

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE  
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE  
UNIVERSITE MOULOU MAMMERI, TIZI-OUZOU



FACULTE DE GENIE ELECTRIQUE ET D'INFORMATIQUE  
DEPARTEMENT D'ELECTRONIQUE

# **Mémoire de fin d'études**

**Présenté en vue de l'obtention  
du diplôme de Master en Électronique**

*Option : Réseaux et Télécommunications*

***Thème:***

**Sondage de l'atmosphère par Lidar et  
Photomètre : application à la détermination de  
l'impact des aérosols sur le bilan radiatif dans  
la région de Tizi Ouzou.**

**Proposé et dirigé par:**

Pr. AMEUR Soltane

**Etudié et réalisé par:**

M<sup>elle</sup>: BELAIDI Dehia.

Année universitaire **2011/2012**

## **Remerciements:**

*Tout d'abord, je remercie Dieu de m'avoir donné beaucoup de volonté et de patience pour réaliser ce travail.*

*Ensuite, je tiens à remercier et exprimer ma profonde reconnaissance à :*

- Mon promoteur, le professeur **Soltane AMEUR**, qui m'a guidé et orienté tout au long de la réalisation de ce projet par ses précieux conseils et encouragements. Sa disponibilité et sa patience ont été décisives dans l'accomplissement de cette étude.*
- Madame la Directrice du Laboratoire LAMPA, Madame **Zohra AMEUR**, maître de conférence à l'UMMTO qui m'a ouvert, toutes grandes, les portes du laboratoire, ainsi qu'aux membres du LAMPA qui m'ont aidé pour réaliser ce modeste travail.*
- Monsieur le directeur de l'office National de la météorologie (**ONM**) de Dar El Beida, Monsieur **NAILI Rabah**, pour son chaleureux accueil au sein de son entreprise ainsi qu'à l'ensemble de son personnel notamment Messieurs **HAMADACHE** Bachir et **MOKHTARI** Mourad.*
- Monsieur le Président et les membres du jury pour avoir accepté d'examiner et d'évaluer ce travail.*
- Tous les professeurs qui ont collaboré à ma formation depuis mon premier cycle d'étude à ce jour.*
- Toute personne qui, de près ou de loin, d'une manière ou d'une autre, m'a aidé dans l'élaboration de ce travail.*

*Enfin je ne saurais remercier assez mes parents, proches et lointains, pour leurs soutiens, multiformes et inconditionnels, depuis toujours.*

## *Dédicaces*

*Je dédie ce mémoire à :*

- Mon père, ma mère, mes sœurs et mon frère.*
- Mes grands-parents, oncles, tantes, cousins, cousines et ma nièce.*
- Tous mes amis et camarades.*

## **Résumé**

Les aérosols atmosphériques peuvent influencer sur la santé humaine, le climat, les observations astronomiques et sur le bilan radiatif de notre planète. La diversité de leurs sources et mécanismes de formation induit une diversité de leurs propriétés microphysiques et optiques. Nous avons fait une observation pour la région de Tizi Ouzou, celle-ci est située au nord de l'Afrique. Elle est influencée par plusieurs sources d'Aérosols. Parmi eux les aérosols anthropiques de la ville elle-même et des villes voisines et ceux engendrés par les feux des forêts des montagnes environnantes, la ville subit aussi l'influence des aérosols désertiques venant du sud saharien et des sels marins méditerranéens. Pour le besoin de ce travail, le Mini Lidar CE 370-2 et le photomètre solaire CE 318 ont été utilisés. L'analyse des résultats obtenus, montre que les aérosols de cette région diffusent le rayonnement solaire et tellurique. De plus une forte concentration d'aérosols de type grossier dans la couche limite atmosphérique. Enfin, Ces aérosols ont un forçage radiatif négatif pour la région de Tizi Ouzou, ce qui induit un refroidissement de celle-ci.

## SOMMAIRE

<b>Introduction générale</b> .....	1
------------------------------------	---

### **Chapitre 1 : Généralités sur l'atmosphère**

<b>1.1</b> Limite et masse de l'atmosphère .....	3
<b>1.2</b> La composition de l'atmosphère.....	3
1.2.1 Les composés gazeux dans l'atmosphère.....	4
1.2.2 Autres constituants de l'atmosphère.....	7
<b>1.3</b> La structure verticale de l'atmosphère.....	8
<b>1.4</b> La nébulosité de l'atmosphère.....	10
<b>1.5</b> Les mouvements de l'atmosphère.....	11
1.6.1 La couche d'air instable : la troposphère.....	11
1.6.2 La circulation atmosphérique générale.....	14

### **Chapitre 2 : Notions fondamentales sur les aérosols atmosphériques**

<b>2.1</b> Propriétés microphysiques.....	16
2.1.1 Sources et mécanismes de formation.....	16
2.1.2 Composition des aérosols .....	18
2.1.3 Distribution en taille .....	19
2.1.4 Distribution en masse.....	21
2.1.5 Types de mélanges.....	22
<b>2.2</b> Propriétés optiques des aérosols.....	24
2.2.1 Indice de réfraction.....	24
2.2.2 Extinction du rayonnement par une particule.....	25
2.2.3 Epaisseur optique des aérosols.....	26
2.2.4 L'exposant d'Angström.....	26
2.2.5 La fonction de phase.....	27
2.2.6 Albédo de simple diffusion .....	27
2.2.7 Élément d'asymétrie .....	29
<b>2.3</b> Effet radiatif des aérosols .....	29
2.3.1 Effet direct.....	29
2.3.2 Effet semi direct.....	30
2.3.3 Effet indirect.....	30

# Sommaire

---

## Chapitre III : Le Lidar et le Photomètre solaire comme instrument de sondage de l'atmosphère

<b>3.1</b>	<b>Le Lidar</b> .....	<b>31</b>
3.1.1	Historique .....	31
3.1.2	Principe du système Lidar .....	32
3.1.3	Les différents mécanismes de diffusion du rayonnement Laser.....	33
3.1.4	Equation Lidar de rétrodiffusion .....	34
3.1.5	Inversion de l'équation Lidar.....	36
3.1.6	Caractéristique du mini Lidar CE 370-2.....	38
<b>3.2</b>	<b>Le photomètre solaire</b> .....	<b>40</b>
3.2.1	Principe du photomètre.....	40
3.2.2	Les propriétés optiques et microphysiques données par le photomètre...41	
3.2.3	Caractéristiques du photomètre solaire CE 318.....	41

## Chapitre IV : Analyse des observations des aérosols atmosphérique dans la région de Tizi Ouzou

<b>4.1</b>	<b>Observation du mini Lidar</b> .....	<b>43</b>
4.1.1	Cas de journées sans nuage.....	43
4.1.2	Cas de journées avec nuages.....	45
<b>4.2</b>	<b>Observation du photomètre (données AERONET)</b> .....	<b>47</b>
4.2.1	Propriétés optiques.....	47
4.2.2	Propriétés microphysiques.....	53

## Chapitre V : Applications

<b>5.1</b>	<b>La distribution de l'épaisseur optique des aérosols le long de la verticale</b> .....	<b>55</b>
5.1.1	Algorithme d'inversion.....	55
5.1.2	Résultats de la simulation .....	56
<b>5.2</b>	<b>La relation entre la température de surface et l'épaisseur optique des aérosols</b> .....	<b>59</b>
<b>5.3</b>	<b>La comparaison entre les données de l'épaisseur optique des aérosols données par le photomètre et les sorties du modèle météorologique ALADIN</b> .....	<b>60</b>

<b>Conclusion générale</b> .....	<b>64</b>
----------------------------------	-----------

<b>Bibliographie</b> .....	<b>65</b>
----------------------------	-----------

<b>Annexes</b> .....	<b>67</b>
----------------------	-----------

## Table des figures

---

### Chapitre 1

<b>Figure</b>	<b>Titre</b>	<b>Page</b>
(1.1)	Proportion relative des différents gaz atmosphériques.	<b>6</b>
(1.2)	Panache d'aérosols volcaniques issus du Piton de la Fournaise à la Réunion en avril 2007	<b>8</b>
(1.3)	Evolution de la pression atmosphérique moyenne avec l'altitude entre 0 et 20 000 m	<b>9</b>
(1.4)	Le profil de température verticale de l'atmosphère terrestre	<b>10</b>
(1.5)	Déplacement de l'air.	<b>11</b>
(1.6)	carte de pression atmosphérique	
(1.7)	le sens de la force de pression et le vent par rapport aux lignes isobares	<b>12</b>
(1.8)	La carte ci-dessus représente une modélisation de la circulation générale atmosphérique en surface pour les mois d'hiver.	<b>14</b>
(1.9)	Le modèle de circulation général	<b>15</b>

### Chapitre 2

<b>Figure</b>	<b>Titre</b>	<b>Page</b>
(2.1)	Les principaux modes de la distribution en taille des aérosols et mécanismes d'évolution d'une population de particules.	<b>19</b>
(2.2)	Distribution granulométrique moyenne de la population de particules obtenue durant la campagne ESCOMPTE	<b>21</b>
(2.3)	Efficacité d'extinction (m <sup>2</sup> /g) à 440 nm pour une particule de sulfate, de carbone suie et de poussière minérale.	<b>22</b>
(2.4)	Différentes représentations du type de mélange de l'aérosol (source Lang-Yona et al. (2009)).	<b>23</b>
(2.5)	Mélange interne hétérogène d'aérosols caractérisé par : (a) Un noyau de taille constante et une enveloppe d'épaisseur variable et (b) un noyau de taille variable et une enveloppe d'épaisseur constante, (source Lang-Yona et al.)	<b>24</b>
(2.6)	Variation du forçage radiatif direct au sommet de l'atmosphère suivant la valeur de l'albédo de surface et de l'albédo de simple diffusion de l'aérosol (selon Russell et al. (2002)).	<b>28</b>

### Chapitre 3

<b>Figure</b>	<b>Titre</b>	<b>Page</b>
(3.1)	Principe Lidar	<b>33</b>
(3.2)	Micro Lidar CE 370-2 sur la terrasse du laboratoire LAMPA	<b>39</b>
(3.3)	photo prise sur la terrasse du laboratoire LAMPA d'un photomètre CE 318	<b>42</b>

## Table des figures

---

### Chapitre 4

<b>Figure</b>	<b>Titre</b>	<b>Page</b>
<b>(4.1)</b>	Images Lidars du 01, du 15, du 16 et du 22 mai 2012 à Tizi Ouzou	<b>44</b>
<b>(4.2)</b>	Photos du ciel prises le 28/04/2012 à 10h :12	<b>46</b>
<b>(4.3)</b>	Images Lidar pour le 27 et 28 Avril 2012.	<b>46</b>
<b>(4.4)</b>	La variation de la partie imaginaire d'un indice de réfraction en fonction de la longueur d'onde pour les 11, 23, 29 avril et le 16 Mai.	<b>48</b>
<b>(4.5)</b>	La variation de la partie réelle d'un indice de réfraction en fonction de la longueur d'onde pour le 11, le 23, le 29 avril et le 16 Mai.	<b>49</b>
<b>(4.6)</b>	Epaisseur optique des aérosols pour le mois d'avril (niveau 1 –niveau 1.5).	<b>50</b>
<b>(4.7)</b>	Les deux figures de gauche représentent le coefficient d'Angström et deux autres représentent l'épaisseur optique, pour les journées du 17 et 27 Avril.	<b>51</b>
<b>(4.8)</b>	L'albédo de simple diffusion en fonction de la longueur d'onde.	<b>52</b>
<b>(4.9)</b>	Facteur d'asymétrie en fonction de la longueur d'onde pour le 23 avril et le 16Mai.	<b>53</b>
<b>(4.10)</b>	Distribution granulométrique en taille pour le 23avril et le 16 mai 2012.	<b>53</b>

### Chapitre 5

<b>Figure</b>	<b>Titre</b>	<b>Page</b>
<b>(5.1)</b>	Le profil vertical du coefficient d'extinction	<b>57</b>
<b>(5.2)</b>	Distribution volumique en taille pour le 1er Mai 2012	<b>58</b>
<b>(5.3)</b>	Evaluation de la température et des épaisseurs optiques selon la longueur d'onde pour le 29 avril, le 01, le 02 et le 4Mai 2012 de 12h à 15h.	<b>59</b>
<b>(5.4)</b>	Les épaisseurs optiques données par le photomètre solaire (observées) et les sorties du modèle météorologique ALADIN, pour le mois d'avril.	<b>60</b>
<b>(5.5)</b>	La carte du vent et de pression à la surface le 28 avril 2012 [ALADIN 2012].	<b>61</b>
<b>(5.6)</b>	Sortie du modèle ALADIN pour le 16, le 26 et le 27 Mai 2012 (faible concentration en particule de sable dans la région de Tizi Ouzou).	<b>62</b>

## Liste des tableaux

---

<b>Tableau</b>	<b>Titre</b>	<b>Pages</b>
<b>(1.1)</b>	Principales espèces gazeuses dans l'atmosphère : formule chimique, rapport de mélanges, origine principale, et temps de séjour moyen dans l'atmosphère.	<b>5-6</b>
<b>(2.1)</b>	Sources d'émission des principaux types d'aérosols.	<b>17</b>
<b>(2.2)</b>	L'albédo de simple diffusion pour quelques composés de l'aérosol à 550nm.	<b>28</b>
<b>(2.3)</b>	Eléments d'asymétrie à 550 nm pour les principaux composés de l'aérosol.	<b>29</b>
<b>(3.1)</b>	Comparaison entre les différents mécanismes de diffusion.	<b>33-34</b>
<b>(3.2)</b>	Propriétés du Micro Lidar CE 370-2.	<b>39-40</b>
<b>(3.3)</b>	Différentes propriétés restituées par le photomètre solaire.	<b>41</b>

## Liste des abréviations

---

### Liste des abréviations

<b>Abréviation</b>	<b>Anglais</b>	<b>Français</b>
<b>abs</b>	<b>absorption</b>	<b>Absorption</b>
<b>AERONET</b>	<b>Aerosols Robotic Network</b>	-
<b>AOD- AOT</b>	<b>Aerosol Optical Depth (Thickness)</b>	Épaisseur optique des aérosols
<b>BER</b>	<b>Backscatter to Extinction Ratio</b>	-
<b>CNRS</b>	-	Centre National de la Recherche Scientifique
<b>COV</b>	-	Composés Organique Volatils
<b>Diff</b>	<b>Diffusion</b>	<b>diffusion</b>
<b>Ext</b>	<b>Extinction</b>	<b>Extinction</b>
<b>FC</b>	-	Fond du Ciel
<b>FG</b>	-	Facteur Géométrique
<b>Laser</b>	<b>Light Amplification of stimulated Emission radiation</b>	Amplification de la lumière par émission stimulée.
<b>LIDAR</b>	<b>Light Detection And Ranging</b>	Instrument de télédétection active
<b>Max</b>	<b>Maximum</b>	<b>Maximum</b>
<b>Min</b>	<b>Minimum</b>	<b>Minimum</b>
<b>POM</b>	-	<b>Matière Organique Particulière</b>
<b>Ppb</b>	<b>part per billion</b>	partie par milliard

## Liste des abréviations

---

<b>Ppm</b>	<b>part per million</b>	partie par million
<b>RADAR</b>	<b>Radio Detection And Ranging</b>	-
<b>SSA</b>	<b>Single Scattering Albedo</b>	Albédo de simple diffusion
<b>tot</b>	total	total
<b>TOA</b>	<b>Top Of Atmosphere</b>	Sommet de l'atmosphérique
<b>ZR</b>	-	<b>Zone de Rayleigh</b>

# **Introduction générale**

## Introduction générale

Les aérosols sont des petites particules en suspension dans l'air, qui jouent un rôle important dans le bilan radiatif de l'atmosphère. L'interaction des aérosols avec le rayonnement solaire est complexe du fait de la grande diversité de leurs propriétés physico-chimiques, optiques et leur distribution spatiale hétérogène dans la planète. L'effet de refroidissement induit par les aérosols peut compenser l'effet de réchauffement dû aux gaz à effet de serre à l'échelle globale. Mais à l'échelle régionale, l'effet radiatif des aérosols peut être plus important que celui dû aux gaz à effet de serre dans les régions de fortes concentrations de particules avec des conséquences complexes sur la dynamique atmosphérique et le cycle de l'eau.

Les aérosols ont un impact dommageable sur la santé humaine lorsqu'ils sont inhalés. Des études toxicologiques ont montré leurs rôles dans certaines maladies respiratoires comme le déclenchement de crises d'asthme et l'augmentation des décès pour cause cardiovasculaire. Ces particules peuvent véhiculer des composants toxiques, allergènes, mutagènes ou cancérogènes, comme les hydrocarbures aromatiques polycycliques et les métaux lourds. Le danger des aérosols dépend aussi de leur taille et de leur concentration, car les particules les plus fines peuvent pénétrer profondément.

En plus de leur impact sur le climat et la santé, les aérosols perturbent les observations astronomiques et les mesures de télédétection. Ceci dépend de la taille des aérosols, qui s'étend du centième à quelques dizaines de microns.

Pour déterminer les propriétés optiques et microphysiques des aérosols (taille et concentration), des instruments spatiaux sont utilisés tel que le radiomètre POLDER (POLarization and Directionality of the Earth Reflectance), à bord du satellite PARASOL (Polarisation et Anisotropie des Réflectances au Sommet de l'Atmosphère couplée avec un Satellite d'Observation emportant un Lidar). Ces instruments mesurent les caractéristiques du rayonnement solaire réfléchi par le système terre-atmosphère.

Il existe également d'autres instruments de mesure au sol comme le Lidar et le Photomètre. Le Lidar, par l'analyse des propriétés de la lumière laser renvoyée vers son récepteur, nous renseigne sur la distribution verticale des aérosols. Le Photomètre par contre, donne l'épaisseur optique de l'atmosphère.

L'objectif de ce présent travail est de donner la distribution verticale et l'impact sur le bilan radiatif des aérosols présentent dans l'atmosphère à partir des données Lidar et Photomètre acquises au laboratoire d'Analyse et de Modélisation des Phénomènes Aléatoires (LAMPA) de la faculté de génie électrique et d'informatique de l'université de Mouloud Mammeri de Tizi Ouzou.

Pour répondre à ceci, nous avons organisé ce présent travail comme suit :

Le premier chapitre est consacré à la description globale de l'atmosphère, sa masse, ces divers constituants, ces différents mouvements et enfin les différents moyens de sondages atmosphériques disponibles.

Le deuxième chapitre expose les notions fondamentales sur les aérosols atmosphériques, leurs propriétés microphysiques, optiques et leur impact sur le bilan radiatif.

Dans le troisième chapitre, nous présentons le Micro-Lidar CE370-2 et le photomètre CE-318N développés par CIMEL- électronique, Ainsi les différents outils mathématiques qui nous permettent de restituer divers paramètres atmosphériques.

Dans le quatrième chapitre, on analyse les observations des aérosols pour la région de Tizi Ouzou faites par le micro lidar et le photomètre placés sur la Terrasse du laboratoire LAMPA.

Enfin, dans le cinquième chapitre, on expose quelques applications, où on donne le profil vertical d'extinction en utilisant un logiciel de programmation MATLAB, ensuite on fait une comparaison entre les variations d'épaisseur optique et celle de la température de surface. On termine par une autre comparaison, entre nos observations et les sorties du modèle météorologique ALADIN [M. Moukhtari, .al], qui nous permet d'étudier la présence de la particule sable dans la région de Tizi Ouzou.

# **Chapitre1**

## **Généralités sur l'atmosphère**

# Chapitre1 : Généralités sur l'atmosphère

## Préambule

L'atmosphère terrestre est décrite comme un ensemble de couches superposées. La moins élevée en altitude est la troposphère. Elle a pour frontière inférieure la surface terrestre constituée des continents et des océans. Entre la troposphère et la région qui la surmonte, la stratosphère, on trouve la tropopause, qui forme la frontière supérieure de la troposphère. L'Objet du présent chapitre est la présentation globale de l'atmosphère terrestre.

### 1.1. Limite et masse de l'atmosphère

On évalue la masse de l'atmosphère terrestre à  $5,13 \cdot 10^{18}$  kg, soit environ un millionième de la masse de la Terre.

La masse volumique de l'air est toujours décroissante vers le haut, ce qui traduit une décroissance de la pression (masse de l'air par unité de surface). On est donc conduit à considérer que telle fraction de la masse totale de l'atmosphère se situe au-dessous de telle altitude. Ainsi, la moitié de la masse de l'atmosphère se situe au-dessous de 5500 m, les 2/3 au-dessous de 8400 m, les 3/4 au-dessous de 10300 m, les 9/10 au-dessous de 16100 m etc...

A très haute altitude (500 à 1000 km), existe une zone de transition entre l'atmosphère et l'espace, zone d'où les molécules peuvent s'échapper vers l'espace sans que des chocs avec d'autres molécules ne les renvoient dans l'atmosphère. Donc les limites de l'atmosphère sont fixées à environ 1000 km. Si l'on considère que les neuf dixièmes de celle-ci sont situés dans les 16 premiers kilomètres, elle ne forme donc qu'une mince pellicule gazeuse en comparaison des 6367 km du rayon terrestre.

### 1.2. La composition de l'atmosphère

Les constituants majeurs de l'atmosphère sont le diazote plus simplement appelé azote (~ 78 %) et le dioxygène plus simplement appelé oxygène (~ 20 % par rapport à l'air sec). La vapeur d'eau est le troisième constituant de l'air atmosphérique (0,33 % en moyenne). Les gaz rares argon, néon, hélium, sont chimiquement inertes et n'interviennent dans aucun cycle

a biogéochimique, ce sont des résidus de l'atmosphère originelle. Le dioxyde de carbone joue un rôle particulier à travers le phénomène de photosynthèse qui est le moteur de la biosphère. Les autres constituants gazeux sont ce que l'on appelle les constituants mineurs dont la concentration varie de quelques ppm ( $10^{-6}$  mole/mole d'air) à quelques dizaines de ppb ( $10^{-12}$  mole/mole d'air). Actuellement, certains de ces constituants subissent des augmentations importantes de concentration générées par diverses activités humaines. Les constituants mineurs sont en concentrations infimes, mais leur rôle dans l'environnement terrestre est considérable car :

- ils influent sur le bilan radiatif de la Terre (gaz à effet de serre, aérosols),
- ils influent sur la qualité chimique de l'air atmosphérique et des précipitations, notamment sur l'acidité.
- à forte concentration, ils peuvent constituer des corps toxiques, aussi bien pour le monde animal et l'espèce humaine que pour la végétation.

### 1.2.1. Les composés gazeux dans l'atmosphère

#### a) Les gaz à effet de serre

Ils sont caractérisés par leur capacité d'absorption du rayonnement infra-rouge et donc par leur influence sur le bilan radiatif terrestre. Outre le CO<sub>2</sub> et la vapeur d'eau on distingue :

- le méthane (CH<sub>4</sub>)
- le protoxyde d'azote (N<sub>2</sub>O)
- l'ozone (O<sub>3</sub>)
- les chlorofluorocarbones (CFC et HCFC) qui, à l'exception du chlorure de méthyle (CH<sub>3</sub>Cl), sont exclusivement d'origine anthropique.

#### b) Les gaz réactifs

Il s'agit essentiellement de dérivés du carbone (monoxyde de carbone, composés organiques volatils contenant 1 à 10 atomes de carbone, oxygénés ou non), de l'azote (oxydes d'azote, ammoniac, composés organo-azotés), du soufre (dioxyde de soufre, sulfures d'hydrogène, de méthyle, de carbone).

Certains de ces gaz réactifs (oxydes d'azote, méthane, monoxyde de carbone, hydrocarbures non méthaniques) contribuent à la formation photochimique d'ozone. Ces constituants s'oxydent dans l'atmosphère pour donner des acides qui en phase gazeuse ou

liquide déterminent le caractère acide de l'air et des précipitations, notamment les composés du soufre ( $\text{H}_2\text{SO}_4$ ), de l'azote ( $\text{HNO}_3$ ), avec une contribution du chlore ( $\text{HCl}$ ) d'origine marine et des acides organiques.

### c) Les oxydants

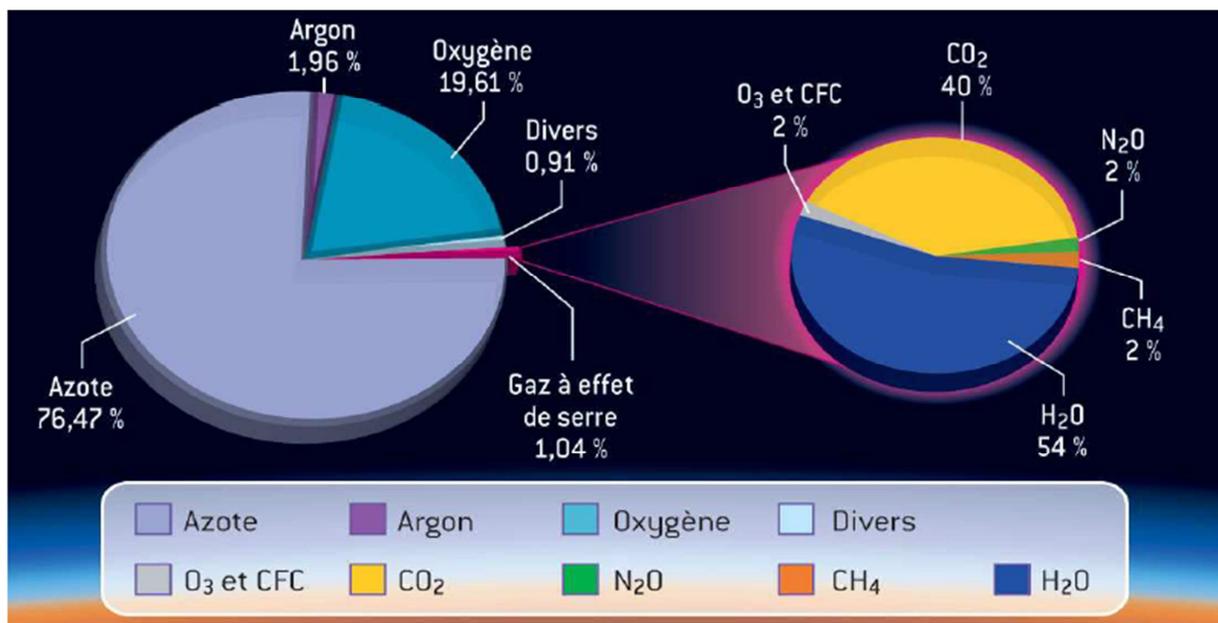
On les trouve dans l'atmosphère sous forme de molécules (ozone, nitrate...) ou de radicaux ( $\text{OH}$ ,  $\text{HO}_2$ ,  $\text{RO}_2$ ,  $\text{NO}_3$ ...) qui sont des fragments de molécules à très courte durée de vie. Ces derniers, notamment le radical hydroxyle ( $\text{OH}$ ) sont les principaux agents des transformations photochimiques dans l'atmosphère. Leurs concentrations sont infinitésimales, mais leur taux de production peut être très élevé. Les principales espèces gazeuses sont représentées sur le tableau suivant :

constituants	formule	Rapport du mélange dans l'air simple	Origine	Temps de résidence dans l'atmosphère
Vapeur d'eau	$\text{H}_2\text{O}$	Variable	Processus physiques	6-15 jours
Azote	$\text{N}_2$	76,47 %	biologique	$15 \cdot 10^6$ ans
Oxygène	$\text{O}_2$	19.61 %	biologique	$8 \cdot 10^3$ ans
Argon	Ar	1,9 %	Inerte	infini
Dioxyde de carbone	$\text{CO}_2$	337ppmv	Combustions, océan, biosphère.	15- 120 ans
Néon	Ne	18,18ppmv	Inerte	infini
Hélium	He	5,24	Inerte	infini
Méthane	$\text{CH}_4$	1.7ppmv	Biogénique et anthropique	9ans
Hydrogène	$\text{H}_2$	550ppbv	biogénique	10 ans
Oxyde nitreux	$\text{N}_2\text{O}$	310ppbv	Biogénique et anthropique	150 ans
Monoxyde de carbone	CO	50-200ppbv	Photochimique et anthropique	2 mois
Ozone troposphérique	$\text{O}_3$	10-500ppbv	photochimique	1 a 2 mois

Ozone stratosphérique	O <sub>3</sub>	0.5 - 10ppmv	photochimique	1 à 2 mois
Composé organique (COV)	C <sub>x</sub> H <sub>y</sub> O <sub>z</sub>	5-20 ppbv	Biogénique et anthropique	Heurs-jours
Halo-carbures		3.8 ppbv	85% anthropique	année
Dioxyde d'azote	NO <sub>2</sub>	0.1-100ppbv	photochimique	Jours
Dioxyde de soufre	SO <sub>2</sub>	0.01-10ppbv	Photochimique, volcanique, anthropique.	2 jours
Sulfure de diméthyle	CH <sub>3</sub> SCH <sub>3</sub>	1-100pptv	Biogénique	Jours
Radical Hydroxyde	OH	0.1-10pptv	Photochimique	seconde

**Tableau (1.1)** : Principales espèces gazeuses dans l'atmosphère : formule chimique, rapport de mélange, origine principale et temps de séjour moyen dans l'atmosphère.

Les constituants mineurs atmosphériques (autre que l'azote, l'oxygène et l'argon) ne représentent qu'une fraction très faible de la composition de l'atmosphère (1,04 % et parmi ceux-ci le CO<sub>2</sub> est largement dominant avec la vapeur d'eau). Dans la **figure (1.1)** qui suit, sont représentés en pourcentage les différents gaz atmosphériques ainsi que les différents gaz à effet de serre présent dans l'atmosphère.



**Figure (1.1)** : Proportion relative des différents gaz atmosphériques.

### 1.2.2. Autres constituants de l'atmosphère

Outre la phase gazeuse, l'atmosphère contient de la matière en suspension en phase liquide et solide. Il s'agit des aérosols et des hydrométéores.

#### a) Les hydrométéores

Les hydrométéores sont constitués d'eau liquide ou de glace présente sous forme de gouttelettes ou de cristaux au sein des nuages. La phase atmosphérique du cycle de l'eau est une composante essentielle du climat (transferts de chaleur, nuages, précipitations) mais l'eau liquide est également une composante importante de la chimie atmosphérique à travers toutes les réactions entre espèces chimiques, en phase aqueuse, au sein des nuages. L'eau liquide constitue le principal puits des espèces gazeuses hydrosolubles et elle est le vecteur privilégié du retour des constituants mineurs atmosphériques aux autres sphères de l'environnement. La phase liquide dans l'atmosphère est donc une branche essentielle des cycles biogéochimiques des éléments.

#### b) Les aérosols

Ce sont les particules solides (autres que les cristaux de glace) en suspension dans l'air. On distingue les aérosols primaires et les aérosols secondaires.

- **Les aérosols primaires**

Il s'agit de particules de taille variable, généralement de 0,1 à quelques dizaines de microns de diamètre, qui sont émis directement sous forme solide au niveau de la surface de la Terre. Leur composition chimique reflète celle de la source dont ils sont originaires. Les principales sources d'aérosols primaires sont:

- les sources terrigènes (poussières éoliennes)
- la source marine (particules liquides soulevées par le vent et desséchées dans l'air)
- les volcans
- les sources anthropiques (d'origine humaine) telles que les combustions diverses, la production de ciment, ...etc.

- **Les aérosols secondaires**

Ils sont formés dans l'atmosphère à partir de composés gazeux. Ces processus conduisent à la formation d'embryons de très petite taille qui grossissent par divers processus de

condensation et coalescence pour donner naissance à de très petites particules ( $10^{-4}$  à  $10^{-2}$   $\mu\text{m}$ ) qui donnent ensuite des particules dont le diamètre moyen est compris entre 0,1 et 1  $\mu\text{m}$  dont la masse reste suffisamment faible pour qu'elles puissent rester en suspension dans l'atmosphère.

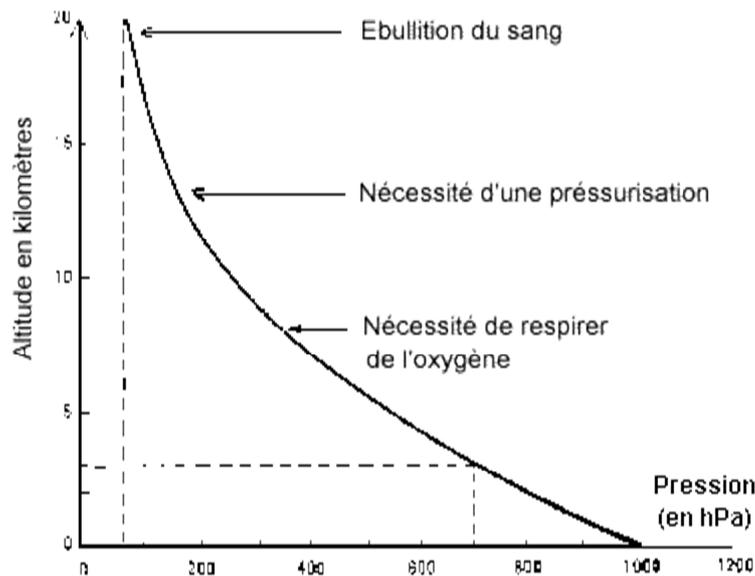


**Figure (1.2) :** Panache d'aérosols volcaniques issus du Piton de la Fournaise à la Réunion en avril 2007

### 1.3. La structure verticale de l'atmosphère

La structure verticale de l'enveloppe gazeuse de la Terre résulte de l'existence de la force de gravité exercée par le globe qui conduit à un équilibre hydrostatique, au sein duquel, la pression (masse de l'air par unité de surface) diminue avec l'altitude.

L'atmosphère terrestre se caractérise également par une distribution verticale de la température qui résulte de l'existence de différentes sources de chaleur entre le sol et les hautes altitudes. A l'émission de chaleur par la surface terrestre chauffée par le rayonnement solaire, s'ajoute, à 50 km d'altitude, une nouvelle source de chaleur liée aux mécanismes de dissociation de l'oxygène moléculaire sous l'influence des radiations solaires de courtes longueurs d'onde, qui aboutit à la constitution de la couche d'ozone.



**Figure (1.3) :** Evolution de la pression atmosphérique moyenne avec l'altitude entre 0 et 20 000 m

La couche inférieure de l'atmosphère ou troposphère est une couche d'air instable, turbulente. La température de l'air y décroît de 6,5°C par kilomètre jusqu'à la tropopause, sa limite supérieure qui se situe vers 17 km à l'équateur et vers 8 km au-dessus des pôles. La vie sur la terre dépend étroitement de cette mince pellicule gazeuse qui contient les trois quarts de l'air atmosphérique et où se trouve concentré l'essentiel de l'oxygène moléculaire.

Au-dessus, s'étend la stratosphère dont la température s'élève rapidement avec l'altitude, conséquence de l'absorption du rayonnement solaire de courte longueur d'onde par la couche d'ozone. La stratosphère est brassée aux moyennes latitudes par de puissants courants atmosphériques (jet-streams) qui circulent d'ouest vers l'est à des vitesses pouvant atteindre les 500 km/h.

Entre 50 et 80 km d'altitude, se situe la mésosphère où la température diminue jusqu'à la mésopause, pour croître à nouveau très rapidement au-delà, dans la thermosphère (ou ionosphère) où celle-ci peut atteindre, vers 250 km, des valeurs comprises entre 1000°C et 2000°C, suivant l'activité solaire.

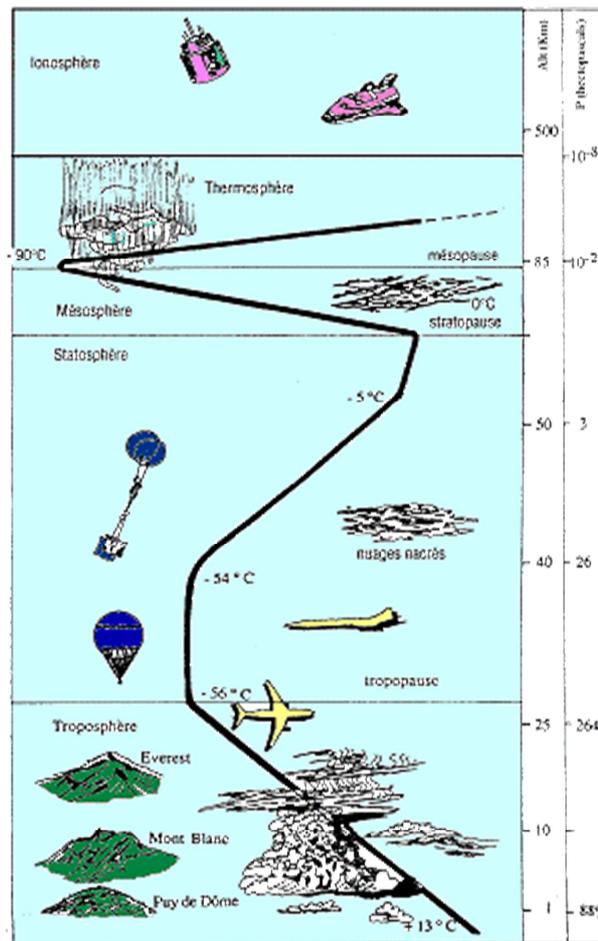


Figure (1.4) : Le profil de température verticale de l'atmosphère terrestre

## 1.4. La nébulosité de l'atmosphère

L'air est constitué d'un mélange de gaz, dont les deux principaux constituants sont l'oxygène et l'azote. Il contient également une quantité relativement importante d'eau. Les masses nuageuses sont la manifestation directe de la présence d'eau dans l'atmosphère. A l'état gazeux, l'eau ne modifie pas la transparence de l'air mais condensée en fines gouttelettes ou solidifiée en cristaux de glace, l'atmosphère devient alors opaque.

Si le degré d'hygrométrie de l'air (Pression partielle de l'eau/Pression de saturation) est inférieur à 1, il n'y a pas de condensation, l'air est transparent. Par contre, pour un degré d'hygrométrie égale à 1, l'eau pouvant se condenser, une nébulosité peut apparaître (nuage, brume ou brouillard).

## 1.5. Les mouvements de l'atmosphère

### 1.5.1. La couche d'air instable : la troposphère

Située à la base de l'atmosphère, la troposphère est animée de puissants mouvements qui brassent l'air en permanence : des mouvements verticaux, liés à des contrastes de températures (processus convectifs) et des mouvements horizontaux, engendrés par des différences de pression atmosphérique au niveau du sol.

#### a) Les mouvements d'air verticaux

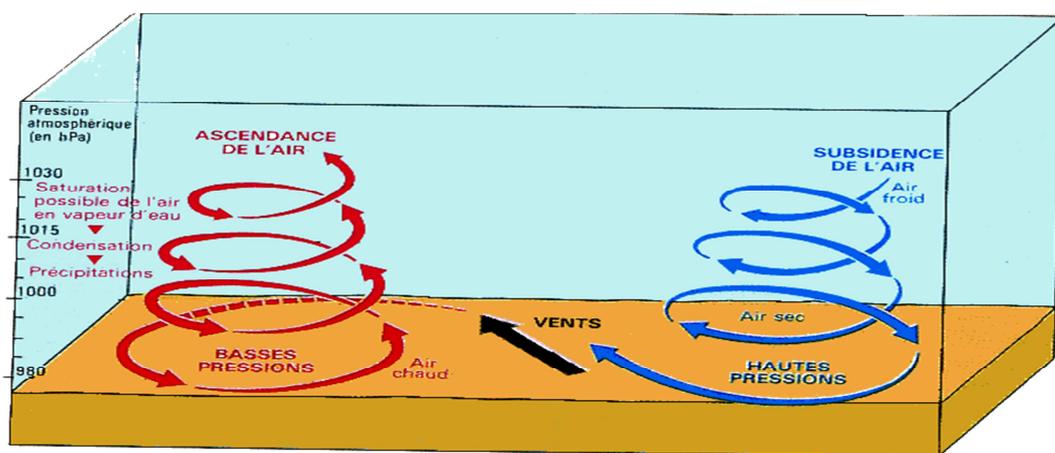


Figure (1.5) : Déplacement de l'air.

La densité de l'air dépend de sa température : l'air chaud plus léger s'élève; au contraire l'air froid, plus lourd se tasse vers le sol.

Ainsi, au contact du sol, dans certaines régions, l'air s'échauffe, devient donc plus léger et s'élève : il se produit une ascendance. En montant, l'air se détend car la pression de l'air est moindre et se refroidit (décroissance de la température avec l'altitude). Le mouvement ascendant se poursuit jusqu'à ce que l'air ait atteint la température du milieu environnant.

L'ampleur du mouvement dépendra de l'échauffement de l'air au départ mais aussi de son degré d'hygrométrie. En effet, un air sec voit sa température diminuer de  $1^{\circ}\text{C}$  tous les 100m, alors que pour un air saturé en eau, la température ne diminue que de  $0,5^{\circ}\text{C}$  tous les 100 m car la condensation de l'eau au cours de l'ascendance libère de la chaleur. Inversement, de l'air plus froid que l'air ambiant, plus lourd, va descendre vers le sol, se comprimer et se réchauffer : on parle de **subsidence**.

**b) Les déplacements d'air horizontaux**

Dans les régions d'ascendance, la pression atmosphérique est inférieure à la moyenne estimée à 1015 hectopascals, il se forme une dépression. Au contraire, dans les zones de subsidence, la pression atmosphérique s'élève, il y a formation d'un anticyclone. La répartition spatiale des hautes et des basses pressions varie au cours de l'année et constitue le champ de pression.

Les météorologistes, pour les besoins de la prévision, établissent régulièrement des cartes de pression atmosphériques où les lignes isobares relient tous les points qui sont à la même pression atmosphérique.

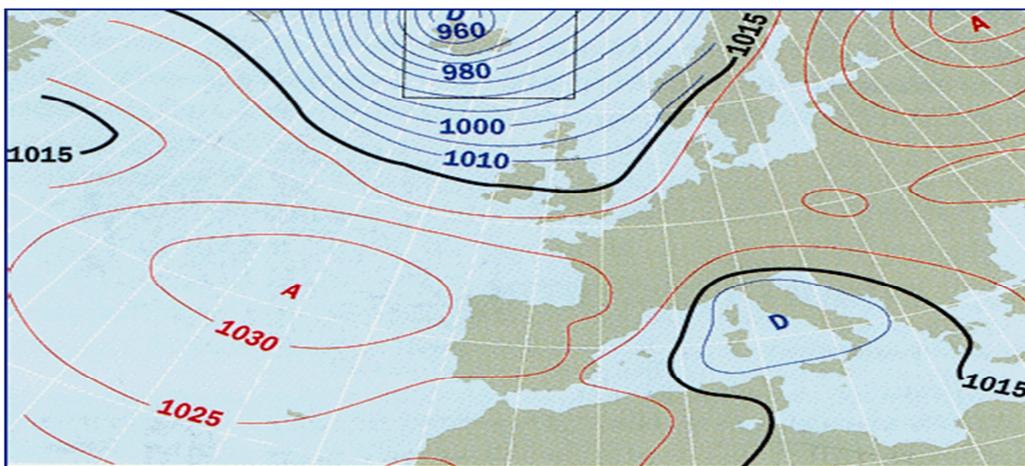


Figure (1.6) : carte de pression atmosphérique

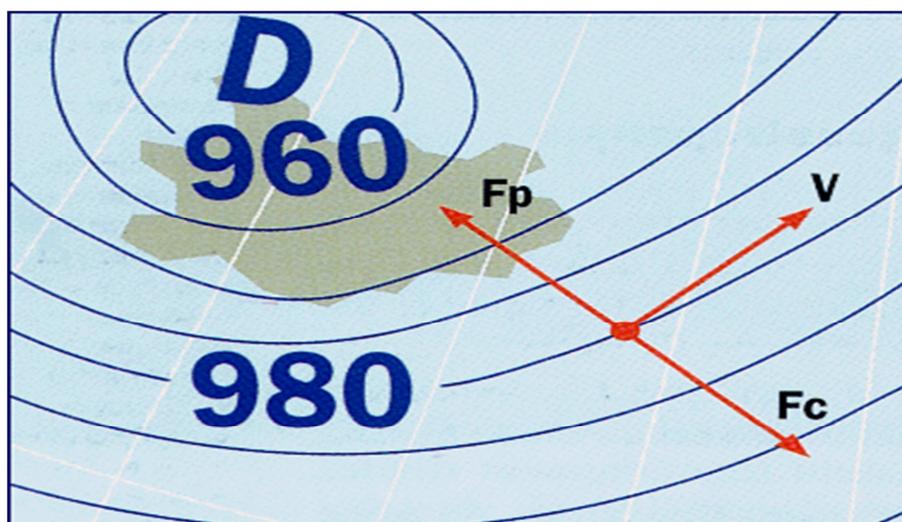


Figure (1.7) : le sens de la force de pression et le vent par rapport aux lignes isobares

Le vent est un déplacement horizontal de l'air engendré par la force de pression qui tend à déplacer l'atmosphère des zones de hautes pressions vers les zones de basses pressions pour parvenir à une pression uniforme. Cette force de pression est perpendiculaire en chaque point aux lignes isobares, dirigée des hautes vers les basses pressions et son intensité est d'autant plus grande que la différence de pression est élevée.

Le vent devrait donc converger vers le centre d'une dépression et diverger à partir du centre d'un anticyclone. Or, on constate que le vent au sol circule parallèlement aux lignes isobares. Ceci est la conséquence de la rotation de la Terre.

Dans l'hémisphère nord, la rotation de la Terre introduit une force supplémentaire, qui provoque sur tout objet en mouvement, une déviation vers la droite et dans l'hémisphère sud, une déviation vers la gauche. Cette déviation est nulle à l'équateur et maximale aux pôles.

Cette force, parfaitement négligeable dans la vie courante (les trains restent bien sur leurs rails par exemple), ne l'est plus pour les grands mouvements atmosphériques et océaniques.

On peut décrire les mouvements de l'atmosphère en faisant l'hypothèse qu'en tout point les forces de pression s'équilibrent. On parle de l'hypothèse géostrophique.

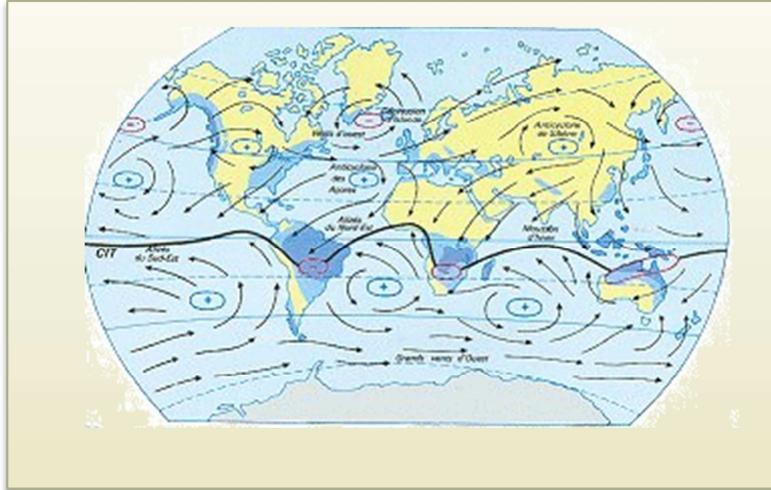
D'après cette hypothèse, le mouvement de l'atmosphère ne se fait pas perpendiculairement aux isobares mais tangentiellement. L'air ne circule pas des hautes vers les basses pressions mais tourne autour des centres dépressionnaires et des centres anticycloniques. Dans l'hémisphère nord, le vent tourne dans le sens contraire des aiguilles d'une montre autour d'un centre dépressionnaire et dans le sens des aiguilles d'une montre autour d'un anticyclone. Dans l'hémisphère sud, les mouvements du vent sont inversés.

### *c) La vitesse du vent*

La vitesse du vent est d'autant plus rapide que les différences de pression sont fortes et qu'elles se font sur de courtes distances (lignes isobares rapprochées). La latitude joue également un rôle important. On peut exprimer cette vitesse par l'échelle anémométrique de Beaufort. L'échelle est graduée de 0 (vent nul) à 12 (ouragan).

### 1.5.2. La circulation atmosphérique générale

#### a) Carte mondiale des vents de surface



**Figure (1.8) :** La carte ci-dessus représente une modélisation de la circulation générale atmosphérique en surface pour les mois d'hiver.

Cette figure montre une répartition des vents en six systèmes : les alizés du Nord-Est et du Sud-Est, les vents de secteur Ouest des latitudes moyennes et les vents de secteur Est des régions polaires. Ces systèmes sont séparés par la zone de convergence intertropicale (convergence des basses pressions équatoriales) et par les deux zones de convergence extratropicales correspondant aux basses pressions voisines de la latitude  $60^\circ$  dans chaque hémisphère.

#### b) Les cellules de convection

Le moteur principal des mouvements atmosphériques est le soleil. Celui-ci réchauffe la surface de la Terre, qui réchauffe à son tour l'air ambiant. Des mouvements ascendants se créent, mais en s'élevant, l'air se refroidit, environ  $1^\circ\text{C}$  tous les 100 m dans la troposphère, couche de l'atmosphère où se déroule la quasi-totalité des phénomènes météorologiques. L'air redescend alors vers le sol. Cette circulation constitue un courant de convection, classique dans tous les fluides que l'on chauffe (une casserole d'eau par exemple). De telles boucles de circulation porte le nom de cellule. Les différentes cellules sont disposées en bandes selon les latitudes : c'est une organisation zonale.

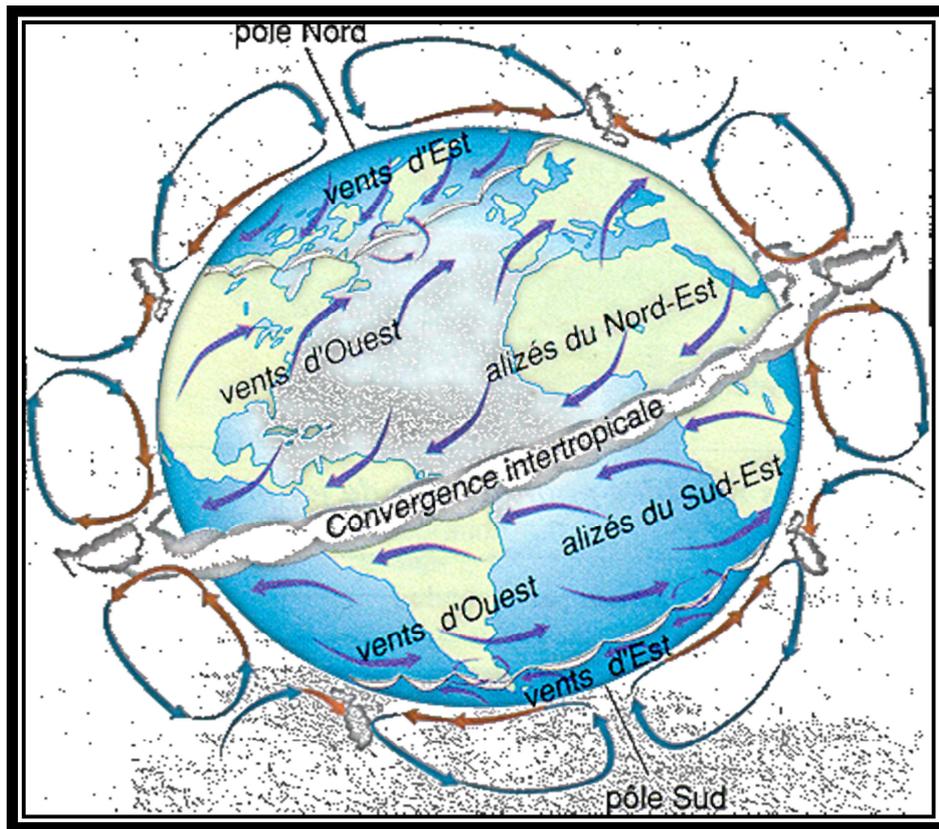


Figure (1.9) : le modèle de circulation général

Le modèle de circulation générale ci-dessus comporte six cellules de convection : deux cellules équatoriales dans le sens direct dites cellules de Hadley, deux cellules à circulation inverse des précédentes dites cellules de Ferrel et deux cellules polaires à nouveau à circulation directe.

La circulation générale atmosphérique ainsi définie, assure 70 à 80% du transfert de l'énergie entre les régions à bilan radiatif positif et celles à bilan radiatif négatif. Elle joue un rôle considérable dans le cycle de l'eau, assurant le transport d'énormes quantités de vapeur d'eau. Le déplacement des masses d'air conditionne le climat des diverses régions de la planète.

Pour clore ce chapitre, il est utile de signaler que, l'ensemble des informations précédentes ont été obtenues par des moyens de sondage divers, tels que les systèmes satellitaires Global Position System (GPS), avions instrumentées, les radiosondages, les instruments de télédétection actives et passives comme le Lidar, le Radiomètre, le photomètre solaire, ainsi à partir des modèles mathématiques.

**Chapitre 2**  
**Notions fondamentales sur les  
aérosols atmosphériques**

## Chapitre 2 : Notions fondamentales sur les aérosols atmosphériques

### Préambule

Les théoriciens Jean-Christophe PERE, Victor FERREIRA, Marilyne TOMBETTE, en la matière, s'accordent à distinguer dans les aérosols leurs propriétés microphysiques et optiques, qui permettent de caractériser la manière dont les particules vont interagir avec le rayonnement solaire et tellurique. Dans ce chapitre on présentera les différentes propriétés des aérosols atmosphériques ainsi que leur effet radiatif.

### 2.1. Propriétés microphysiques

La grande variété des sources et des mécanismes de formation confère aux aérosols une importante variabilité de taille, de masse et de composition chimique, qui forme ensuite différents types de mélanges où les propriétés optiques des particules se modifient. D'où la nécessité d'étudier les différentes sources et transformations des aérosols ainsi leurs compositions chimiques et leur distribution en taille et en masse.

#### 2.1.1. Sources et mécanismes de formation

La diversité des sources et des mécanismes de formation des aérosols induit une diversité de leur composition chimique, physique et optique. Les sources peuvent être directes ou indirectes. Certains aérosols peuvent prendre naissance suite à la condensation des gaz atmosphériques. D'autres sont directement émis dans l'atmosphère sous forme de particules. Différentes sources peuvent être répertoriées comme le montre le **tableau (2.1)** suivant :

Source naturelle		Source anthropique	
Aérosols primaires	Aérosols secondaires	Aérosols primaires	Aérosols secondaires
Poussière désertique	Sulfates issus des volcans	Poussière de la circulation et de l'industrielle	Sulfates issus de SO <sub>2</sub> anthropique
Carbone Suie issu des feux de forêts	Nitrates issus des NO <sub>x</sub> biogéniques	Carbone suie issu des combustibles fossiles et biomasse	Nitrates issus des NO <sub>x</sub> anthropiques
Carbone organique issu des feux de forêts	Carbone organique issu des COV biogéniques	Carbone organique issu des combustibles fossiles et biomasse	Carbone organique issu des COV anthropiques
Sel marin	-	-	-
Cendre volcanique	-	-	-

**Tableau (2.1) :** Sources d'émission des principaux types d'aérosols

Les aérosols primaires correspondent à l'émission directe des particules dans l'atmosphère. Les aérosols naturels sont majoritaires et résultent le plus souvent de l'effet mécanique du vent sur la surface terrestre, la surface marine, ou les végétaux. Ponctuellement, les volcans constituent également des sources naturelles d'aérosols (cendres sulfatées ou particules contenant des éléments terrigènes<sup>1</sup> en trace) émis lors des éruptions. Les aérosols primaires d'origine anthropique tels que le carbone suie, le carbone organique ou les poussières industrielles résultent principalement de processus de combustion (industrielle, domestique, feux de biomasse), du transport, de l'agriculture ou des chantiers de construction.

Les aérosols secondaires inorganiques (sulfates, nitrates, ammonium) ou organiques sont formés à partir de processus de conversion gaz-particules à travers des phénomènes de nucléation, condensation ou adsorption. Les gaz précurseurs peuvent provenir d'émissions par le sol, la végétation ou les activités humaines (combustions de combustibles fossiles au travers de la production d'énergie, du transport, des activités industrielles, etc.).

La majorité des particules fines, ayant un impact sur la santé, l'environnement et le climat comme le carbone suie ou les sulfates, provient d'émissions anthropiques.

<sup>1</sup> Dépôt marin d'origine continentale

### 2.1.2. Composition des aérosols

La composition chimique des aérosols dépend des sources d'émissions et des transformations qu'ils subissent dans l'atmosphère. Nous exposons ici les principales espèces chimiques dominantes de l'aérosol.

- *Le carbone suie*

Il est issu de processus de combustion, il est peu réactif chimiquement.

- *Le carbone organique primaire et secondaire*

Le carbone organique peut être émis directement dans l'atmosphère (OC) par des sources d'origines anthropiques (combustion des dérivés du pétrole, de bois, d'ordures ménagères, de cuisson de viandes, etc.) ou naturelles (dégradation des feuilles par le vent). Mais il peut aussi être formé par nucléation ou condensation des produits de dégradation photochimique des composés organiques évaporables. Ces COV<sup>2</sup> peuvent provenir de la végétation ou être issus de sources anthropiques.

- *Les poussières et les sels marins*

Les poussières peuvent être d'origines naturelles (érosion des sols, aérosols désertiques) ou anthropiques (usure des pneus, cimenteries, etc.) tandis que l'émission des sels marins est fonction du vent à la surface de l'océan.

- *L'ammonium*

L'ammonium est issu de la condensation de l'ammoniaque émis principalement par les activités agricoles.

- *Le sulfate*

Cette espèce se forme essentiellement en phase humide par condensation d'acide sulfurique émis principalement par les activités industrielles mais peut apparaître sous forme de particules lorsque les gouttelettes s'évaporent sans précipiter.

---

<sup>2</sup> Composés Organique Volatils

- *Le nitrate*

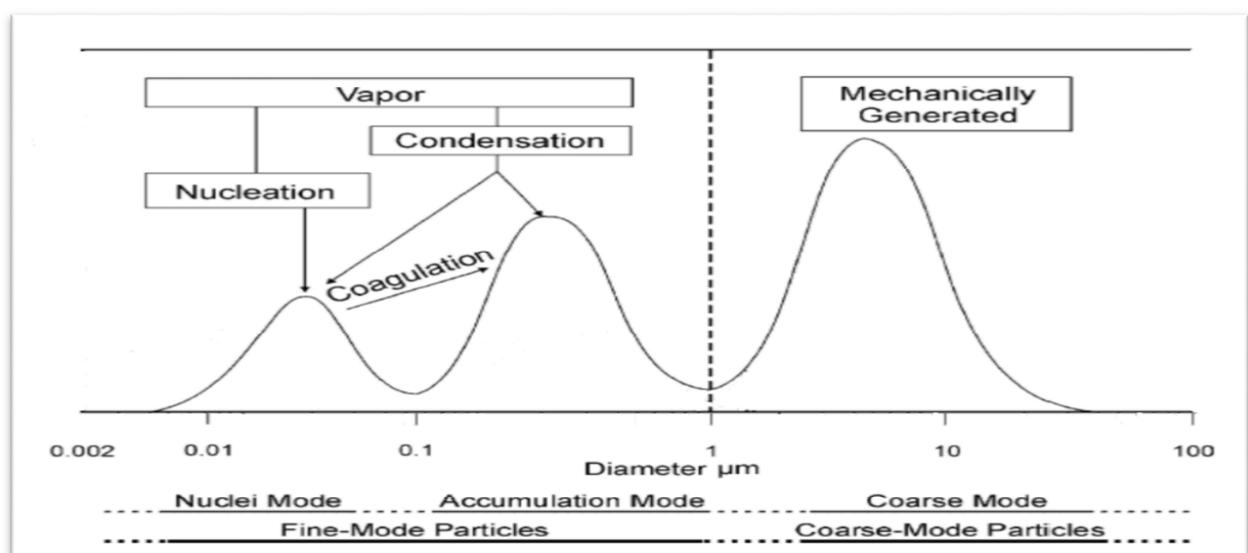
L'acide nitrique peut apparaître en phase gazeuse ou en phase hétérogène sur les particules ou les gouttelettes d'eau nuageuse. L'ammoniaque est une base qui va neutraliser une partie de l'acide nitrique pour former du nitrate d'ammonium particulaire selon la température et l'humidité relative ambiantes.

- *L'eau*

La présence d'eau dans les particules dépend de la température ambiante, de l'humidité relative et de la composition des particules. Certains sels comme le nitrate d'ammonium ou le sulfate d'ammonium sont particulièrement hydrophiles et peuvent fixer une quantité d'eau importante.

### 2.1.3. Distribution en taille

La diversité des sources et des mécanismes de formation des aérosols génère une population de particules de tailles diverses. Cette répartition de la taille des aérosols sur un spectre de rayon s'étalant sur six ordres de grandeur est appelée distribution granulométrique en taille. Une population de particules est composée généralement de plusieurs modes correspondant aux particules les plus fréquentes au sein d'une population d'aérosols. L'aspect multimodal d'une population d'aérosols dans la troposphère a été mis en évidence par Junge (1955) et plus récemment actualisé par Whitby (1978) voir la **figure (2.1)**



**Figure (2.1)** : Les principaux modes de la distribution en taille des aérosols et mécanismes d'évolution d'une population de particules.

Sur le graphe précédent, on distingue trois modes de distribution en taille des aérosols principaux :

**1. Le mode de nucléation :** les aérosols de ce mode ont un diamètre inférieur à 0.1  $\mu\text{m}$ . Ils sont formés par nucléation homogène ou hétérogène de molécules de gaz subissant un changement de phase dans des conditions thermodynamiques spécifiques de sursaturation. Les embryons ainsi formés dépassant une taille critique deviennent stables et continuent d'évoluer vers des diamètres plus grands. Les embryons les plus petits atteignent des diamètres de quelques nanomètres. Il est aussi possible de trouver dans la partie supérieure de ce mode des particules de carbone suie ultrafines directement émises par les processus de combustion. Ces particules peuvent grossir par coagulation<sup>3</sup> et passer dans le mode supérieur. Le mode de nucléation contient un grand nombre de particules mais participe faiblement à la masse totale des aérosols du fait de leur petite taille. Ce type de particules a cependant une faible durée de vie car elles sont rapidement captées par des particules plus grosses.

**2. Le mode d'accumulation :** contient des aérosols ayant un diamètre compris entre (0.1 et 1)  $\mu\text{m}$ , c'est le résultat de la condensation de vapeurs à la surface de particules préexistantes dans ce mode et de la coagulation d'aérosols. Les phénomènes d'adsorption tendent aussi à faire évoluer les aérosols du mode d'accumulation vers de plus grande taille.

**3. Le mode grossier :** constitué de particules d'un diamètre supérieur à 1  $\mu\text{m}$ . Elles sont principalement émises directement dans l'atmosphère (poussières minérales, sels marins, débris végétaux, etc.). Le dépôt sec est très efficace au sein de ce mode du fait des forces de gravité d'autant plus importantes que les particules ont de grands diamètres. Le mode grossier participe de manière importante à la masse totale des aérosols par rapport à leur grande taille.

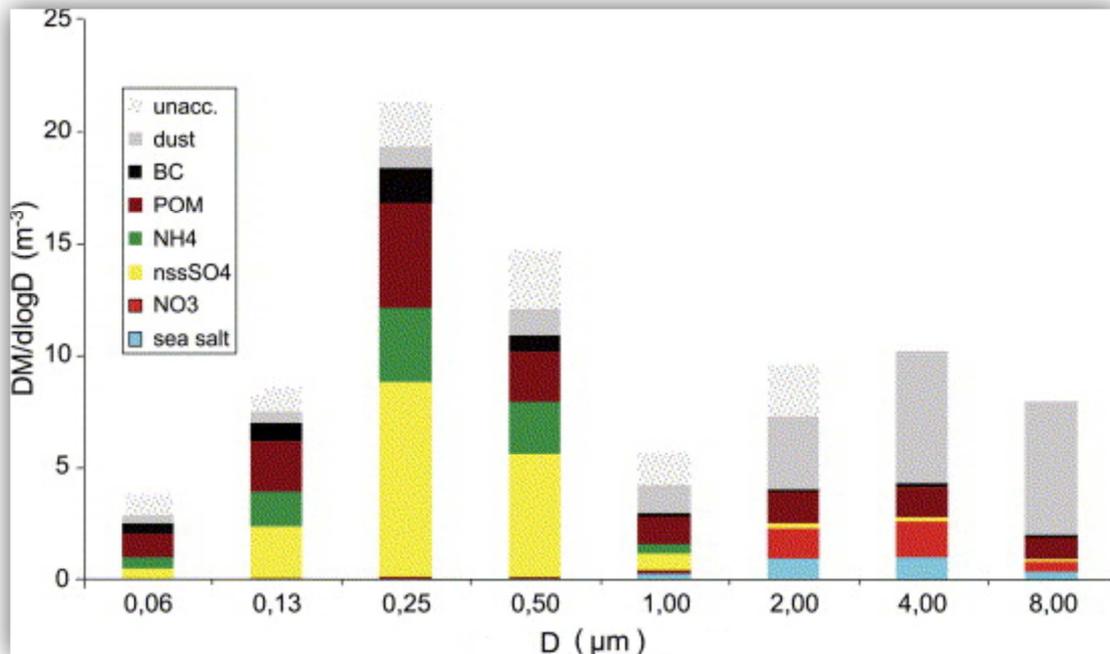
Les deux principaux mécanismes de dépôt des particules sont le dépôt sec, qui retraduit la sédimentation des particules de grand diamètre et la diffusion turbulente et désordonnée des particules de très petite taille sur une surface. Le dépôt humide, qui est lié à l'organisation des aérosols à servir de noyau de condensation nuageuse et à être lessivés par les précipitations.

---

<sup>3</sup> Phénomène par lequel un liquide organique se prend en une masse solide ou semi-solide.

### 2.1.4. Distribution en masse

Pour étudier la distribution granulométrique moyenne en masse pour les principaux composés de l'aérosol, on utilise les résultats obtenus des expériences de plusieurs campagnes de mesure et qui sont représentés sur la **figure (2.2)** suivante :



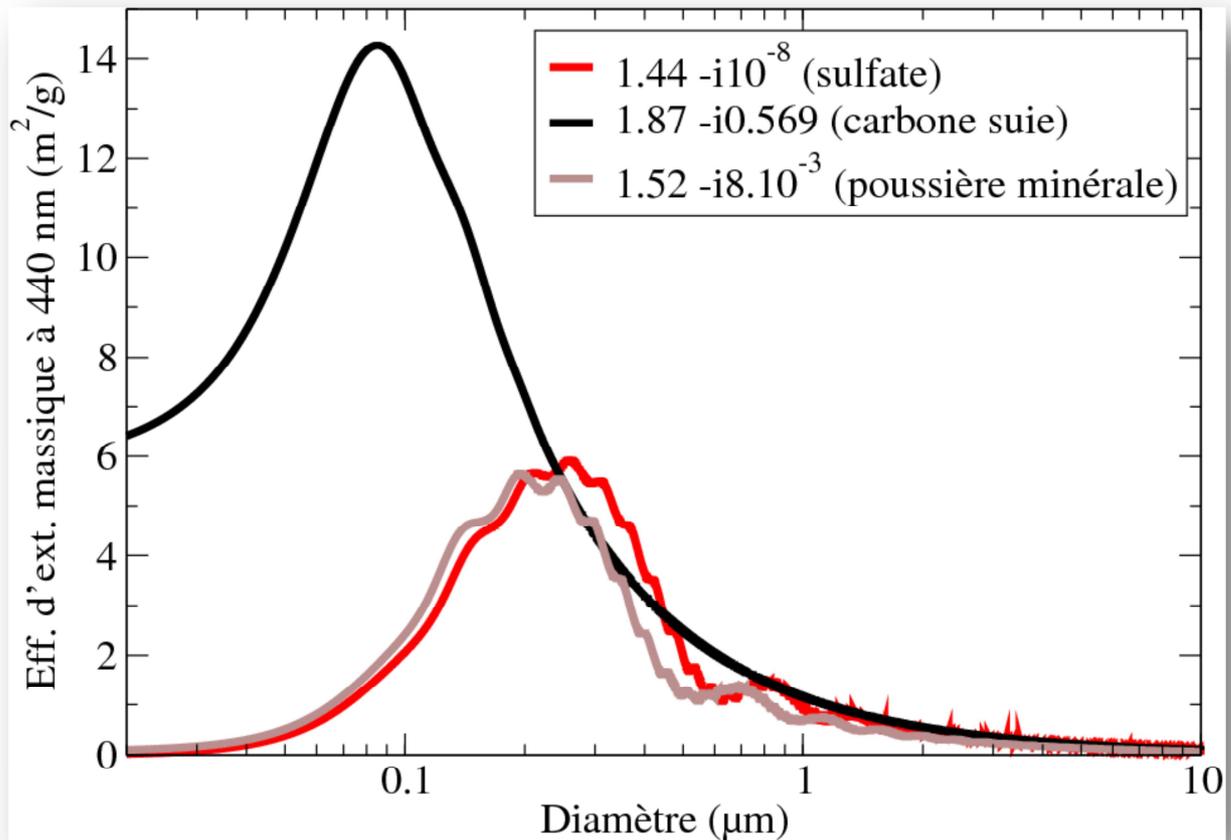
**Figure (2.2)** : Distribution granulométrique moyenne de la population de particules [obtenue durant la campagne ESCOMPTE].

Où POM est la matière organique particulaire et unacc est la masse d'aérosols non caractérisée chimiquement.

Nous pouvons voir que la distribution massique du carbone suie (BC), du sulfate ( $\text{nssSO}_4$ ) et de l'ammonium ( $\text{NH}_4$ ) est essentiellement unimodale centrée autour d'un diamètre  $D \approx 0,25 \mu\text{m}$  correspondant au mode d'accumulation. A l'inverse, la majorité de la masse des poussières et des sels marins se situe dans le mode grossier centré autour de  $D \approx 4 \mu\text{m}$ . On peut noter également que la réaction hétérogène de l'acide nitrique sur les particules de poussières et de sels marins aboutit essentiellement à la formation de nitrate dans le mode grossier. La distribution du carbone organique (POM) est plutôt bimodale avec un mode d'accumulation assez prononcé et une fraction non négligeable de la masse dans le mode grossier.

La distribution en taille est un paramètre sensible car les aérosols présents au sein des différents modes de la distribution n'interagissent pas de la même façon avec le rayonnement.

Nous pouvons voir sur la **figure (2.3)** que la valeur de l'efficacité d'extinction dans le visible (440 nm) est faible pour les particules du mode grossier et du mode de nucléation (à part pour le carbone suie), alors que le mode d'accumulation concentre l'essentiel du pouvoir optique de la particule.



**Figure (2.3):** Efficacité d'extinction ( $m^2/g$ ) à 440 nm pour une particule de sulfate (rouge), de carbone suie (noir) et de poussière minérale (marron)

### 2.1.5. Type de mélange

Le type de mélange d'une particule d'aérosol représente la manière dont les différents composés chimiques formant la particule sont mélangés entre eux.

Des études ont montré que les espèces chimiques étaient généralement séparées les unes des autres, formant un mélange dit externe (schémas [1 2] de la **Figure (2.4)**). Cependant, cette configuration va généralement évoluer avec le temps car au cours de leur transport, les particules peuvent interagir entre elles ou via la phase gazeuse pour favoriser un mélange des

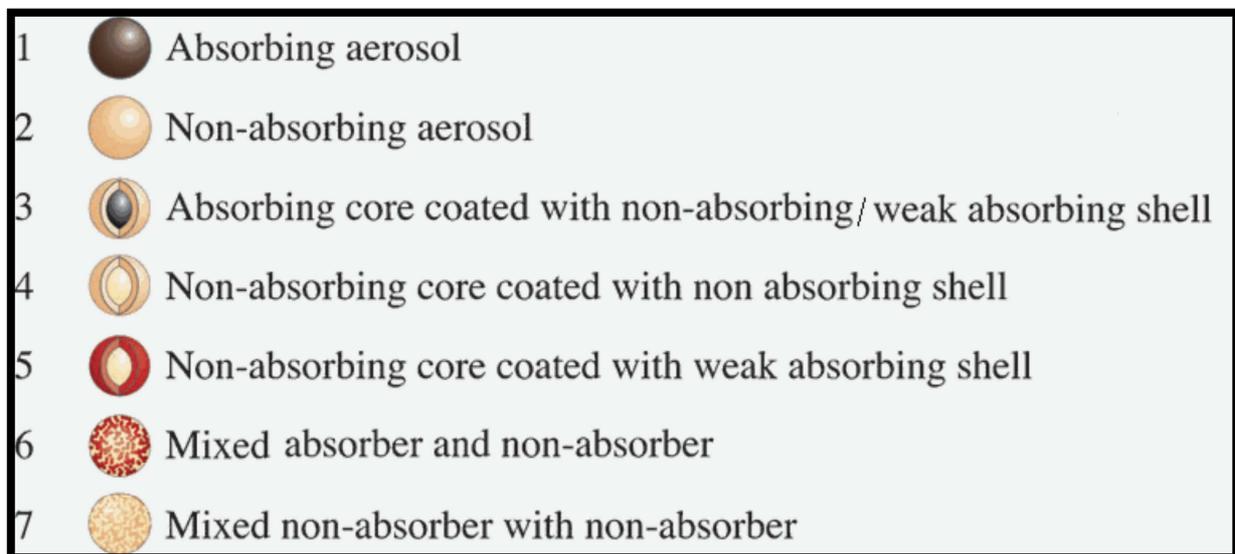
différents constituants. On parle alors de mélange interne, qui peut être homogène lorsque les différentes espèces chimiques sont bien mélangées entre elles.

Le mélange interne homogène est peu fréquent dans l'atmosphère réelle. Des études ont montré qu'il pouvait se produire (Marcolli et al., 2004; Lang-Yona et al., 2009). Le mélange interne homogène peut se trouver suivant les deux configurations suivantes :

- Mélange d'espèces fortement absorbantes avec des espèces non absorbantes.
- Mélanges d'espèces non absorbantes (nitrate, sulfate, sels marins, etc.)

Le mélange interne hétérogène est plus fréquemment rencontré dans la réalité et représente généralement l'inclusion d'une espèce insoluble (noyau) à l'intérieur d'une enveloppe d'espèces condensées. Ce type de mélange peut se trouver suivant les configurations suivantes :

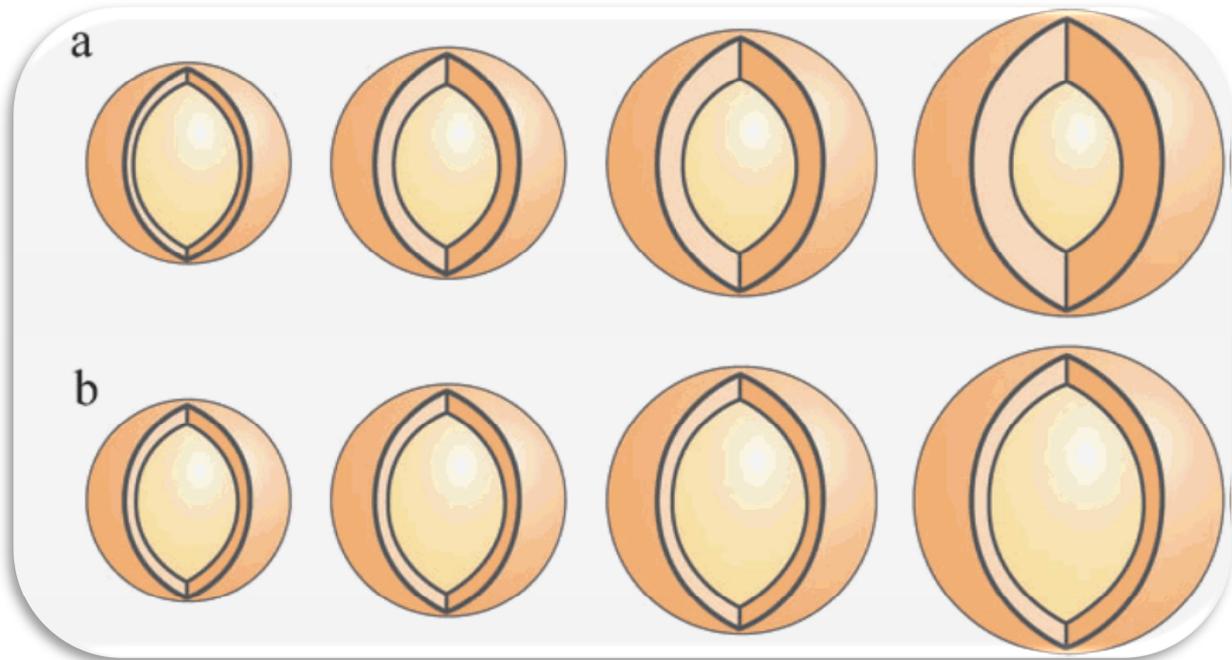
- Noyau absorbant inclus dans une enveloppe modérément absorbante ou non absorbante
- Noyau non absorbant inclus dans une enveloppe non absorbante
- Noyau non absorbant inclus dans une enveloppe modérément absorbante



**Figure (2.4)** : Différentes représentations du type de mélange de l'aérosol ([1 2] : Mélange externe. [3 5] : Mélange interne hétérogène et [6 7] : mélange interne homogène), (source Lang-Yona et al. (2009)).

Le type de mélange est un paramètre important car il participe à modifier les propriétés optiques de la particule (Lesins et al.2002).

D'autres facteurs comme le rapport de taille (Schwarz et al., 2008) entre le noyau et l'enveloppe ou la position du noyau à l'intérieur de l'enveloppe peuvent influencer sur les propriétés radiatives de la particule (**Figure 2.5**).



**Figure (2.5) :** Mélange interne hétérogène d'aérosols caractérisé par : (a) Un noyau de taille constante et une enveloppe d'épaisseur variable et (b) un noyau de taille variable et une enveloppe d'épaisseur constante, (source Lang-Yona et al. (2009)).

## 2.2. Propriétés optiques des aérosols

Les propriétés optiques sont diverses, dans ce qui suit on présentera les différentes propriétés avec leurs domaines d'utilisation.

### 2.2.1. 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 le sulfate ou les sels marins mais lorsqu'elle est supérieure à 0.5 (dans le visible), on parle d'aérosol absorbant comme le carbone suie (Krekov, 1993; Fuller et al., 1999; 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. Cette variation peut être prise en compte à l'aide de lois empiriques comme les relations de Hänel (1976) ou de Gerber (1985) qui permettent de calculer la valeur de l'indice de réfraction à l'humidité ambiante à partir de la valeur de l'indice à l'état sec.

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  $\bar{m}$  sera alors défini comme la somme des indices de chaque espèce chimique  $m_i$  pondérée par leur fraction volumique  $f_i$  (Lesins et al., 2002) :

$$\bar{m} = \sum_{i=1}^{i=N} f_i m_i \quad (2.1)$$

### 2.2.2. Extinction du rayonnement par une particule

A partir des équations d'électromagnétisme de Maxwell, Gustav Mie est le premier à résoudre le problème de l'interaction de la lumière avec une particule sphérique. Il a rempli le vide qui existait dans la théorie de Rayleigh, qui s'applique aux particules dont la taille est très petite par rapport à la longueur d'onde, et l'optique géométrique, qui s'applique aux particules dont la taille est très grande par rapport à la longueur d'onde incidente.

En évaluant le champ électromagnétique diffusé à la surface de la particule (condition aux limites) et loin de la particule, on peut déterminer les valeurs des sections efficaces de diffusion ( $Q_{diff}$ ) et d'absorption ( $Q_{abs}$ ).

En utilisant les sections efficaces pour une longueur d'onde  $\lambda$ , on peut déduire les expressions des coefficients de diffusion ( $b_{diff}$ ) et d'absorption ( $b_{abs}$ ) d'une population de particules caractérisée par une distribution en taille  $f(r)$  de rayons compris entre  $R_{min}$  et  $R_{max}$  et par un indice de réfraction  $m$  :

$$b_{diff/abs}(m^{-1}) = \int_{R_{min}}^{R_{max}} \pi r^2 Q_{diff/abs}(\lambda, m, f(r)) f(r) dr \quad (2.2)$$

Le coefficient d'extinction ( $b_{ext}$ ) est alors la somme de ces deux coefficients :

$$b_{ext} = b_{diff} + b_{abs} \quad (2.3)$$

### 2.2.3. Épaisseur optique en aérosols

L'extinction du rayonnement par la couche d'aérosols intégrée le long de la colonne atmosphérique  $\Delta Z$  est représentée par l'épaisseur optique en aérosols AOD<sup>4</sup>, qui dépend de la longueur d'onde  $\lambda$ . L'AOD est définie de la manière suivante :

$$AOD(\lambda) = \int_{\Delta Z} b_{ext}(\lambda, z) dz \quad (2.4)$$

L'épaisseur optique nous renseigne sur la charge en aérosols et sur le pouvoir d'extinction de la population de particules.

L'épaisseur optique des aérosols augmente au fur et à mesure que les rejets en particules liées à l'industrialisation et à l'urbanisation augmentent. L'épaisseur optique est directement reliée à la dégradation de la visibilité, ce qui produit une baisse luminosité dans la région de forte concentration d'aérosols.

L'extinction dépend de la taille des particules, plus les tailles des particules sont petites, plus on se rapproche d'une extinction de type moléculaire décrite par Rayleigh. En revanche, plus les tailles des particules sont grandes, moins l'extinction devient sélective.

### 2.2.4 L'exposant d'Angström [Angström, 1964]

La relation entre l'épaisseur optique et la longueur d'onde est donnée par le coefficient d'Angström ( $\alpha$ ) (Angström, 1964), qui décrit la manière dont le rayonnement est atténué. A partir des épaisseurs optiques AOD ( $\lambda_1$ ) et AOD ( $\lambda_2$ ) données à deux longueurs d'ondes différentes  $\lambda_1$  et  $\lambda_2$ , le coefficient d'Angström est calculé de la manière suivante :

$$\alpha(\lambda_1, \lambda_2) = - \left[ \frac{\log(AOD(\lambda_1)/AOD(\lambda_2))}{\log(\lambda_1/\lambda_2)} \right] \quad (2.5)$$

Le coefficient ou l'exposant d'Angström définit la dépendance spectrale des coefficients d'extinction des aérosols qui caractérise la taille et la nature des aérosols. Dans le cas d'un aérosol fin, la valeur du coefficient d'angström est supérieure à 1, ce qui correspond à une efficacité d'extinction diminuante le long du spectre solaire de l'ultraviolet à l'infrarouge. Pour le cas d'aérosols grossiers (poussière désertique par exemple), cette valeur est comprise

---

<sup>4</sup> Aerosol Optical Depth

entre 0 et 1, ce qui correspond à une efficacité d'extinction peu variante avec la longueur d'onde.

### 2.2.5. La fonction de phase $P(\lambda, \theta)$

La fonction de phase  $P(\lambda, \theta)$  d'une population de particules correspond à la dépendance angulaire de l'intensité du rayonnement diffusé, c'est-à-dire à la probabilité qu'un photon arrivant sur une particule soit diffusé dans la direction d'angle  $\theta$  dans un angle solide élémentaire. La théorie de Mie montre que l'intensité de diffusion vers l'avant augmente avec la taille des particules.

### 2.2.6. 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 :

$$SSA = \frac{b_{diff}(\lambda)}{b_{diff}(\lambda) + b_{abs}(\lambda)} \quad (2.6)$$

L'albédo de simple diffusion est une probabilité qu'une onde soit diffusée plutôt qu'absorbée lors de son interaction avec une particule. La SSA nous donne la fraction du rayonnement absorbée que réfléchit. La valeur de l'albédo de simple diffusion est donc comprise entre 0 (particule purement absorbante) et 1 (particule purement diffusante).

Quelques exemples de valeurs pour les principaux composés de l'aérosol sont donnés dans le **tableau (2.2)** de la page suivante.

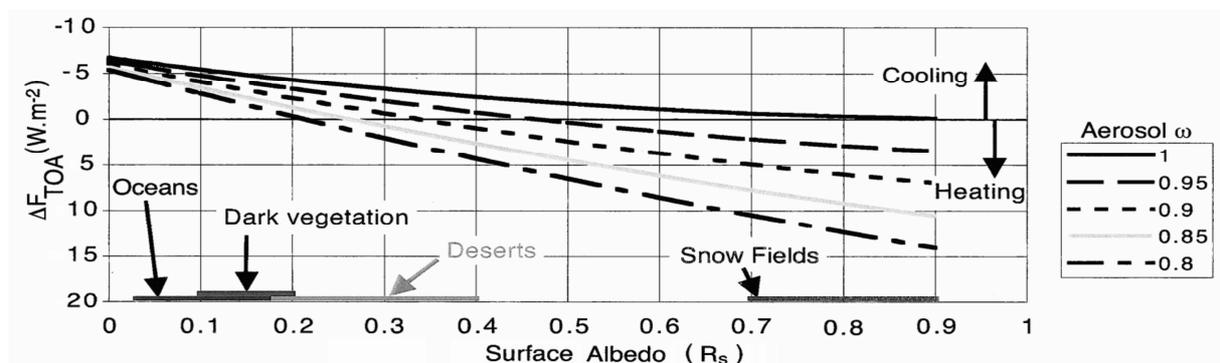
espèce	SSA	Références
Sulfate	1	(Penner et al., 2001)
Nitrate	0.93	(Mallet et al., 2003)
Carbone suie	0.15 - 0.31	(Bond and Bergström, 2006b)
Carbone organique	0.98	(Cooke et al., 1999)
Poussière minérale	0.75 – 0.99	(Tanré et al., 2001; Dubovik et al., 2002)
		(Slingo et al., 2006; Otto et al., 2007)
		(McConnell et al., 2008; Osborne et al., 2008)
Sels marins	0.99	(Hess et al., 1998)

**Tableau (2.2)** : l'albédo de simple diffusion pour quelques composés de l'aérosol à 550nm.

Dans ce tableau, on remarque que le carbone suie est absorbant SSA (550nm) = 0.15-0.30, alors que les autres espèces sont majoritairement diffusantes.

De nombreuses valeurs de l'albédo de simple diffusion sont actuellement disponibles dans la littérature pour les grands types de particules : urbains, industriels, feux de biomasse ou poussières désertiques.

En utilisant la valeur de l'albédo, on peut déterminer le signe du forçage radiatif direct des aérosols (Takemura et al., 2002). Des études ont montré que les aérosols ayant un albédo (dans le visible) inférieur à 0.85–0.90 ont un pouvoir réchauffant alors que les aérosols ayant un albédo supérieur ont un effet refroidissant (Hansen et al., 1997; Penner et al., 2001). Dans la figure qui suit, on observe la variation des valeurs du forçage radiatif direct selon les valeurs de l'albédo de surface et de l'albédo de simple diffusion des particules.



**Figure (2.6)** : Variation du forçage radiatif direct au sommet de l'atmosphère suivant la valeur de l'albédo de surface et de l'albédo de simple diffusion de l'aérosol (selon Russell et al. (2002)).

Il sera important de bien contraindre cette propriété optique pour pouvoir estimer le forçage radiatif direct des aérosols et ses rétroactions des particules sur le climat.

### 2.2.7. Élément d'asymétrie

Une autre propriété des aérosols importante, c'est l'élément d'asymétrie ( $S$ ). Cet élément 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  $[-1 \ 1]$ , où  $-1$  correspond à la rétrodiffusion totale et  $1$  à la diffusion avant totale.

Dans le tableau qui suit des éléments d'asymétrie sont répertoriés pour différents composés d'aérosols à une longueur d'onde de 550 nm

Espèce	S	références
Sulfates	0.66	(Kiehl et al., 2000)
Nitrates	0.70	(Mallet et al., 2003)
Carbone suie	0.33	(d'Almeida et al., 1991)
Carbone organique	0.70 (à 500nm)	(Barnard et al., 2008)
Poussière minérale	0.70-0.76	(Pandithurai et al., 2008)
Sels marins	0.84	(Osborne and Haywood, 2005)

**Tableau (2.3)** : éléments d'asymétrie à 550 nm pour les principaux composés de l'aérosol.

## 2.3 Effet radiatif des aérosols

Les aérosols agissent sur le climat de trois façons différentes : effet direct, indirect et semi direct.

### 2.3.1 Effet direct

L'effet direct a lieu par l'interaction directe entre le rayonnement solaire et les aérosols via les processus de diffusion et d'absorption.

- La diffusion du rayonnement solaire vers l'espace induit un refroidissement du système climatique (forçage radiatif direct négatif).
- L'absorption du rayonnement par les aérosols induit un réchauffement des couches de l'atmosphère qui les contiennent (forçage radiatif direct positif).

### 2.3.2 Effet semi-direct

L'effet semi-direct est causé par la modification des profils de température à cause de l'absorption du rayonnement solaire par les aérosols. Il influe sur l'humidité relative, la stabilité atmosphérique et la formation des nuages.

### 2.3.3 Effet indirect

L'effet radiatif indirect est lié à la capacité de l'aérosol à servir de noyau de condensation lorsque les composés chimiques à sa surface sont hydrophiles. La particule peut modifier la microphysique, les propriétés optiques et le temps de vie du nuage.

L'effet indirect peut apparaître à la modification de l'albédo du nuage. En effet, lorsque les aérosols agissent comme des noyaux de condensation, la taille des gouttelettes diminue quand la concentration en particules augmente, pour une même quantité d'eau nuageuse disponible, aboutissant à un forçage radiatif négatif par augmentation de la rétrodiffusion du rayonnement solaire au sommet du nuage.

L'effet indirect peut être lié aussi au fait que la diminution de la taille des gouttelettes d'eau nuageuse en présence d'aérosols peut altérer la capacité précipitante du nuage si cette taille est devenue inférieure à la taille minimale nécessaire pour former des gouttes de pluie. Cette diminution des précipitations a pour effet d'augmenter la durée de vie du nuage et son effet refroidissant pour la surface terrestre.

**Chapitre 3**  
**Le Lidar et le Photomètre solaire  
comme instruments de sondage de  
l'atmosphère**

## Chapitre 3 :

# Le Lidar et le Photomètre solaire comme instruments de sondage de l'atmosphère

## Préambule

Le Lidar et le photomètre sont des instruments de télédétection qui permettent de sonder 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. Le photomètre, lui, est conçu pour la restitution des paramètres optiques et microphysiques qui caractérisent en taille les aérosols présents dans la colonne atmosphérique.

### 3.1. Le Lidar

Le Lidar est l'acronyme du terme Light Detection And Ranging désigne. Il un instrument de télédétection active, utilisé pour le sondage atmosphérique à distance, utilisant des ondes électromagnétiques optiques, de l'ultraviolet ( $\lambda = 0.26\mu\text{m}$ ) à l'infrarouge ( $\lambda = 10\mu\text{m}$ ).

Les systèmes de télédétection actifs présentent des avantages par rapport aux passifs Ils sont plus indiqués pour l'étude des processus atmosphériques. L'un de leurs principaux avantages est la haute résolution verticale puisqu'elle est réalisée par un faisceau étroit et un laser de faible divergence.

#### 3.1.1. Historique

L'introduction du principe du lidar remonte aux années 1930, où les premières tentatives ont été faites pour mesurer les profils de densité d'air dans la haute atmosphère par la détermination de l'intensité de diffusion des faisceaux des projecteurs. En 1938, des impulsions de lumière ont été utilisées pour la première fois pour mesurer la hauteur base des nuages.

La génération d'impulsions de lumière par étincelles électriques ou par flash permet le remplacement de la configuration bi-statique par une configuration mono-statique, soit une configuration dans laquelle l'émetteur et le récepteur sont localisés, l'information de hauteur est déduite de la mesure du temps aller-retour entre l'émission d'impulsions et la détection du signal. L'acronyme Lidar a été introduit pour ce genre de technique de mesure par Middleton et Spilhaus en 1953.

Le développement rapide de la technologie Lidar moderne a commencé avec l'invention du laser en 1960 et le gérant d'impulsion ou commutateur laser en 1962. Environ une décennie plus tard, toutes les techniques de base lidar ont été suggérés et démontrés en 1976. Depuis, le succès dans le développement lidar a été fortement lié à des progrès dans la technologie optique et électronique, notamment dans la technologie laser.

### 3.1.2. Principe du système Lidar

Le principe du système Lidar est assez voisin de celui du Radar, c'est la transposition directe dans le domaine des longueurs d'onde optique du Radar ; il consiste à mesurer l'intensité du signal rétrodiffusé en fonction du temps de parcours de la lumière dans son trajet aller-retour entre le système émetteur-récepteur et la zone diffusante.

Dans sa version la plus classique, l'émetteur est un laser pulsé dont la durée de pulse définit la résolution spatiale ultime dans l'axe du faisceau. La divergence du laser nécessite en générale l'utilisation à l'émission de lunette collimatrice afin d'obtenir des valeurs acceptables, de l'ordre de quelques dixièmes de milli-radians, et même inférieur pour les observations de jour.

Les photons rétrodiffusés sont reçus par un télescope qui peut ou non être placé au même point que le laser émetteur (montage mono-statique ou bi-statique) et, après passage d'un filtre dans un filtre interférentiel étroit qui élimine le signal parasite dû au fond du ciel, focalisé sur un détecteur adapté à la longueur d'onde du récepteur (photomultiplicateur ou cellules infrarouges). Une chaîne électronique couplée par un système logique au laser émetteur fait l'analyse temporelle de l'écho, de façon à en restituer la répartition spatiale. Les données sont en général enregistrées simultanément sur bande magnétique et visualisées en temps réel sur écran d'oscilloscope ou un enregistreur graphique. Ce principe est résumé par la **figure (3.1)**.

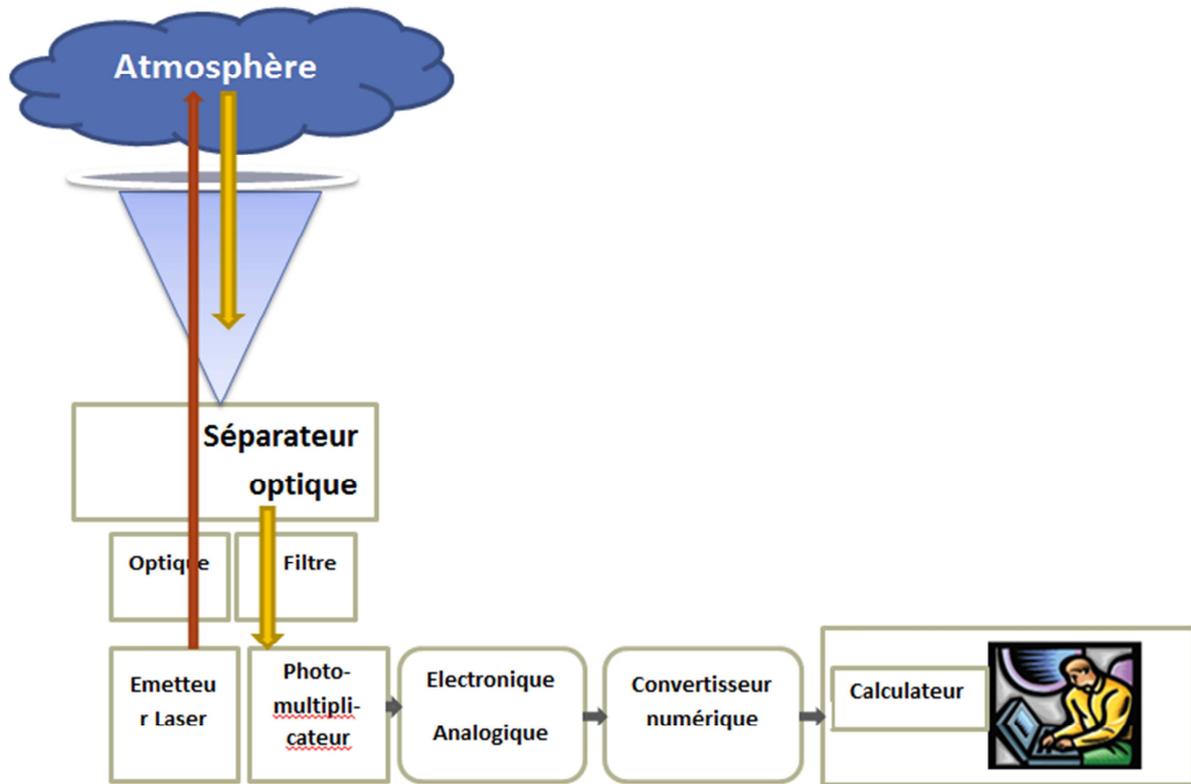


Figure 3.1 : Principe Lidar

### 3.1.3. Les différents mécanismes de diffusion du rayonnement laser

Dans le **tableau (3.1)** qui suit on résume les différents types de diffusion utilisés pour différents types Lidar et leurs caractéristiques.

Diffusion élastique Lidar de rétrodiffusion	Diffusion inélastique Lidar Roman
Régime de Rayleigh  Régime de Mie 	Diffusion de 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

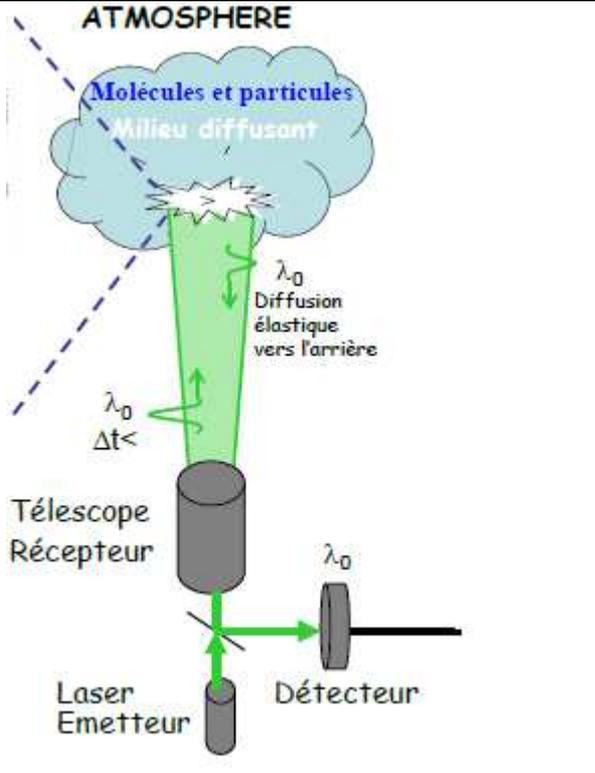
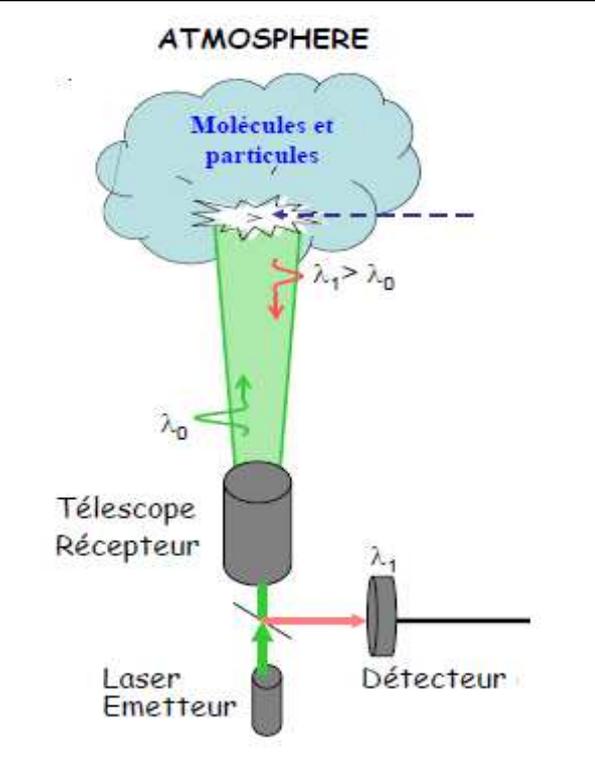
 <p><b>ATMOSPHERE</b> Molécules et particules Milieu diffusant</p> <p><math>\lambda_0</math> Diffusion élastique vers l'arrière</p> <p><math>\lambda_0</math> <math>\Delta t &lt;</math></p> <p>Télescope Récepteur</p> <p>Laser Emetteur</p> <p>Détecteur</p>	<p>rotation de la molécule.</p>  <p><b>ATMOSPHERE</b> Molécules et particules</p> <p><math>\lambda_1 &gt; \lambda_0</math></p> <p><math>\lambda_0</math></p> <p>Télescope Récepteur</p> <p>Laser Emetteur</p> <p>Détecteur</p>
<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 analysé. Faible section efficace de diffusion, qui nécessite un laser puissant et une détection très performante.</p>

Tableau (3.1) : comparaison entre les différents mécanismes de diffusion.

### 3.1.4. Equation Lidar de rétrodiffusion

Le signal reçu par le lidar est un signal brut appelé  $S_0$ . Il est directement proportionnel à plusieurs facteurs :

$B_{\text{tot}}(z)$  : coefficients de rétrodiffusion par les entités atmosphériques.

$1/(z-z_0)^2$  : il varie comme l'inverse du carré de la distance, sachant que  $z_0$  est l'altitude du Lidar.

$FG(z)$  : facteur géométriques ou facteur de recouvrement, car dans les premiers mètres, le signal de la réception et celui de l'émission ne se recouvre pas.

$C(\lambda)$  : constante du système Lidar qui dépend des rendements quantiques et optique des éléments constitutifs des systèmes d'émission et de réception.

$\exp(-2\tau_{\text{tot}}(z))$  : facteur d'atténuation lié à l'épaisseur optique des couches traversées par le signal aller-retour.

Il faut en fin ajouter sur ce signal la contribution du rayonnement solaire direct que l'on appelle le fond du ciel (FC). On aura :

$$S_0 = \frac{C(\lambda). FG(z) . \beta_{\text{tot}}^{(z)} \exp(-2\tau_{\text{tot}}(z))}{(z - z_0)^2} + FC \quad (3.1)$$

Afin d'extraire de cette équation tous les paramètres utiles à la caractérisation des aérosols, il faut donc corriger le signal lidar du Fond de Ciel.

Pour le déterminer, on définit une zone dans l'atmosphère suffisamment élevée en altitude où le retour du faisceau laser peut être considéré comme négligeable, si bien que les photons reçus pour cette altitude ne proviennent que du rayonnement solaire.

Une deuxième méthode, consiste à sonder l'atmosphère en n'émettant aucun signal afin de quantifier la quantité d'énergie solaire reçue par le Lidar. Cette technique est couramment utilisée car elle a l'avantage de donner la valeur du Fond de Ciel en amont des mesures.

Après avoir détecté le Fond de Ciel, il suffit de le retrancher au signal brut en corrigeant de la distance au carré. Le signal Lidar rectifié du Fond de Ciel est donc :

$$S(z) = (S_0(z) - FC) * (z - z_0) \quad (3.2)$$

On aura :

$$S(z) = C(\lambda). FG(z) . \beta_{\text{tot}}^{(z)} \exp(-2\tau_{\text{tot}}(z)) \quad (3.3)$$

Le signal S est alors la base de l'équation lidar et il est fondamental pour l'analyse de ses paramètres constitutifs.

### 5.1.5. Inversion de l'équation LIDAR

Pour pouvoir restituer les paramètres optiques des aérosols directement à partir du Lidar, la procédure est d'inverser l'équation Lidar. On a dans l'équation (3.3) le signal Lidar où :

$$\tau_{tot} = \int_0^z \alpha_{ext\ tot}(z') dz' \quad (3.4)$$

La variable  $z'$  est une variable auxiliaire d'intégration, elle a la même signification que  $z$ .

Et on a aussi :

$$\begin{cases} \beta_{tot} = \beta_{aerosol} + \beta_{molécule} \\ \alpha_{ext\ tot} = \alpha_{ext\ aerosol} + \alpha_{ext\ molécule} \end{cases} \quad (3.5)$$

Sachant que le facteur de recouvrement est égal à 1 au-dessus de 150m. Donc pour  $z > 150$  on peut écrire le signal Lidar comme suit :

$$S(z) = C \cdot \beta_{tot}^{(z)} \exp(-2 \int_0^z \alpha_{ext\ tot}(z') dz') \quad (3.6)$$

Dans l'équation (3.6) on a une équation à trois inconnus, pour pouvoir résoudre ce problème on fait appel à des études de fermeture<sup>1</sup>.

- **Détermination de la constante C**

Cette constante dépend de l'instrumentation et des paramètres optiques du système, nous pouvons la déterminer en se plaçant dans une zone de l'atmosphère où tous les autres paramètres sont connus. Cette zone s'appelle la zone de Rayleigh ( $z_r$ ) où on considère une altitude  $z$  suffisamment élevée donc que la diffusion par les molécules est considérée. On écrit alors :

$$S(z_r) = C \cdot \beta_{molécule}^{(z_r)} \exp(-2 \int_0^{z_r} \alpha_{ext\ tot}(z') dz') \quad (3.7)$$

Le coefficient d'extinction prend en compte la diffusion totale car il représente le terme de la transmission du signal aller / retour sur toute la colonne d'air.

On peut écrire  $S(z_r)$  comme suit :

---

<sup>1</sup> Dans le sens mathématique c'est la disponibilité du même nombre d'équations que des inconnues du système

$$S(zr) = C \cdot \beta_{\text{molécule}}^{(zr)} \exp\left(-2 \int_0^{zr} \alpha_{\text{ext aerosol}}(z') dz' - 2 \int_0^{zr} \alpha_{\text{ext molécule}}(z') dz'\right) \quad (3.8)$$

Sachant que les coefficients de rétrodiffusion et d'extinction moléculaires peuvent être déterminés par radiosondage, ils sont donnés par :

$$\begin{cases} \alpha_{\text{ext molécule}}(z) \cong 1.66 \left(\frac{550\text{nm}}{\lambda}\right)^{4.09} \left(\frac{p(z) 288\text{K}}{1013\text{pa } T(z)}\right) 10^{-5} \text{m}^{-1} \\ \beta_{\text{molécule}}(z) \cong \frac{3}{8\pi} \alpha_m(z) \end{cases} \quad (3.9)$$

En décomposant par rapport à l'altitude et en considérant le sommet de l'atmosphère TOA :

$$S(zr) = C \cdot \beta_{\text{molécule}}^{(zr)} \exp\left(-2 \int_0^{\text{TOA}} \alpha_{\text{ext aerosol}}(z') dz' - 2 \underbrace{\int_{\text{TOA}}^{zr} \alpha_{\text{ext aerosol}}(z') dz'}_{=0} - 2 \int_0^{zr} \alpha_{\text{ext molécule}}(z') dz'\right) \quad (3.10)$$

Au sommet de l'atmosphère y a pas d'aérosols donc leurs coefficients d'extinction sont nuls.

Le paramètre qui reste inconnue est :  $\left(\int_0^{\text{TOA}} \alpha_{\text{ext aerosol}}(z') dz'\right)$  qu'on peut déterminer grâce à la valeur de l'épaisseur optique d'un photomètre qui est l'intégrale sur toute la colonne atmosphérique du coefficient d'extinction.

Finalement la constante C peut être déterminée comme suit :

$$C = \frac{S(zr)}{\beta_{\text{molécule}}^{(zr)} \exp\left(-2\tau_{\text{photo}} - 2 \int_0^{zr} \alpha_{\text{ext molécule}}(z') dz'\right)} \quad (3.11)$$

- **Détermination du coefficient de rétrodiffusion  $\beta_{\text{tot}}(z)$  et d'extinction  $\alpha_{\text{ext tot}}(z)$**

Les deux inconnues  $\beta_{\text{tot}}(z)$  et  $\alpha_{\text{ext tot}}(z)$  peuvent être reliés par la grandeur BER (Backscatter to Extinction Ratio), tel que :

$$BER(z) = \frac{\beta_{\text{aerosol}}(z)}{\alpha_{\text{ext aerosol}}(z)} \quad (3.12)$$

L'équation (3.5) et (3.12) nous donnent :

$$\beta_{\text{tot}}(z) = \alpha_{\text{ext aerosol}}(z) * BER(z) + \beta_{\text{molécule}}(z) \quad (3.13)$$

De (3.6) et (3.13) on a :

$$S(z) = C (\alpha_{ext\ aerosol}(z) * BER(z) + \beta_{molécule}(z)) \exp(-2 \int_0^z \alpha_{ext\ tot}(z') dz') \quad (3.14)$$

On a alors :

$$S(z) = C (\alpha_{ext\ aero}(z) * BER(z) + \beta_{moléc}(z)) \exp\left(-2 \int_0^z \alpha_{ext\ aero}(z') dz' - 2 \int_0^z \alpha_{ext\ molec}(z') dz'\right) \quad (3.15)$$

Les seuls inconnus restent donc  $\alpha_{ext\ aerosol}(z)$  et le BER qui peuvent être déterminés par le biais d'une méthode itérative. En effet, l'intégration de  $\alpha_{ext\ aerosol}(z)$  sur toute la colonne atmosphérique définit l'épaisseur optique des aérosols que l'on peut comparer à des mesures photométriques réelles.

La méthode est de supposer un BER, puis calculer à partir de cette valeur le profil d'extinction des aérosols, d'intégrer cette valeur sur toute la colonne d'air pour obtenir l'épaisseur optique et enfin de la comparer à la valeur du photomètre. On refait le procédé jusqu'à la convergence des valeurs d'épaisseur optique.

### 3.1.6. Caractéristiques du Mini Lidar CE 370-2

Le nouveau 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 ou des terrains liés à la météorologie ou l'environnement.

Le Mini Lidar **CE 370-2** est un Lidar 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.



Figure (3.2) : Micro Lidar CE 370-2 sur la terrasse du laboratoire LAMPA

Les principales caractéristiques du Micro Lidar **CE 370-2** sont répertoriées comme suit :

- Sécurité oculaire
- Alignement intrinsèque
- Bonne sensibilité
- Bonne résolution temporelle et verticale
- Contrôle par ordinateur (MS Windows OS)
- Connexion à travers un port USB
- Compact et portable

On donne le **tableau (3.2)** pour spécifier le Micro Lidar **CE370-2**

Emetteur	Laser : Nd : YAG, SHG 532nm
Longueur d'onde	532nm
Energie par impulsion	4 $\mu$ J
fréquence	5KHz
Durée d'impulsion	< 1ns
Ouverture	314 cm <sup>2</sup>
Angle total	55 $\mu$ rad
Bande passante du filtre	0.5 nm
détecteur	APD

Mode de détection	Photon counting
Temps d'acquisition	>0.8 s
Résolution verticale	15 m
Taille (diamètre x hauteur)	220 × 1000 nm
poids	12.5 Kg

**Tableau (3.2):** propriétés du Micro Lidar CE 370-2

### 3.2. Le photomètre solaire

Le photomètre solaire est un instrument de télédétection conçu pour la restitution des propriétés optiques et microphysiques intégrées sur la colonne atmosphérique.

Les photomètres solaires permettent, à travers les mesures qu'ils effectuent, de fournir des informations très utiles aux études environnementales et à la surveillance de la pollution atmosphérique provenant de sources naturelles ou anthropogéniques. Les aérosols, suivant leur provenance océanique, désertique ou urbaine, ont des caractéristiques très variables. La mesure des paramètres qui les caractérisent permet de les spécifier et d'estimer leur influence sur l'énergie solaire disponible au sol et leur effet sur le climat radiatif.

L'ensemble des données restituées par plusieurs photomètres est rassemblé dans un réseau appelé AERONET (AErosol RObotic NETwork), qui est un réseau mondial de mesure des aérosols.

#### 3.2.1. Principe du photomètre

Le photomètre comme son nom l'indique, mesure la lumière. Plus précisément, il mesure l'épaisseur optique de l'atmosphère, ce qui correspond à la qualité de la lumière qui traverse ce milieu.

Le photomètre est constitué d'un détecteur qui vise et suit le soleil tout au long de la journée. Il mesure l'éclairement solaire en  $\text{Watt/m}^2$  qui arrive au sol. Connaissant l'éclairement solaire au sommet de l'atmosphère, on peut en déduire la transmission de l'atmosphère. La mesure de la radiance du ciel est effectuée pour différents angles par rapport à la position du soleil. Grâce à des inversions, plusieurs paramètres peuvent être restitués tel que l'épaisseur optique, la taille des particules, l'indice de réfraction, ...

### 3.2.2. Les propriétés optiques et microphysiques données par le Photomètre solaire

L'ensemble de propriétés restituées et enregistrés sur le réseau AERONET sont résumées dans le **tableau (3.3)** ci-après.

variable	description	Unité	Valeurs limites
$\tau(\lambda)$	Épaisseur optique des aérosols		$0 < \tau < 0.8$
$dV(r)/d\ln r$	Distribution en taille des particules en volume	$\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$	$0.05\mu\text{m} < r < 15\mu\text{m}$
$\omega_0(\lambda)$	Albédo de diffusion simple		$0 < \omega_0 < 1$
$g(\lambda)$	Facteur d'asymétrie		$0 < \omega_0 < 1$
$n(\lambda)$	Partie réelle d'indice de réfraction		$1.33 < n < 1.6$
$K(\lambda)$	Partie imaginaire de l'indice de réfraction		$0.0005 < k < 0.5$
$P(\theta, \lambda)$	Fonction de phase		$0^\circ < \theta < 180^\circ$
IWC	Contenu en vapeur d'eau précipitable intégré	$\text{g}/\text{cm}^2$	$0 < \text{IWV} < 4$

**Tableau (3.3)** : différentes propriétés restituées par le photomètre solaire.

### 3.2.3. Caractéristiques du photomètre solaire CE 318

Le photomètre **CE 318** est une version automatique développé par **CIMEL** électronique, l'instrument est doté d'un panneau solaire et de batteries rechargeables, ce qui lui confère une autonomie complète (**figure (3.3)**). 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 en delà de que  $0.1^\circ$ . 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 dessinés afin d'éviter la lumière parasite lors des mesures d'auréole effectuées à proximité du soleil.



**Figure (3.3)** : photo prise sur la terrasse du laboratoire **LAMPA** d'un photomètre **CE 318**

Le collimateur utilisé pour les mesures de luminance dispose d'une lentille afin d'avoir une meilleure dynamique. Le choix du matériau du détecteur, le silicium et le quartz permet d'effectuer des mesures de 300 à 1050nm. Parmi les 8 canaux potentiels, 5 filtres sont considérés comme standard, 440, 670, 870, et 1020nm consacrés à l'étude des aérosols et 936nm pour la mesure du contenu en vapeur d'eau, les 3 autres positions peuvent être adaptées aux souhaits de l'utilisateur. 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, ou à une balise de transmission qui émet les données via un satellite géostationnaire comme METEOSAT.

Dans les deux chapitres qui suivent, les données qui seront utilisées sont des données du photomètre **CE 318** et du Lidar **CE 370-2** du laboratoire **LAMPA** de la faculté de génie électrique et d'informatique de l'université de Tizi Ouzou.

**Chapitre 4**  
**Analyse des observations des aérosols  
dans la région de Tizi Ouzou**

# Chapitre 4 : Analyse des observations des aérosols dans la région de Tizi Ouzou

## Préambule

L'observation est faite dans la région de Tizi Ouzou située à 36°41'54 Nord et 04°03'20 Est. Cette ville est influencée par divers aérosols atmosphériques, puisqu'elle se situe à l'intersection de plusieurs sources d'aérosols à savoir :

- Les aérosols urbains et anthropiques de la ville elle-même.
- Les aérosols dus aux feux des forêts des montagnes voisines.
- Les aérosols désertiques venant du sud saharien.
- Les sels marins venant de la méditerranée

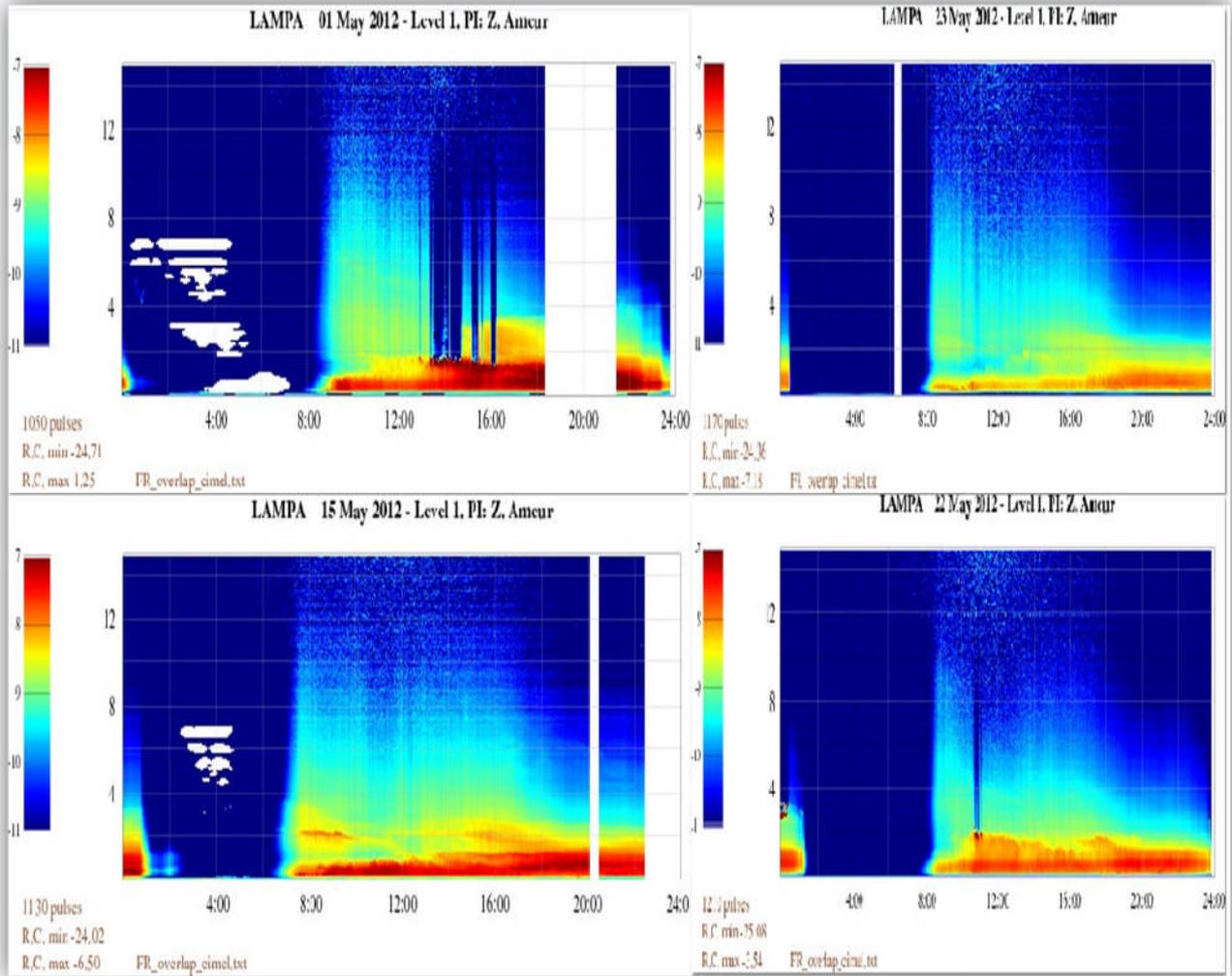
Notons que l'étude a été réalisée entre le 11 Avril 2012 et le 31 Mai 2012.

## 4.1. Observations du Mini Lidar

Le mini Lidar donne la distribution verticale des aérosols, à partir de la puissance rétrodiffusée par l'atmosphère en envoyant une lumière Laser. L'image Lidar est donnée par l'ensemble des variations de la puissance rétrodiffusée en fonction du temps. La longueur de l'image représente l'altitude calculée à partir de la vitesse de la lumière et du temps d'aller-retour de l'impulsion envoyée. La largeur de l'image est le temps en minute. Et enfin la couleur indique la concentration, en utilisant une échelle allant du bleu au rouge (-11 à -7).

### 4.1.1 Cas des journées sans nuages

Mous avons observés les journées du 1<sup>er</sup>, du 15, du 16 et du 22 mai 2012 qui sont de journées sans nuages avec une vitesse de vent faible.



**Figure (4.1) :** Images Lidars du 01, du 15, du 16 et du 22 mai 2012 à Tizi Ouzou [LAMPA].

En premier lieu, nous constatons que les images de **la figure (4.1)** données par le Lidar sont induites par des observations continues de 00h à 24h (axe des abscisses). Car il s'agit d'un instrument de télédétection active, contrairement au photomètre, qui fonctionne en présence du soleil. Ceci d'une part et d'autre part, nous constatons que l'instrument nous donne un profil vertical (axe des ordonnées) allant jusqu'à 15 Km.

L'analyse et l'interprétation proprement dites de ces images sont les suivantes :

- De 8h à 20h :
  - Sur une altitude allant jusqu'à 1.5 km on remarque une couleur rouge foncé qui indique une forte concentration, ce qui correspond à des aérosols urbains dus à la circulation des véhicules et aux rejets des usines dans la ville, qui commence généralement de 7h 30 jusqu'à 18h (horaires de travail et d'études). Ces aérosols

sont dangereux pour la santé humaine, puisque ils se situent dans la couche limite atmosphérique. En plus de l'impact sur la santé, ces aérosols ont une influence sur l'effet radiatif du système.

- De 1.5km à 4 km, ce qui correspond à une couche de 2.5Km, la couleur est entre le jaune et le vert, ce qui indique une concentration considérable mais moins importante que la précédente. Elle est dû à la migration des aérosols précédents vers le haut et cela par le moyen d'un vent ascendant mais faible, car elle ne dépasse pas les 4Km.

- De 20h à 24h: Les aérosols sont toujours présents jusqu'aux voisinages de 24h. Ce qui correspond à leur durée de vie.
- De 01h à 8h: Le ciel est bien clair est pur, ce qui est présenté en bleu sur l'image précédente.

Quand a la concentration en aérosols en altitude, nous constatons une diminution progressive de celle-ci, et à partir du 4ème Km environ, elle peut être considérer négligeable, étant donnée l'influence de leur masse et la force gravitationnelle.

Les plaques blanches, ou les zones carrément en blanc, il y'a absence de données due à des obstacles qui empêchent le signal lumineux de traverser la verticale (une couche de poussière très importante sur l'émetteur du Lidar, coupure de courant électrique, ...etc.)

#### **4.1.2 Cas de journées avec nuages**

Dans ce cas, nous avons observé les journées des 27 et 28 avril 2012. Où un vent de l'ordre de 60Km/h sévissait dans la région. Des photos du ciel et des images Lidar, ont été prises. Elles sont représentées respectivement dans la **figure (4.2)** et **(4.3)** ci-après.



Figure (4.2) : photos du ciel prises le 28/04/2012 à 10h :12.

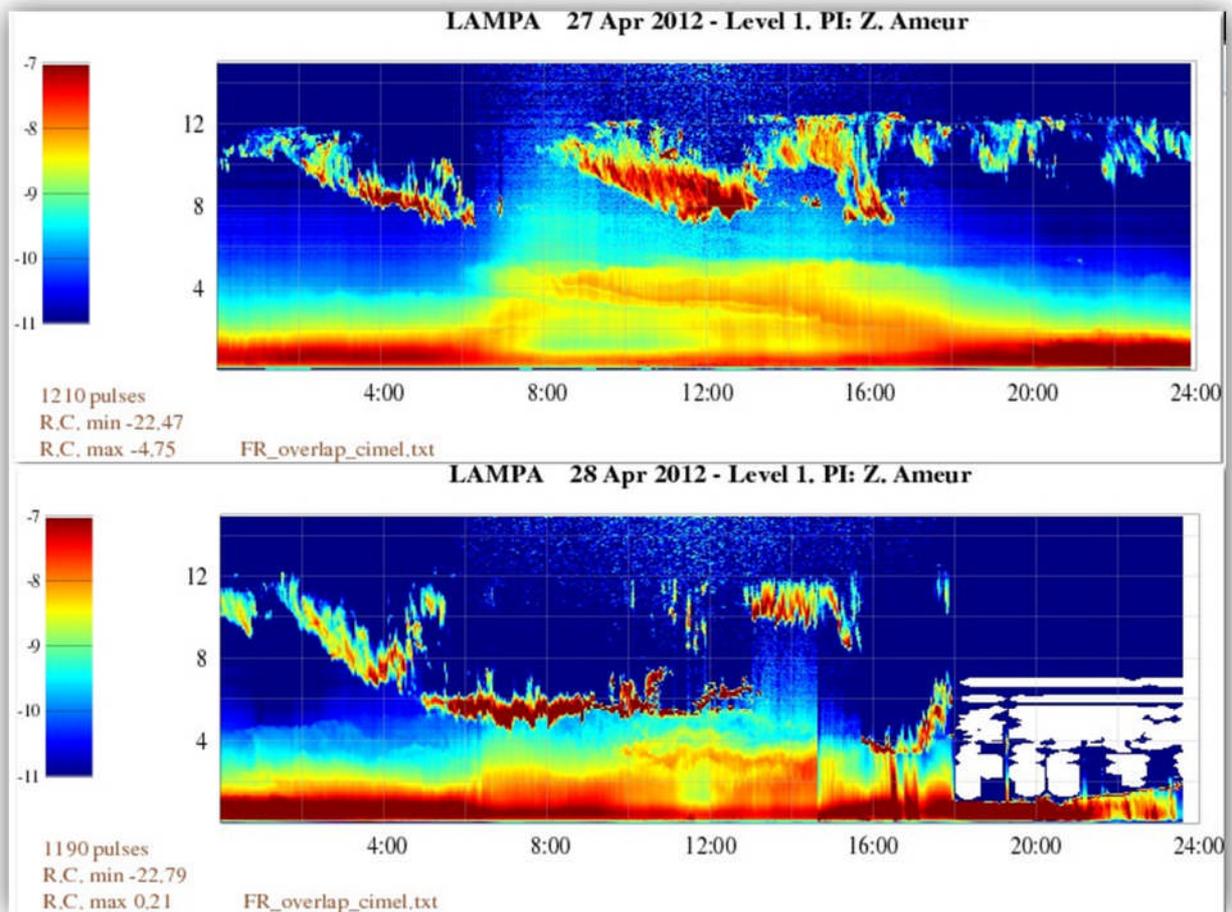


Figure (4.3) : Images Lidar pour le 27 et 28 Avril 2012 [LAMPA].

La différence entre les images Lidars présentées dans le cas précédant et celles-ci est très remarquable. On peut la résumer en quelques points.

- Pour la première couche, la forte concentration des aérosols est toujours due aux aérosols urbains et anthropiques, mais aussi aux particules prélevées par le vent qui souffle à une très grande vitesse. L'existence de cette couche à partir de 00h contrairement au cas précédant, est le résultat du mouvement permanent du vent, donc le système ne se met pas au repos. Dans ce cas la visibilité est faible.
- Les aérosols de la couche limite troposphérique dans ce cas sont entraînés par le vent vers le haut jusqu'à 5.5Km.
- A partir du 6<sup>ème</sup> Km on perçoit une couche très sombre sur l'image Lidar des 27 et 28avril, chose qu'on n'a pas trouvée dans les images du premier exemple. Cette couche correspond au cirrus qui est un nuage blanc, se formant entre 6 à 12Km, en bande ou filaments isolés, et qui apparait dans **la figure (4.2)**.

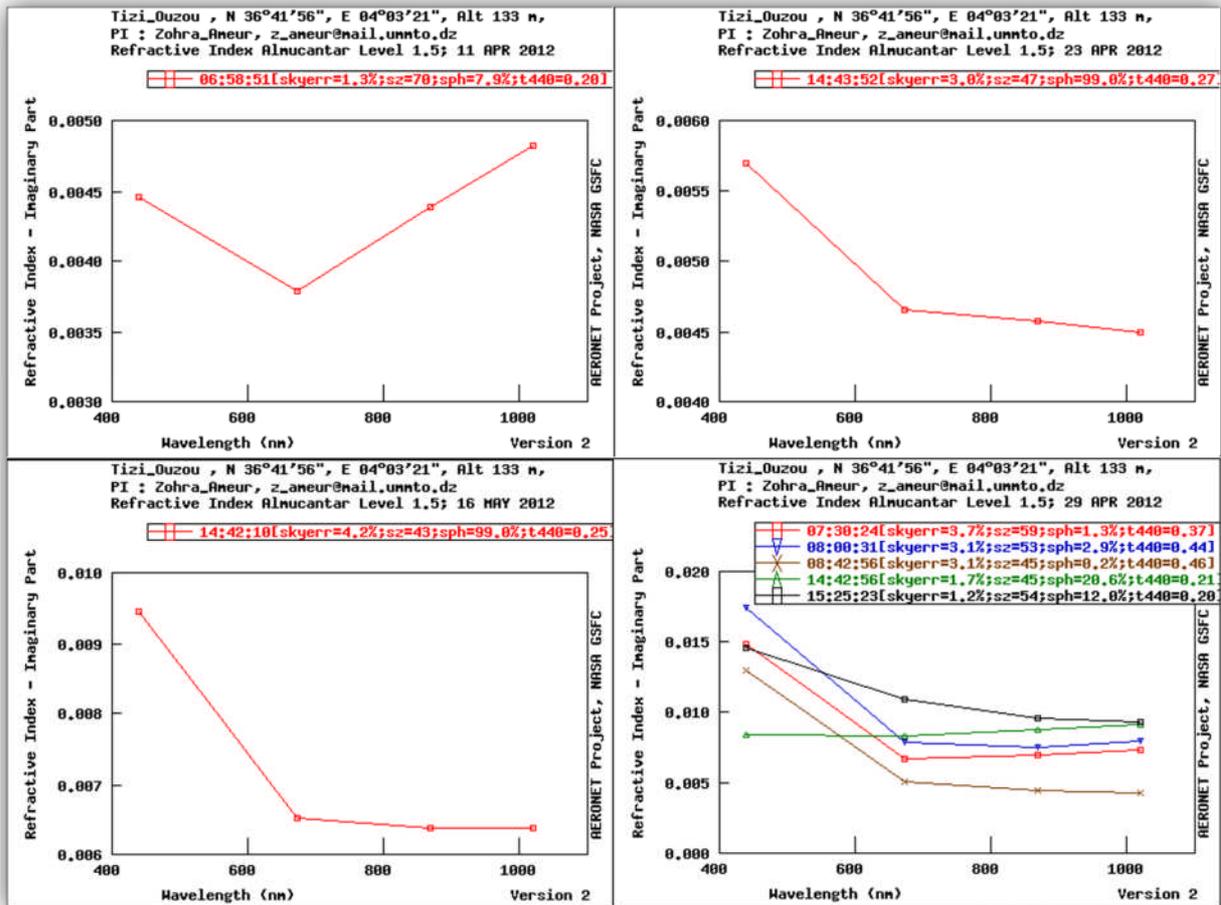
## 4.2. Observation du photomètre (Réseau AERONET)

### 4.2.1. Propriétés optiques

Les propriétés optiques sont très importantes pour étudier l'ensemble de particules présentes dans l'atmosphère. Dans ce qui suit on présentera les différentes propriétés optiques de l'atmosphère, données par le photomètre solaire, en utilisant des exemples et en interprétant les résultats.

#### a) L'indice de réfraction des aérosols

L'indice de réfraction est un nombre complexe. Celui-ci est composé d'une partie imaginaire et d'une autre réelle. Les courbes relatives à ces deux parties ont été téléchargées sur le site d'AERONET, pour les journées du 11, du 23, du 29 avril et du 16 Mai. Elles sont représentées respectivement dans les **figures (4.4) et (4.5)**.



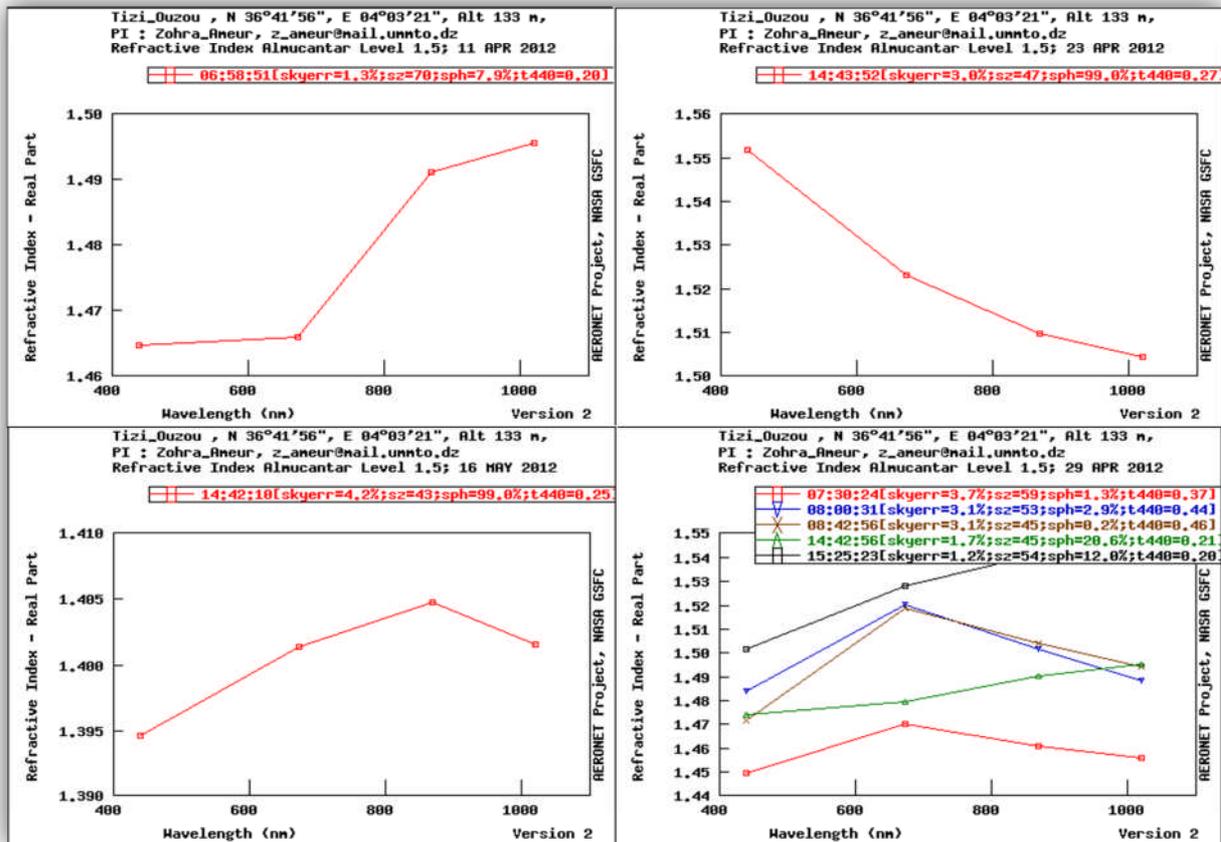
**Figure (4.4) :** La variation de la partie imaginaire d’un indice de réfraction en fonction de la longueur d’onde pour les 11, 23, 29 avril et le 16 Mai.

La partie imaginaire de l’indice de réfraction représentée sur la **figure (4.4)**, nous renseigne sur l’absorption des aérosols. Dans les quatre cas, les aérosols présents sont des aérosols diffusants et parmi eux, on trouve le sulfate et les sels marins.

La partie imaginaire de l’indice ne dépasse pas 0.018 pour toutes les données du 11 avril au 31 Mai 2012 (intervalle d’étude), donc les aérosols présents pendant cette durée sont diffusants. On ne parle d’aérosols absorbants qu’au présence d’indice supérieur à 0.5.

Nous pouvons remarquer sur les **figures (4.4)** que l’indice de réfraction varie selon la longueur d’onde, par exemple pour le premier cas, celui du 11 avril, on remarque que l’indice atteint son maximum pour la longueur d’onde  $\lambda=1020\text{nm}$ , et pour les autres cas le maximum est à  $\lambda=440$ . Cela dépend de la composition chimique et la taille des aérosols.

La partie réelle de l'indice varie aussi en fonction de la longueur d'onde et cela pour les raisons vus précédemment, comme le montre la **figure (4.5)** suivante :



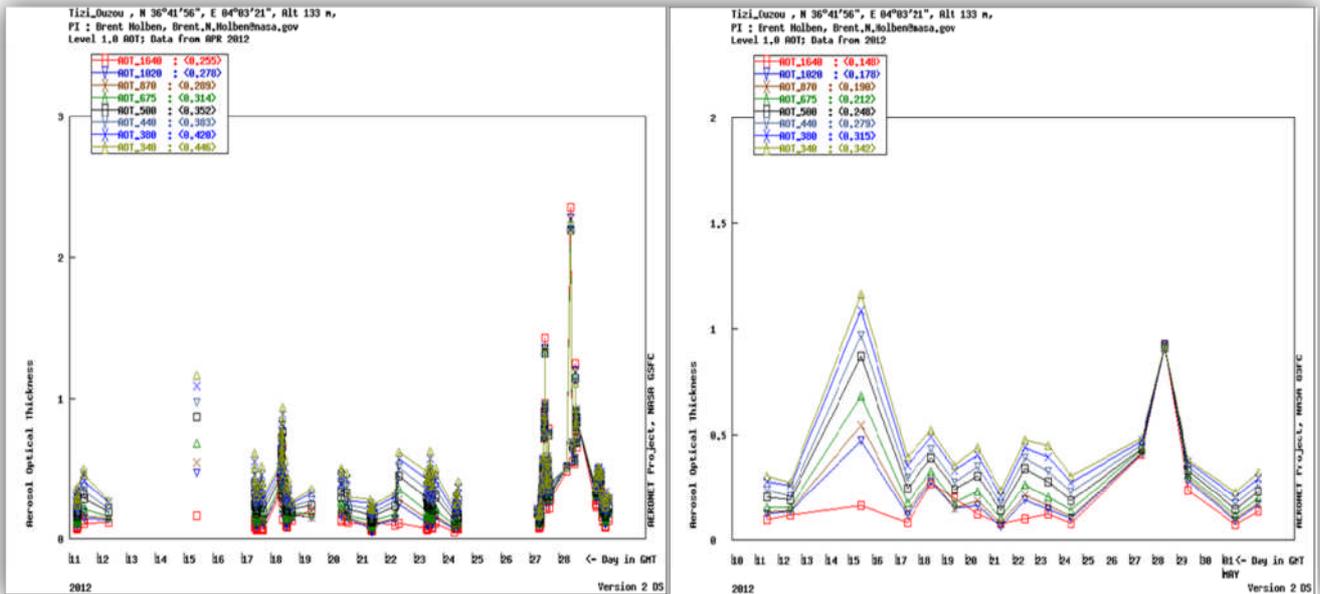
**Figure (4.5) :** La variation de la partie réelle d'un indice de réfraction en fonction de la longueur d'onde pour le 11, le 23, le 29 avril et le 16 Mai.

La partie réelle de l'indice de réfraction détermine la vitesse de propagation de l'onde reçue par le photomètre. Pour la période étudiée, elle est dans l'intervalle [1.30 - 1.60]. La variation de cet indice nous permet de mesurer l'atténuation de l'onde, ce qui détermine une autre propriété optique qui est l'épaisseur optique.

**b) L'épaisseur optique des Aérosols**

L'épaisseur optique des aérosols, est la propriété la plus importante puisque elle nous renseigne sur la charge de l'aérosol et sur le pouvoir d'extinction de la population de particule.

Voyant quelques exemples des épaisseurs optiques en fonction des longueurs d'onde des filtres du photomètre pour le mois d'avril.



**Figure (4.6) :** Epaisseur optique des aérosols pour le mois d'avril (niveau 1 –niveau 1.5).

On observe sur les deux cas de la **figure (4.6)** que l'épaisseur optique dépend du filtre utilisé, c'est ce qui nous permet de définir le coefficient d'Angström qu'on verra plus loin. Pour le niveau 1, les données sont des points de chaque instant de mesure, elles sont représentées sur le graphe sans modifications. Mais pour le niveau 1.5, on filtre les points qui sortent de la normale et on relie le reste. Par exemple pour le cas du 28 avril pour le niveau 1, l'épaisseur optique dépasse 2.5 mais dans le niveau 1.5 les épaisseurs optiques de  $\lambda=1640$ ,  $\lambda=1020$  et  $\lambda=870$  sont filtrées, car les données du mois ne dépassent pas 1.2 et pendant un instant pour trois valeurs de longueur d'onde, elle atteint 2.5.

L'épaisseur optique atteint son maximum les mois de juillet et aout. Avec les feux de forêt, le transport de particule de sable vers le nord et l'évaporation des eaux des océans et des mers qui injectent le sel marin dans l'atmosphère en présence du vent. Ceci est dû aussi à l'absence de pluie pour lessiver l'atmosphère. L'augmentation de l'épaisseur optique provoque la dégradation de la visibilité, ce qui produit une baisse de luminosité dans la région de forte concentration.

c) L'exposant d'Angström

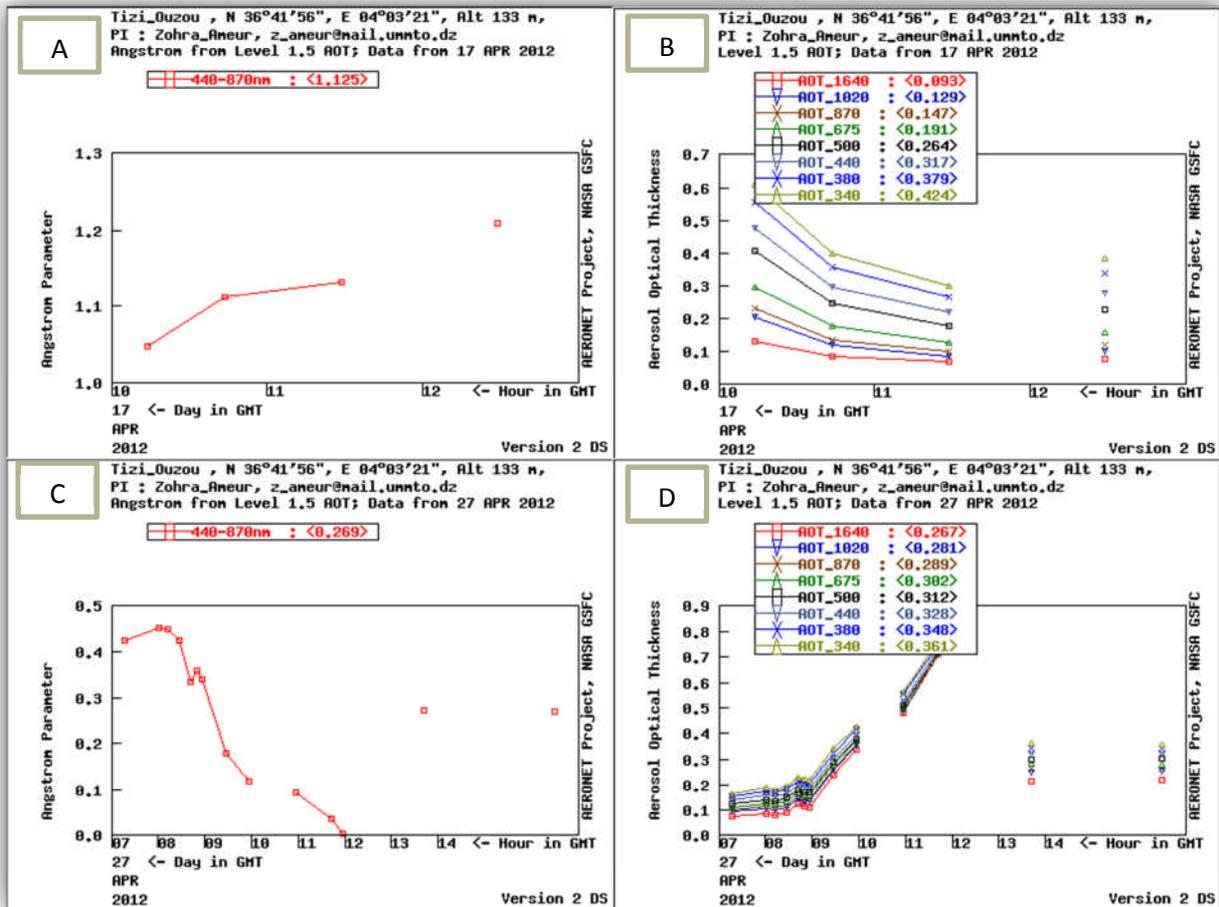


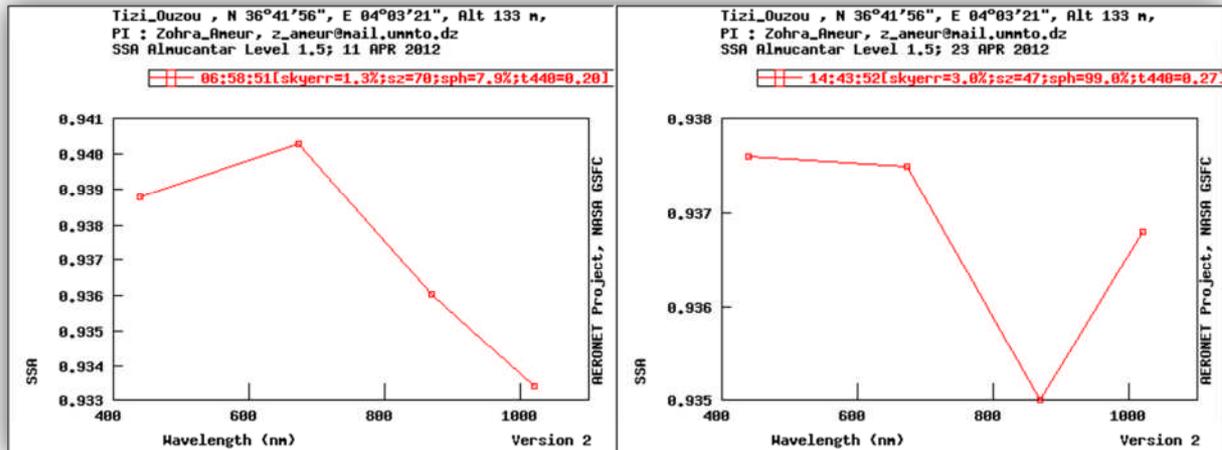
Figure (4.7) : Les deux figures de gauche représentent le coefficient d'Angström et deux autres représentent l'épaisseur optique, pour les journées du 17 et 27 Avril.

Nous avons indiqué précédemment que l'épaisseur optique dépend de la longueur d'onde, ce qui explique l'exposant d'Angström. On voit sur le graphe du 17 avril de la figure (4.7) par exemple, quand l'exposant d'Angström est supérieur à 1, cela veut dire que la différence entre les épaisseurs optiques de chaque longueur d'onde est large, et c'est ce qui est illustré dans la partie B de la figure (4.7). Cette valeur correspond à des aérosols fins.

Par contre pour la journée du 27 avril, les épaisseurs optiques trouvées pour toutes les longueurs d'onde convergent vers la même valeur à 12:00, par conséquent l'exposant d'Angström tend vers zéro. Cette valeur correspond à des aérosols de type grossiers.

#### d) L'albédo de simple diffusion

L'albédo de simple diffusion comme on l'a défini dans le chapitre 2, est une fraction permettant de dire si les particules présentes sont diffusantes ou absorbantes, elle est bornée entre 0 et 1 comme le montre la **figure (4.8)** suivante.



**Figure (4.8)** : L'albédo de simple diffusion en fonction de la longueur d'onde.

Pendant toute la durée d'étude, l'albédo de simple diffusion est proche de 1 (compris entre 0.8 et 0,97) ce qui veut dire que les aérosols présent dans la région de Tizi Ouzou durant cette période sont diffusants et d'après la littérature (**tableau (2.2)** du chapitre 2), ces aérosols correspondent au sulfate, Nitrate, carbone organique ou sels marins.

Sachant que la valeur de l'albédo de simple diffusion permet de déterminer le signe du forçage radiatif, et que pour un albédo supérieur à 85, le signe est négatif, ce qui fait que dans notre cas les aérosols présents dans la région de Tizi Ouzou ont un pouvoir refroidissant, c'est ce qu'on démontrera dans le chapitre 5.

e) L'élément d'asymétrie

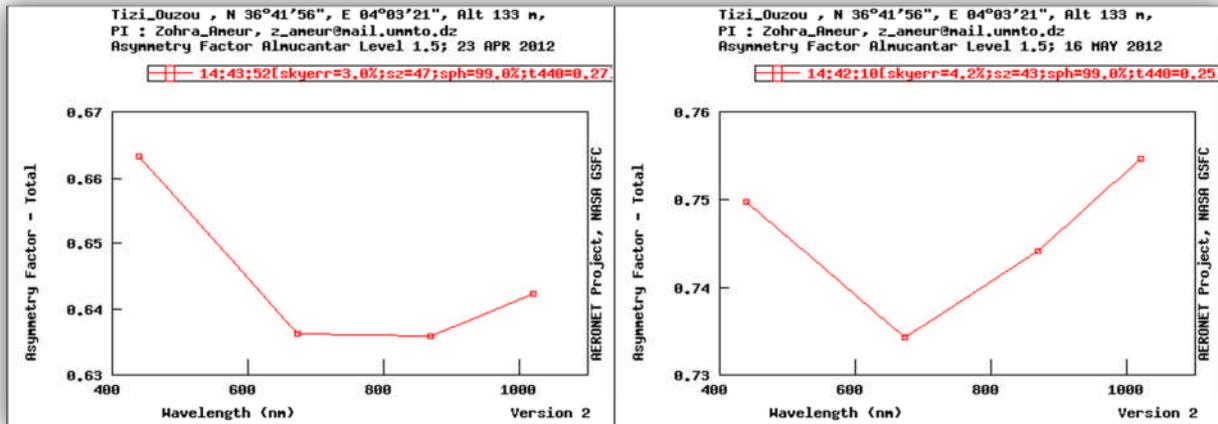


Figure (4.9) : Facteur d'asymétrie en fonction de la longueur d'onde pour le 23 avril et le 16Mai.

Comme le facteur d'asymétrie représente la valeur moyenne de l'angle de diffusion, sa valeur donc est entre [-1, 1]. Dans les deux cas, et pour toute la période d'étude, cet élément est beaucoup plus proche de 1 ce qui vérifie que les aérosols de cette région sont diffusants pendant cette période.

4.2.2. Propriétés microphysiques

La seule propriété microphysique donnée par le photomètre est la répartition en taille des aérosols.

f) Distribution en taille

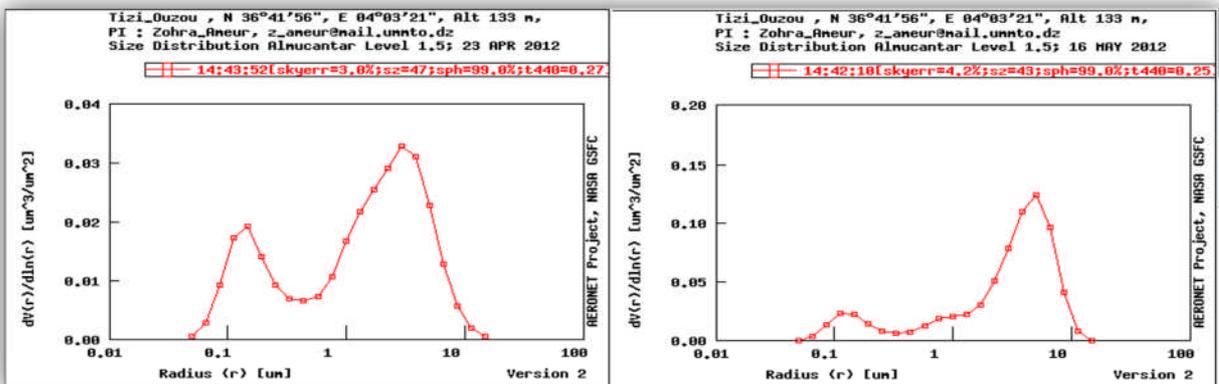


Figure (4.10) : Distribution granulométrique en taille pour le 23avril et le 16 mai 2012.

Pour les deux cas et pour tous les cas vus durant cette période, le diamètre est compris entre 0.08 et 10, donc on ne parle que du mode d'accumulation et du mode grossier, le mode de nucléation est absent.

Commençant par la distribution du 23 Avril 2012. On trouve deux modes principaux (la distribution est bimodale). Le premier mode est centré à 0.3  $\mu\text{m}$ , ce qui correspond au mode fin, exactement au mode d'accumulation. La concentration des aérosols de ce diamètre atteint 0.02  $\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$ . Le deuxième mode est centré à 5  $\mu\text{m}$ , ce qui correspond au mode grossier, là la concentration atteint 0.03 $\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$ .

Pour la deuxième distribution, celle du 16 Mai 2012, on observe deux modes et un épaulement, le premier et le deuxième mode signifient la même chose que le cas du 23 avril. Sauf que la concentration des particules du mode grossier est très élevée, elle atteint 0.14 $\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$ , cette catégorie est généralement émise directement dans l'atmosphère (sels marins, poussières minérales est débris végétaux...). Mais l'épaulement ce trouvant entre 0.7 $\mu\text{m}$  et 3 $\mu\text{m}$ , est garanti par le fait que l'erreur relative de l'inversion est minimale [Dubovik et al., 2000].

**Chapitre 5**  
**Applications**

## Chapitre 5 : Applications

### Préambule

« Dans ce présent travail, on présentera trois points essentiels. Le premier est l'application réalisée pour pouvoir extraire les valeurs du coefficient d'extinction le long de la verticale. Le deuxième, c'est de faire une comparaison entre les paramètres météorologiques de surface et l'épaisseur optique des aérosols atmosphériques. En troisième point, on comparera nos résultats aux données du modèle météorologique **ALADIN**, sur lequel la donnée sable est introduite [Moukhtari et al]. Notre étude est réalisée pendant les deux mois (Avril-Mai 2012).

### 5.1. La distribution de l'épaisseur optique des aérosols le long de la verticale

Pour pouvoir donner le profil vertical de l'épaisseur optique des aérosols, on a besoin du profil vertical de la rétrodiffusion qui est données par le Lidar et l'épaisseur optique des aérosols donnée par le photomètre solaire.

#### 5.1.1. Algorithme d'inversion

Pour faire cet algorithme, on fait appel à la méthode itérative qu'on a vue dans le chapitre3. Cette méthode peut être résumée par le schéma suivant.

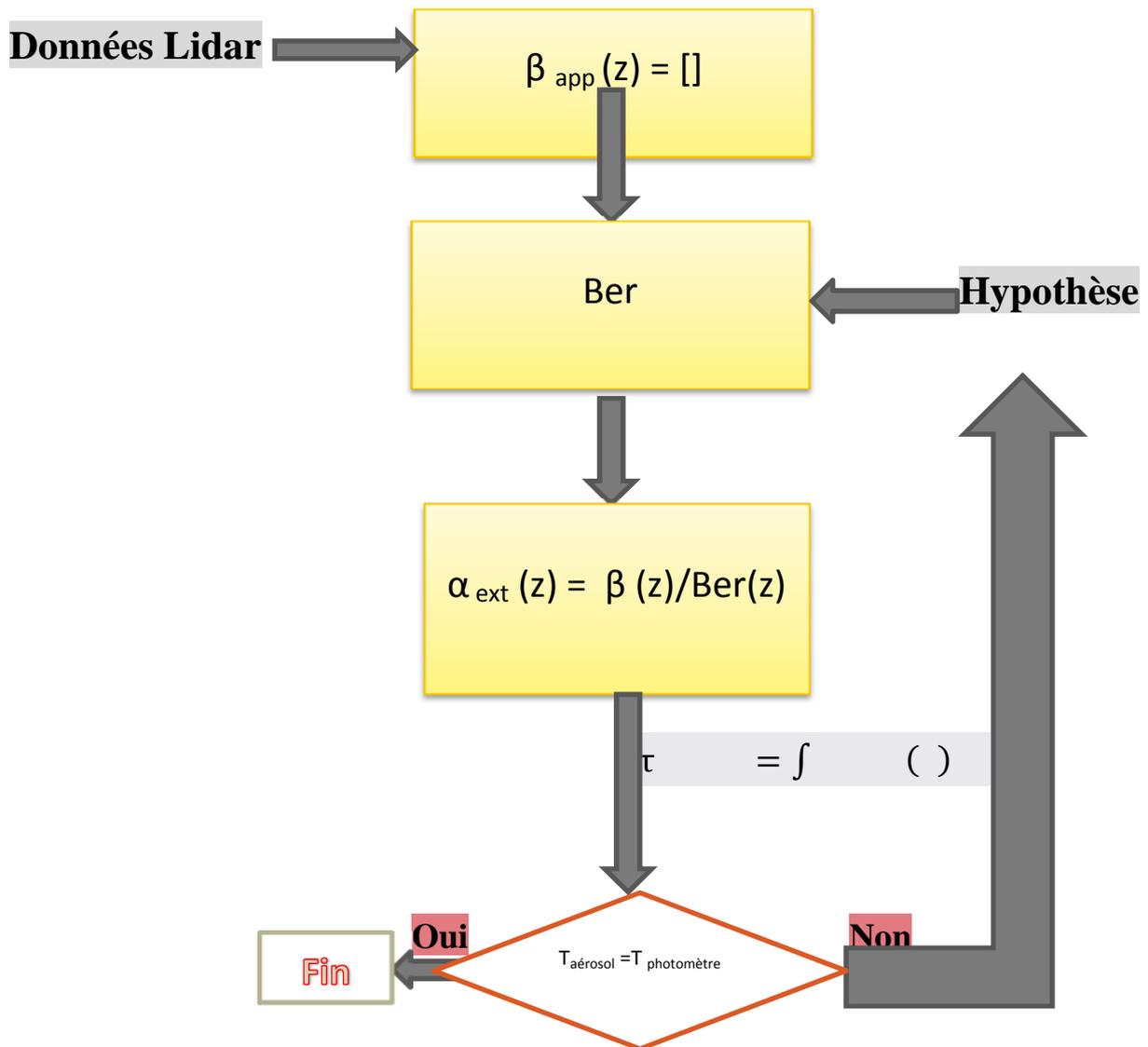
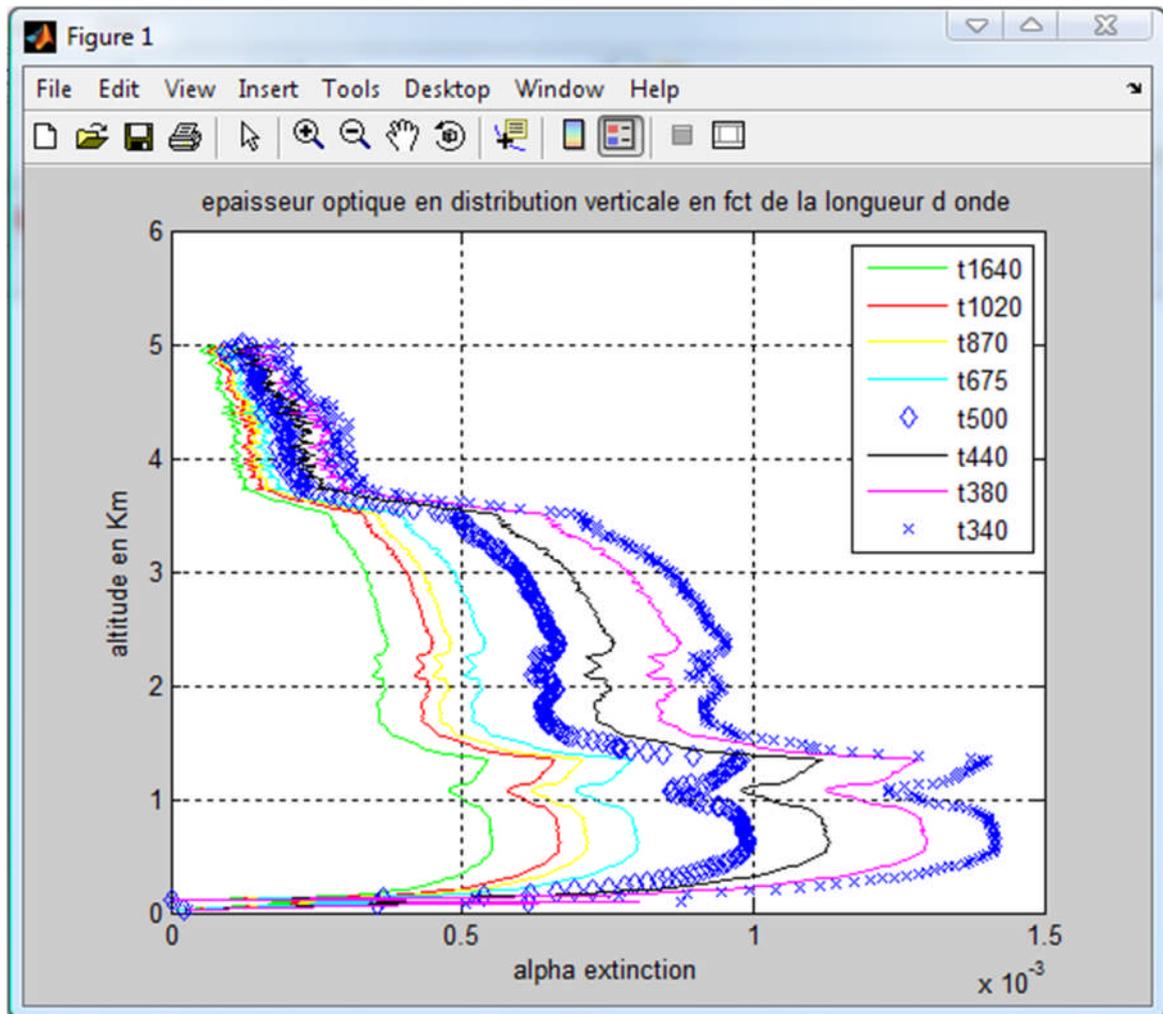


Schéma (5.1) : Schéma récapitulatif de la méthode itérative d'inversion.

Dans ce présent travail, on a pu faire un programme informatique qui permet de distribuer l'épaisseur optique le long de la verticale. Qu'on a réalisé sur le logiciel MATLAB.

### 5.1.2. Résultats de la simulation

Les données utilisées dans le programme, sont des données du profil vertical du Lidar et d'épaisseur optique des aérosols donnée par le photomètre solaire pour le 1<sup>er</sup> Mai 2012 à 16h49. Les résultats de ce programme sont donnés sur la **figure (5.1)** accompagnés des interprétations des résultats et d'une comparaison avec la distribution volumique en taille du même instant.



**Figure (5.1) :** Le profil vertical du coefficient d'extinction

On observe sur cette figure, la variation du coefficient d'extinction le long de la verticale. Le profil est donné pour huit longueurs d'onde où chaque couleur correspond à une longueur d'onde bien définie.

L'épaisseur optique des aérosols donnée par le photomètre, est distribuée par ce programme sur 5Km seulement, alors que le Lidar donne un profil allant jusqu'à 15Km. Nous avons limité cette distribution du moment que les aérosols atmosphériques ne dépassent pas cette altitude (par rapport à leurs poids).

Pour toutes les longueurs d'onde, on observe que le coefficient d'extinction est plus important sur une altitude allant jusqu'à 1.5Km. Pour cette couche le coefficient est presque constant, on peut dire que les aérosols se trouvant dans cette couche ont les mêmes caractéristiques microphysiques (taille et composition chimique).

De 1.5 à 3.5 Km, le coefficient est toujours constant mais il prend une autre valeur différente de celle vue dans la couche précédente, ce qui est peut-être dû aux aérosols de mêmes caractéristiques microphysiques, mais de type différent de celle en-dessous. A partir de 3.5 Km, l'extinction est très faible de même pour la quantité d'aérosols.

Si on compare la distribution du coefficient d'extinction le long de la verticale, avec la distribution en taille des aérosols du réseau AERONET du même moment illustrée dans la **figure (5.2)**, on remarque que la distribution est bimodale, donc deux types d'aérosols sont majoritaires. L'un d'eux a un petit diamètre et une concentration moins importante, et l'autre de concentration plus importante avec un diamètre plus élevé qui correspond au mode grossier. Cette donnée confirme que les résultats trouvés précédemment sont correcte. L'un des types d'aérosols se situe dans la première couche donnée sur la **figure (5.1)** précédente, et le deuxième correspond aux aérosols qui se situent de 1.5 à 3.5Km.

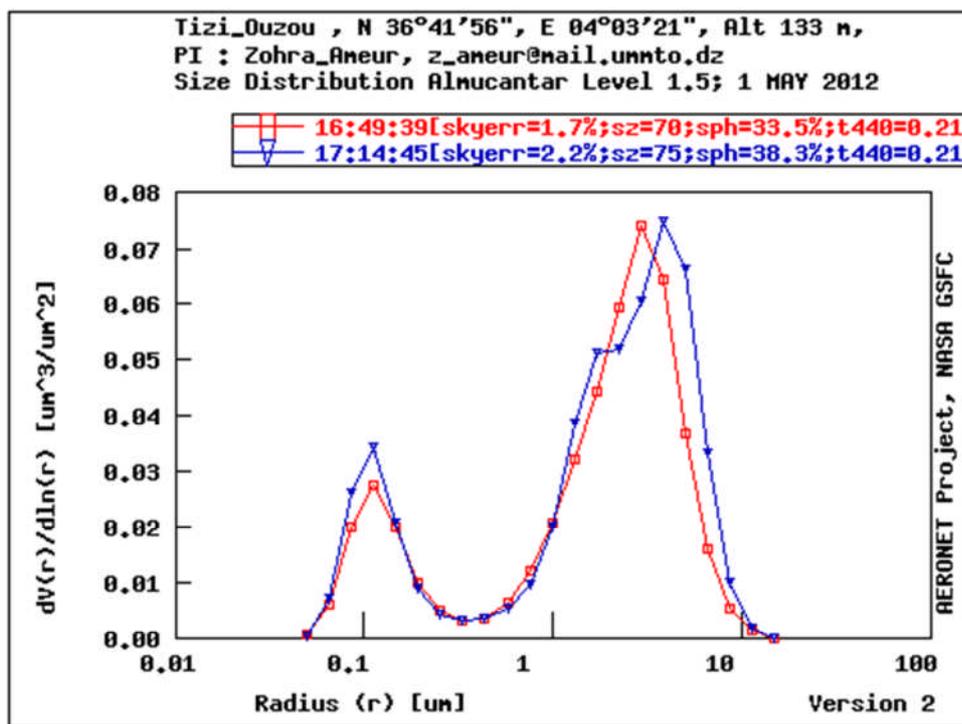
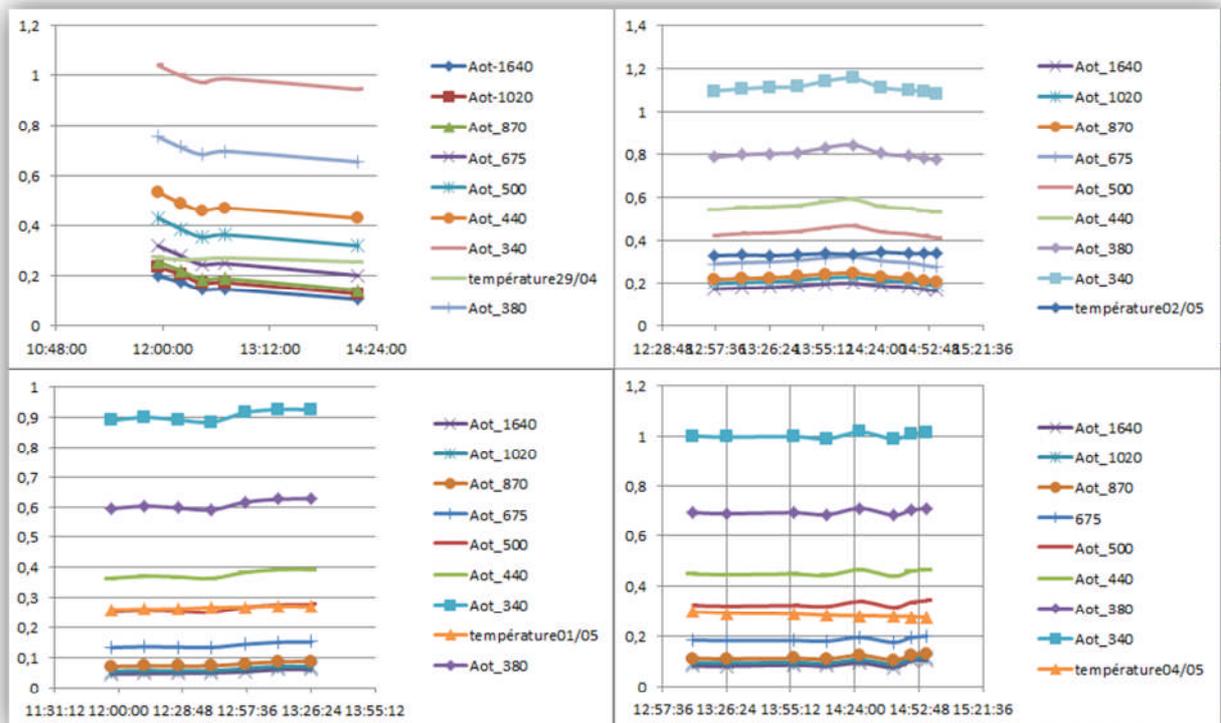


Figure (5.2) : Distribution volumique en taille pour le 1<sup>er</sup> Mai 2012

Après cette comparaison on peut dire que les aérosols présents sur une altitude allant jusqu'à 1.5 Km correspond au mode grossier et les aérosols présents dans la couche allant de 1.5 à 3.5Km correspond au mode fin.

### 5.2. Relation entre la température de surface et l'épaisseur optique des aérosols.

Cette relation indiquera le forçage radiatif direct des aérosols. Les mesures sont prises entre 12h et 15h pour chaque journée d'étude afin de voir les variations de températures en évitant le cas d'augmentation ou de diminution de la température dues au lever et au coucher du soleil. Les températures sont données par le photomètre solaire. On présentera dans ce qui suit quelques exemples de courbes qu'on a fait sous Excel.



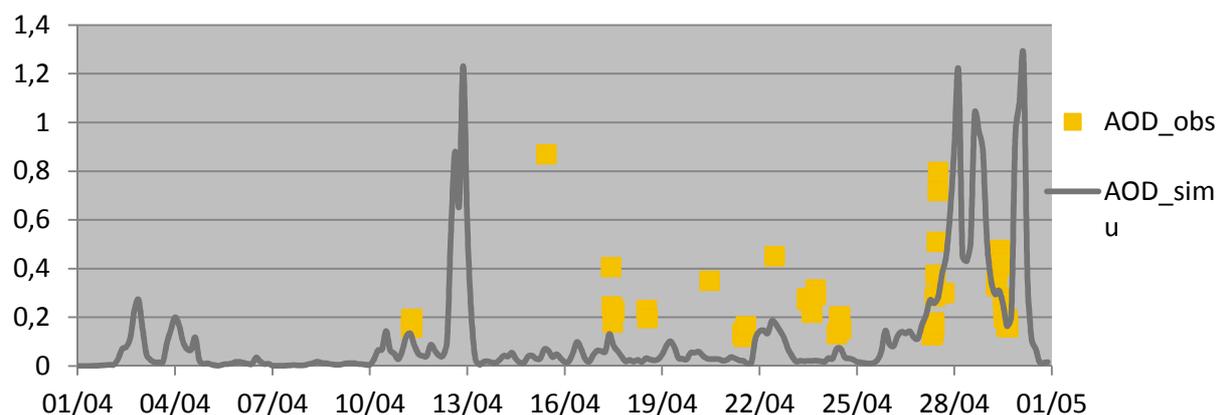
**Figure (5.3) :** Evaluation de la température et des épaisseurs optiques selon la longueur d'onde pour le 29 avril, le 01, le 02 et le 4 Mai 2012 de 12h à 15h.

Les épaisseurs optiques des aérosols évoluent de la même façon pour toutes les longueurs d'onde, on prend par exemple le cas du 29 avril où l'épaisseur optique atteint les valeurs minimales à 12h26 puis à 14h11, alors que la température atteint son maximum à 12h56. Pour les cas traités pendant notre travail, on a trouvé que l'épaisseur optique et la température sont inversement proportionnelles, ce qui veut dire que les aérosols ont un forçage radiatif négatif. Au fur et à mesure que l'épaisseur optique augmente, la terre se refroidit. Cette comparaison confirme ce qu'on a vu dans le chapitre précédent, ou on a dit que les aérosols ont un pouvoir diffusant donc un forçage radiatif négatif.

### 5.3 La comparaison entre les données de l'épaisseur optique des aérosols données par le photomètre et les sorties du modèle météorologique

#### ALADIN

Les données qu'on utilisera dans cette partie sont des données du modèle météorologique ALADIN [Citation: Mokhtari, M., Gomes, L., Tulet, P., and Rezoug, T.: Importance of the surface size distribution of erodible material: an improvement on the Dust Entrainment And Deposition (DEAD) Model, *Geosci. Model Dev.*, 5, 581-598, doi:10.5194/gmd-5-581-2012, 2012.]. **ALADIN** est l'acronyme d'**A**ire **L**imite, **A**daptation dynamique de **D**éveloppement **I**nternational. Ce modèle est celui utilisé dans la prévision météorologique, sur lequel la donnée sable a été introduite. On donne les sorties de ce modèle et les données du photomètre CE 318 du laboratoire LAMPA pour le mois d'avril dans le graphe de la **figure (5.4)** suivante :



**Figure (5.4)** : Les épaisseurs optiques données par le photomètre solaire (observées) et les sorties du modèle météorologique ALADIN, pour le mois d'avril.

Si on observe bien les deux graphes représentés sur la **figure (5.4)**. Le premier graphe est illustré par une ligne continue représentant les épaisseurs optiques à une longueur d'onde de 500nm donné par les sorties du modèle ALADIN, qui déterminent la présence de la donnée sable dans la région de Tizi Ouzou. Pour le deuxième graphe représenté par un nuage de points, il détermine l'épaisseur optique donnée à une longueur d'onde de 440nm par le photomètre solaire CE 318 placé sur la terrasse du laboratoire LAMPA. On distingue :

- Pour le 11 Avril, l'épaisseur optique donnée par le photomètre se rapproche de celle donnée par les sorties du modèle ALADIN, on peut dire que la concentration de la particule de sable par rapport aux aérosols présent est très importante.

- Pour les journées entre le 15 et le 25, les épaisseurs optiques données par le photomètre sont très importantes que celles des sorties du modèle météorologique ALADIN, ce qui signifie que l'épaisseur optique pendant cette période n'est pas due à la particule sable, cette augmentation est plutôt la conséquence d'autres populations d'aérosols.
- Pour la situation du 27 jusqu'au 29 Avril, la particule sable joue un rôle important dans l'augmentation de l'épaisseur optique. Cela est le résultat de la grande vitesse et le sens du vent qui soulève les particules, venant du sud saharien, vers le haut. La carte du vent pour le 28 avril 2012 est donnée ci-dessous.

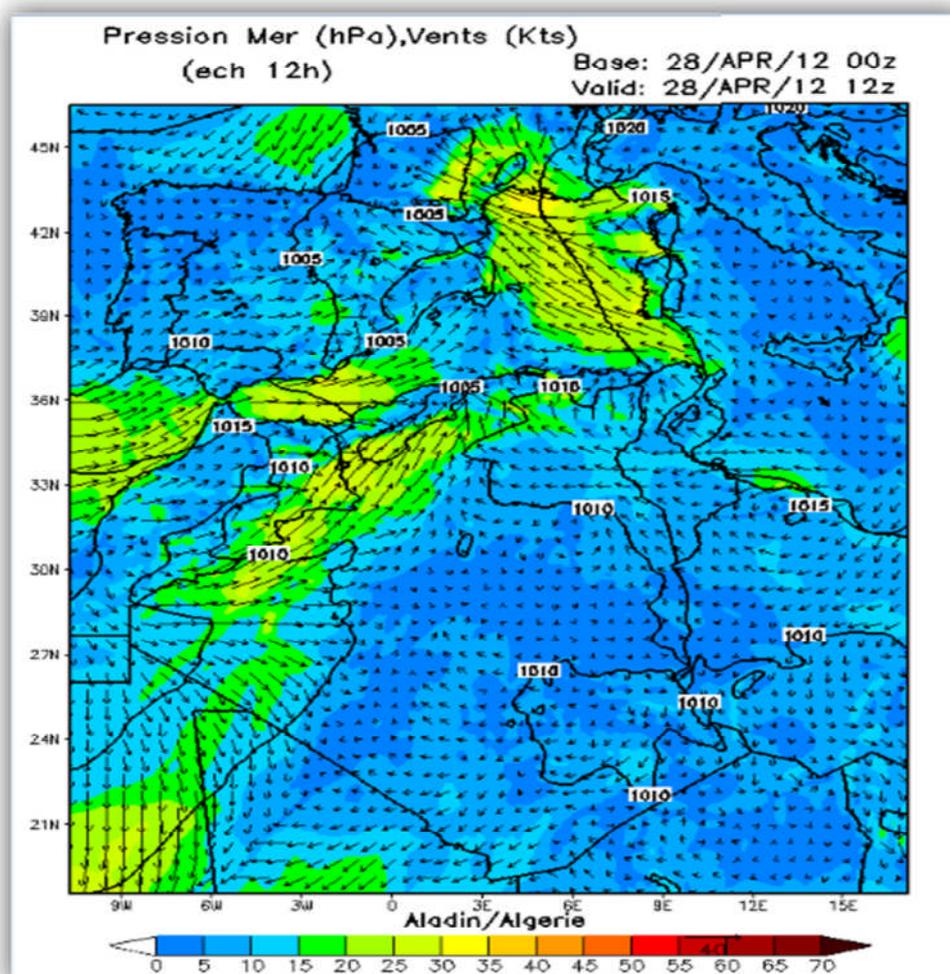


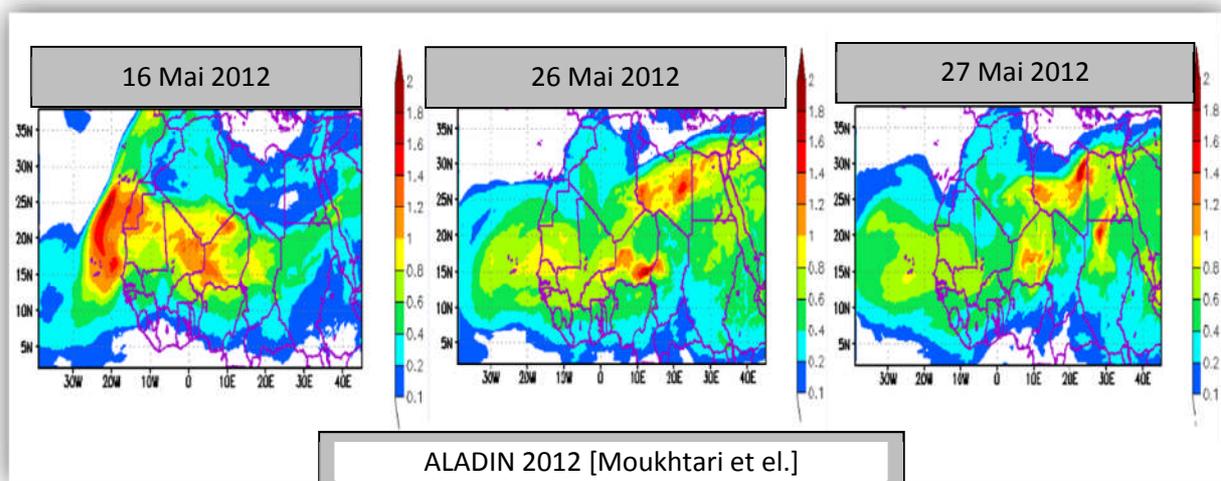
Figure (5.5) : La carte du vent et de pression à la surface le 28 avril 2012 [ALADIN 2012].

Si on examine bien la **figure (5.5)** précédente, on peut dire que le vent se trouvant au voisinage de la région de Tizi Ouzou, représenté par le mélange jaune et vert, correspond à une vitesse de vent entre 25 et 30 nds et vient du sud-est et du sud-ouest vers le nord.

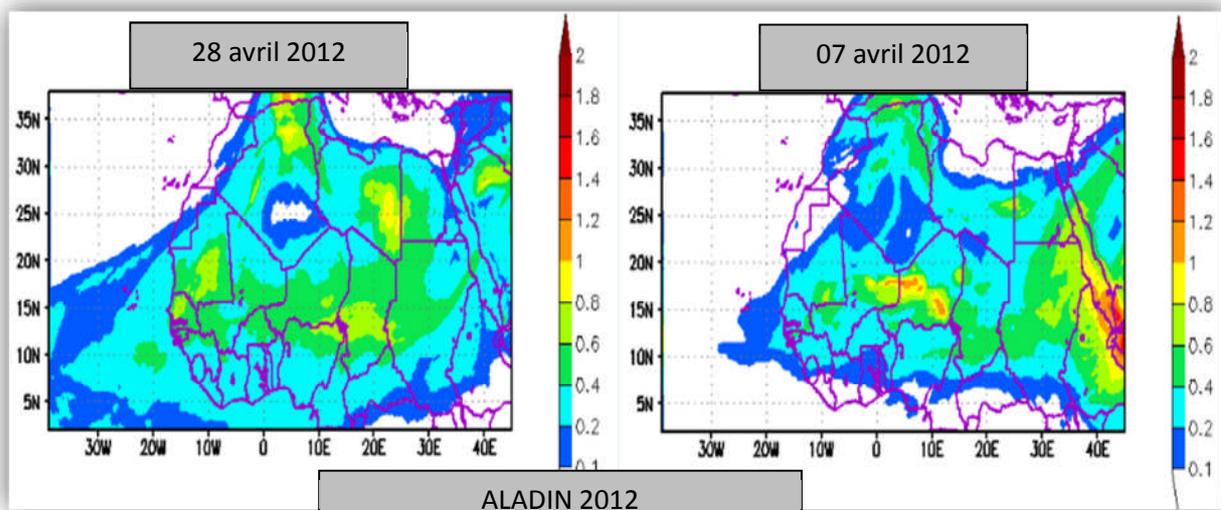
Sachant que 1nds correspond à 2Km/h, la vitesse du vent peut atteindre 60Km/ h. vu la grande vitesse et la direction de ce vent, il véhicule une grande quantité de sable vers le nord (voir **figure (2.6)**).

- **Quelques situations des épaisseurs optiques des aérosols données par le modèle ALADIN**

Les exemples suivants sont donnés dans les cas de faible et de forte concentration en particule de sable donnée par les sorties du modèle ALADIN.



**Figure (5.6) :** Sortie du modèle ALADIN pour le 16, le 26 et le 27 Mai 2012 (faible concentration en particule de sable dans la région de Tizi Ouzou).



**Figure (5.7) :** Sortie du modèle ALADIN pour le 28 avril et le 7 Juin 2012 (concentration importante en particule de sable dans la région de Tizi Ouzou).

**Discussion:**

Ce qu'on a vu dans ce dernier chapitre, nous a permis de nous familiariser avec les nouveaux instruments de télédétection acquis au laboratoire LAMPA (le mini Lidar et le photomètre solaire), la manière d'utiliser leurs données et la façon d'interpréter les résultats.

La première application nous a montré que, la distribution des aérosols n'est pas homogène le long de la verticale. La concentration la plus importante d'aérosols se situe dans la couche limite atmosphérique, elle est de type majoritairement grossier.

Après comparaison entre les variations de l'épaisseur optique en fonction du temps et celles de la température aux mêmes instants, on a constaté que les aérosols se trouvant dans la région de Tizi Ouzou ont un impact radiatif négatif.

Enfin, comme point final, on a pu isoler la concentration de la particule de sable par rapport à la concentration totale des aérosols.

# Conclusion générale

### Conclusion générale

Dans ce travail, on a présenté en premier lieu, des généralités sur l'atmosphère qui nous ont permis d'apprendre les notions sur la composition de celle-ci, ainsi que les différents mouvements qui brassent l'air atmosphérique dans des sens divers, ce qui provoque la dispersion des constituants dans l'atmosphère. Parmi ces constituants, on s'est intéressé particulièrement aux aérosols atmosphériques. Nous avons étudié leurs propriétés microphysiques et optiques, qui permettent de déterminer l'interaction du rayonnement lumineux avec ces particules et l'impact radiatif de celles-ci.

En deuxième lieu et dans le but d'étudier les différents constituants atmosphériques, nous avons étudié et utilisé des instruments de sondage appropriés à savoir le Mini Lidar CE 370-2 et le photomètre solaire CE 318.

Après l'analyse et l'observation des données de ces instruments, nous avons déduit que les aérosols présents dans la région de Tizi Ouzou diffusent le rayonnement solaire. Ce qui nous a permis de dire qu'ils ont un impact radiatif négatif. Ils refroidissent la terre. Nous avons déduit aussi que les aérosols de cette région, sont essentiellement : des sulfates, des Nitrates, du carbone organique, des sels marins, des poussières désertiques (la particule de sable), des poussières minérales et des débris végétaux.

Enfin, nous avons développé 3 applications:

- une première application pour déterminer l'épaisseur optique pour chaque couche de l'atmosphère avec un pas de 15m en utilisant l'algorithme itératif d'inversion, ce qui nous a permis de déterminer le profil vertical d'extinction des aérosols contenu dans chacune des couches. Une comparaison entre le profil vertical de cette distribution avec la distribution en taille des aérosols nous a permis de montrer que la majorité des aérosols situés dans la couche limite atmosphérique de la région de Tizi Ouzou sont de type grossier.

- Une deuxième application consiste à étudier la relation entre les températures de surface et les épaisseurs optiques des aérosols. Nous avons aussi pu montrer que l'épaisseur optique évaluée de manière inverse à la température.

- Dans une troisième application nous nous sommes intéressés aux particules de sable présentes dans l'atmosphère. Pour ce fait nous avons utilisé les données du photomètre aussi

## Conclusion générale

---

que les sorties du modèle météorologique ALADIN. Nous avons pu montrer que ces particules sont présentes dans la région de Tizi Ouzou notamment lors de la présence du vent

Tous ces résultats montrent que l'atmosphère en dessus de la région de Tizi Ouzou contient des aérosols de différents types et de différentes tailles et que ces derniers contribuent au refroidissement de la région.

Néanmoins le nombre de données et la durée de leur collection est très insuffisants pour estimer avec précision acceptable l'impact de ces aérosols sur le bilan radiatif, cependant on peut affirmer qu'une tendance forte a été décelée et que notre région au vu de son environnement et des activités industrielles est sujette à des perturbations climatiques.

# **Bibliographie**

### **Bibliographie**

Christophe VERHAEGE. Restitution de l'indice de réfraction complexe et la granulométrie d'une population de particules sphériques à partir de l'indicatrice de diffusion de la lumière. Thèse de Doctorat 2008.

Didier Tanré, Philippe Goloub. Mise au point d'un photomètre multi-spectral embarqué sur avion (PLASMA) : participation et analyse de campagnes de mesures. 2008.

G. Mergie. Applications des lasers à l'étude de l'atmosphère. Revue de physique appliquée. 1978.

Jean Pierre Cariou, Laurent Sauvage. Les Lidars atmosphériques. Parc Club Université.

Juan Eduardo CUESTA. Caractérisation des aérosols atmosphériques en ile de France : Contribution locale et Transport à longues distances. Thèse de Doctorat 2006.

Juan CUESTA. Les aérosols atmosphériques observés par le lidar et ses synergies instrumentales. Institut Pierre Simon Laplace.

Marilyne TOMBETTE. Modélisation des aérosols et de leurs propriétés optiques sur l'Europe et l'Ile de France : validation, sensibilité et assimilation de données. Thèse de doctorat 2007

M. Chaâbane, F. Elleuch, M. Masmoudi et K. Medhioub. Caractérisation d'un photomètre solaire conçu pour l'étude des propriétés optiques des aérosols atmosphériques. Tunisie 2007.

M-L. Chanin. Le rôle des Lidars dans l'étude de l'atmosphère. Service d'Aéronomie du CNRS, France.

## Bibliographie

---

OPERATION MANUAL. Cloud and aérosol MICRO-LIDAR. CIMEL ADVANCED MONITORING.

P. Goloub. Les aérosols, acteurs du climat, leurs impacts sur la qualité de l'air. Caractérisation et surveillance par télédétection sol et spatial. LOA université de Lille /CNRS.

Pierre H. Flamant. Lidar atmosphérique 1<sup>ère</sup> partie. Ecole polytechnique, Palaiseau.

VIATTE Camille, Patrick CHAZETTE. Etude de l'impact radiatif des aérosols dans la couche limite planétaire. M2 CIE 2007.

Victor FERREIRA. Inversion de spectres infrarouges en émission thermique de la base atmosphérique terrestre enregistrés sous ballon par transformée de Fourier en visée au nadir : préparation de la mission spatiale LASI. Thèse de Doctorat 2005.

<http://aeronet.gsfc.nasa.gov>

<http://eduscol.education.fr>

<http://fr.wikipedia.org>

<http://media4.obspm.fr>

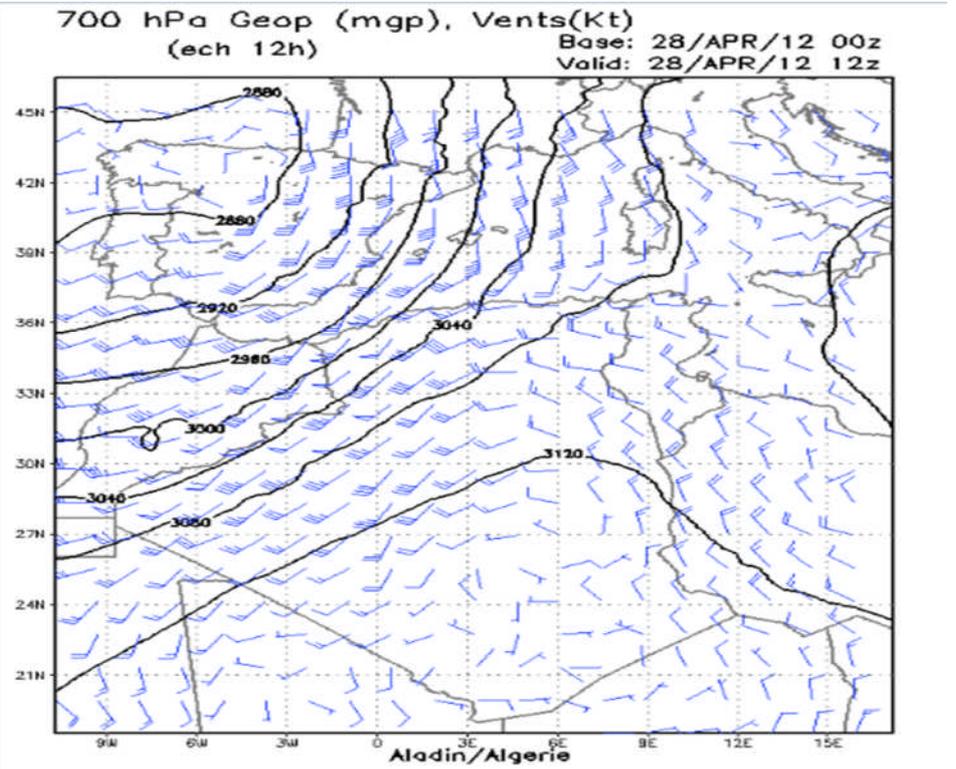
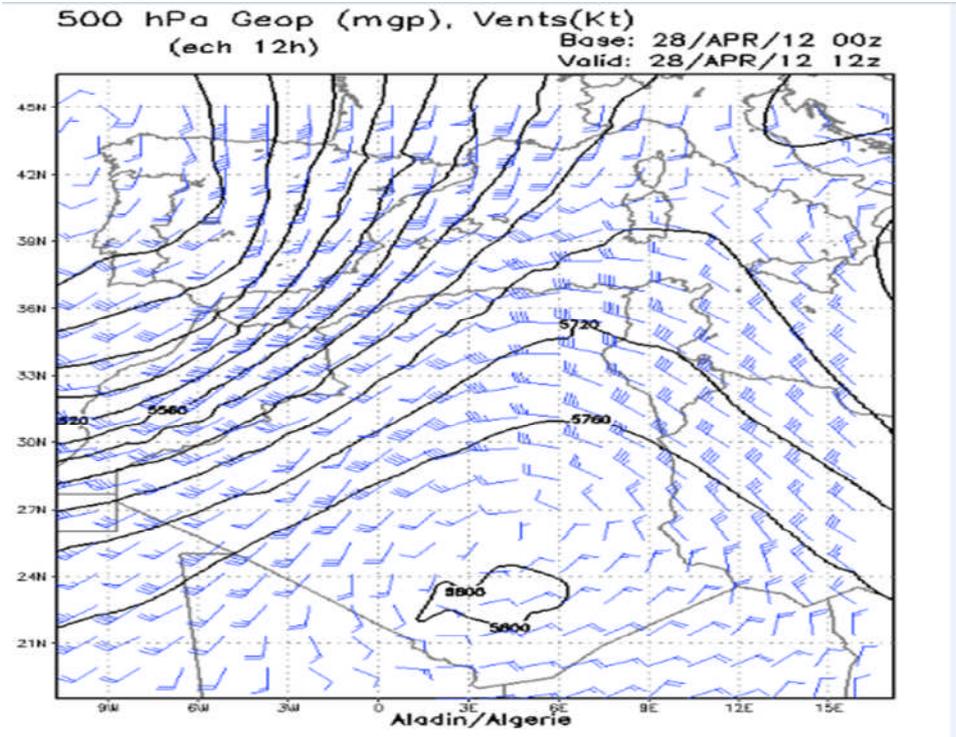
<http://translate.google.com>

<http://www.cimel.fr>

<http://www-loa.univ-lille1.fr>

# **Annexes**

# Annexes



# Annexes :

