse lidar signals: Uncertainty analysis. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19(12), 2089-2094.
- Welton, E. J., Voss, K. J., Gordon, H. R., Maring, H., Smirnov, A., Holben, B., ... & Andreae, M. O. (2000). Ground-based LIDAR measurements of aerosols during ACE-2: instrument description, results, and comparisons with other ground-based and airborne measurements. *Tellus B*, 52(2), 636-651.
- Welton, E. J., Voss, K. J., Quinn, P. K., Flatau, P. J., Markowicz, K., Campbell, J. R., ... & Johnson, J. E. (2002). Measurements of aerosol vertical profiles and optical properties during INDOEX 1999 using micropulse lidars. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D19).
- Willeke, K., & Baron, P. A. (1993). *Aerosol measurement. Principles, techniques and applications*. Van.
- Witz, S., Eden, R. W., Wadley, M. W., Dunwoody, C., Papa, R. P., & Torre, K. J. (1990). Rapid loss of particulate nitrate, chloride and ammonium on quartz fiber filters during storage. *Journal of the Air & Waste Management Association*, 40(1), 53-61.
- Wolf, M. E., & Hidy, G. M. (1997). Aerosols and climate: Anthropogenic emissions and trends for 50 years. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D10), 11113-11121.
- Yang Z, Wang J, Ichoku C, Hyer E and Zeng J 2013 Mesoscale modeling and satellite observation of transport and mixing of smoke and dust particles over Northern Sub-Saharan African Region J. Geophys. Res. Atmos 118,12,139–12,157, doi:10.1002/2013JD020644.