



---

# **Préparation du MIcroLidar Aérosols Nuages (MILAN) en vue de la campagne en Alaska**

---

Zoé Rey

Sous la direction de François Ravetta

# Table des matières

<b>1</b>	<b>Introduction</b>	<b>3</b>
<b>2</b>	<b>Etudier l'atmosphère avec un lidar rétrodiffusion</b>	<b>3</b>
2.1	Le système lidar . . . . .	4
2.2	Les molécules, les aérosols et les nuages . . . . .	4
<b>3</b>	<b>Les données du lidar MILAN</b>	<b>5</b>
3.1	Les caractéristiques du lidar MILAN . . . . .	5
3.2	L'équation lidar . . . . .	6
3.3	Inconnues de l'équation lidar . . . . .	8
<b>4</b>	<b>Etalonnage du signal rétrodiffusé</b>	<b>8</b>
4.1	Le profil Rayleigh . . . . .	8
4.2	Calcul de la constante instrumentale . . . . .	9
4.3	Calcul de la fonction de recouvrement . . . . .	10
4.4	Robustesse de la méthode . . . . .	11
<b>5</b>	<b>Détermination des propriétés optiques des aérosols à l'aide du signal rétrodiffusé</b>	<b>12</b>
5.1	Inversion du signal selon la méthode de Fernald-Klett . . . . .	12
5.2	Observables géophysiques caractérisant les particules . . . . .	13
<b>6</b>	<b>Conclusion et perspectives</b>	<b>15</b>
<b>A</b>	<b>Tableau récapitulatif des profils utilisés pour déterminer la constante instrumentale pour les 2 voies parallèles</b>	<b>17</b>
<b>B</b>	<b>Inversion du signal rétrodiffusé</b>	<b>17</b>
<b>C</b>	<b>Calcul du profil Rayleigh</b>	<b>18</b>

# 1 Introduction

Tout commence par une passion pour les régions polaires. Enfant, je rêvais déjà d'aller voir ces endroits particuliers aux extrémités de notre planète. En grandissant, j'ai décidé de faire des études de climatologie et météorologie, afin de concilier mon attrait pour les sciences et ces régions. Après avoir obtenu une licence de Physique au Parcours Spécial de l'Université Paul Sabatier à Toulouse, je me suis dirigée vers un master Sciences de l'Océan de l'Atmosphère et du Climat à la Sorbonne Université, à Paris. Au cours de ce master, j'ai découvert les laboratoires membres de l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL).

Cet institut regroupe 9 laboratoires ayant pour but de comprendre les processus dynamiques, chimiques et biologiques à l'œuvre dans les océans et dans l'atmosphère, le changement climatique et sa variabilité naturelle ainsi que d'étudier l'environnement des planètes et des petits corps du système solaire. Cette année, en première année de master, je réalise un stage de 3 mois et demi au Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales, le LATMOS, membre de l'IPSL. Cette unité mixte de recherche est constituée de plusieurs départements de recherche. Mon stage s'effectue au sein du département troposphère (TROPO), spécialisé dans l'étude des processus physico-chimiques qui caractérisent la troposphère et la couche limite.

L'activité de recherche au sein de l'équipe TROPO s'appuie en particulier sur des mesures par télédétection active à l'aide de lidars (LIght Detection And Ranging). Les lidars sont des profileurs utilisés ici pour étudier les différents composants de l'atmosphère. Le LATMOS possède plusieurs types de lidars, dont un microlidar basé à Paris, dénommé MILAN (MIcroLidar Aérosols Nuages) utilisé pour suivre le contenu en nuages et aérosols dans la basse troposphère et la couche limite atmosphérique urbaine. Le lidar MILAN émet à 2 longueurs d'onde : 532 et 808nm. La comparaison des données entre ces deux longueurs d'onde fournit des données sur les tailles des particules. De plus, il est composé d'un système de dépolarisation donnant des informations sur la forme des particules.

L'année prochaine, ce lidar va être déployé en Alaska, à Fairbanks, pour la mission ALPACA (Alaskan Pollution Arctic Chemistry-Climate Analysis). Cette mission est dédiée à l'étude des sources locales et distantes, de la formation et de la dispersion des aérosols en Arctique durant l'hiver. Le lidar MILAN sera utilisé en autre, pour évaluer le rôle de la dynamique de la couche limite atmosphérique sur la dispersion des aérosols. Mon stage a pour objectif d'optimiser le lidar MILAN cette campagne. En effet, il faut vérifier que les réglages du lidar permettent d'étudier par la suite les propriétés optiques des aérosols. Il faut également étalonner le système en déterminant la constante instrumentale du système.

Ce rapport explique le travail réalisé sur la calibration du lidar MILAN. La deuxième section est consacrée à une présentation du système lidar et des différents composants de l'atmosphère. La troisième partie traite du fonctionnement du lidar et présente l'équation lidar. Cette équation permet d'expliquer dans la partie suivante les corrections à apporter et l'étalonnage du signal. Enfin, la cinquième section est dédiée à la détermination des propriétés optiques des aérosols grâce au signal lidar. Cela amènera à une conclusion où seront exposées les perspectives du travail.

# 2 Etudier l'atmosphère avec un lidar rétrodiffusion

Le lidar est un instrument de télédétection utilisé pour caractériser l'atmosphère. Le lidar fonctionne comme un radar mais au lieu d'émettre des ondes radio (quelques mm à une dizaine de m), il va émettre un faisceau laser (de 300 à 1000 nm) qui va interagir avec l'atmosphère. Il permet par exemple de détecter les nuages et les aérosols qui jouent un rôle important en météorologie, climatologie, qualité de l'air.

## 2.1 Le système lidar

Le système lidar est un système à 2 canaux : un canal d'émission et un canal de réception. L'émetteur est un laser qui émet au nadir (à la verticale) à travers l'atmosphère. Les photons émis par ce laser vont interagir avec les composants de l'atmosphère. En effet, il existe plusieurs processus d'interactions rayonnement-particule fine : la matière peut transmettre le rayonnement, le diffuser et encore l'absorber. C'est le processus de diffusion qui est étudié ici, l'absorption étant négligée. La fraction du rayonnement qui est diffusée dans la direction d'où elle provient est appelée rétrodiffusion. Cette partie va être récupérée par le récepteur grâce à un télescope placé à côté de l'émetteur. Le télescope est appareillé à un photomultiplicateur qui transforme la quantité de photons reçue en signal électrique.

En traversant les différentes couches de l'atmosphère, le rayonnement laser va tout d'abord interagir avec les molécules présentes. La voie réceptrice va donc toujours recevoir la rétrodiffusion due aux molécules de l'atmosphère. Ce phénomène est nommé diffusion Rayleigh. En plus des molécules, le rayonnement peut être diffusé par des particules plus grosses. Le récepteur va alors recevoir ponctuellement de la rétrodiffusion due à des couches de nuages et/ou des aérosols. Compte tenu de la taille des particules, ce processus suit en première approximation la diffusion Mie. Le signal reçu a donc une partie provenant de la diffusion Rayleigh et une partie provenant de la diffusion Mie. Quand le rayonnement laser rencontre un nuage, l'épaisseur du nuage va entraîner de la diffusion multiple.

Le signal rétrodiffusé obtenu est bruité pour les hautes altitudes, saturé pour de faibles altitudes et dépend de la géométrie du système. Nous verrons par la suite comment tenir compte de ces perturbations le signal pour le rendre exploitable. Par ailleurs, le signal reçu par temps de pluie, de brouillard ou d'orage est quasiment inexploitable. En effet, un brouillard très dense atténue énormément le signal et la diffusion par toutes les gouttelettes de pluie bruitent beaucoup le signal. Il s'agit d'un désavantage important par rapport à la plupart des radars qui ne sont pas gênés par la météo mais qui ne peuvent pas détecter des objets aussi petits que des aérosols.

## 2.2 Les molécules, les aérosols et les nuages

L'analyse du signal rétrodiffusé permet de remonter à la présence et la caractérisation des nuages et aérosols et également d'étudier les propriétés de la couche limite atmosphérique.

Les gaz majoritaires,  $N_2, O_2, Ar$  représentent 99% de la composition de l'atmosphère. Le reste correspond aux gaz traces avec les gaz à effet de serre tels que  $CO_2, CH_4, H_2O, O_3$ . La taille de ces molécules est de l'ordre de 0,1 nm comme représenté sur la figure 2 et leur densité diminue avec l'altitude. La connaissance des réactions chimiques et de la concentration de ces composants est importante pour étudier les enjeux climatiques.

Par exemple, l'ozone stratosphérique est un gaz à effet de serre qui absorbe les rayonnements ultra violetts du soleil, nocifs pour la plupart des êtres vivants. Il joue donc un rôle bénéfique. Par contre, la formation d'ozone troposphérique cherche à être limitée car il s'agit d'un polluant nocif pour la santé et la végétation. Il se forme dans la couche limite atmosphérique via des réactions chimiques entre le rayonnement solaire, l'oxyde d'azote et des composés organiques volatils. Il est donc important d'obtenir des informations sur les molécules présentes dans l'atmosphère à différentes altitudes car les enjeux sont également différents.



FIGURE 1 – Photographie du micro lidar MILAN avec le boîtier ouvert.

Les aérosols sont des particules fines d'une taille allant de 1 nm à 1 µm en suspension dans l'atmosphère. Ils peuvent être d'origine naturelle ou anthropique. L'érosion, les feux de forêts, les éruptions volcaniques et la végétation forment différents types d'aérosols : des poussières minérales, des composés carboniques, des cendres, des composés organiques volatils. Les sources anthropiques d'aérosols sont liées à l'industrie, la combustion, l'agriculture, le trafic et autres. Ces émissions d'aérosols peuvent former des particules trop fines pour être filtrées par les voies respiratoires humaines. Elles ont alors un impact nocif sur la santé et leur concentration est particulièrement surveillée dans les grandes agglomérations comme Paris. Tous les aérosols atmosphériques sont classés comme étant cancérogènes pour l'homme.

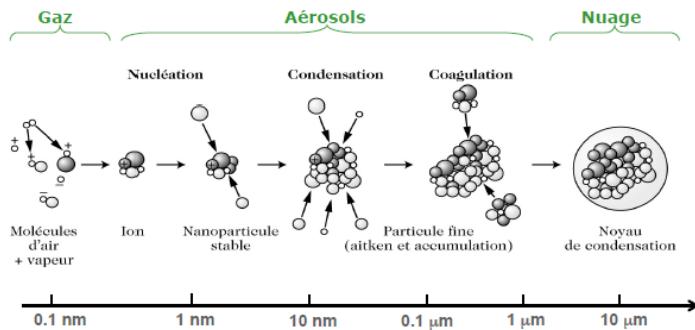


FIGURE 2 – Taille des différents composants de l'atmosphère

Les aérosols atmosphériques jouent un rôle important sur le climat. Ils modifient le bilan radiatif de la Terre en diffusant et absorbant le rayonnement solaire. En effet, le rayonnement solaire va être dévié dans toutes les directions lors d'une rencontre avec ces petites particules, ce qui va avoir tendance à refroidir le climat. En revanche, l'absorption du rayonnement solaire par les aérosols conduit à un réchauffement. De plus les aérosols influent sur le cycle de l'eau. Des concentrations importantes en aérosols peuvent former des noyaux de condensation ou de glaciation. Les noyaux de condensation sont des particules sur lesquelles la vapeur d'eau contenue dans l'air peut se déposer pour former une gouttelette. Les aérosols favorisent donc la formation des nuages et des précipitations.

Les nuages sont principalement composés d'eau, sous forme liquide ou solide. Ils jouent un rôle important en météorologie et sur le climat à long terme notamment pour l'étude de l'équilibre radiatif global. Les nuages peuvent avoir tendance à réchauffer (effet de serre) ou refroidir (effet parasol) la surface, en fonction de l'altitude où ils se trouvent et de leur morphologie.

### 3 Les données du lidar MILAN

Les profils obtenus par les lidars sont essentiels pour caractériser les couches de l'atmosphère. Selon le type de lidar utilisé, des informations sont acquises sur, par exemple, la hauteur et la température des différentes couches, la concentration en aérosols, leur taille et leur forme, la vitesse des nuages. Nous nous intéressons ici au microlidar MILAN, utilisé pour étudier les particules de la basse troposphère.

#### 3.1 Les caractéristiques du lidar MILAN

Le lidar MILAN se trouve sur les toits de la Sorbonne Université, depuis 2017, enregistrant des données sur les nuages et aérosols de la basse troposphère parisienne. Il va être déployé en Alaska 2020 pour la mission ALPACA.

Le lidar MILAN fonctionne à 2 longueurs d'ondes, 532 et 808 nm, il a donc 2 canaux d'émission et 2 canaux de réception. La longueur d'onde utilisée par le lidar dépend des propriétés des objets que l'on souhaite observer. Pour observer des aérosols, les lidars fonctionnent généralement

entre 400 et 1000 nm. En effet, l'efficacité de diffusion à une longueur d'onde donnée est maximale quand la taille de l'objet est du même ordre de grandeur que la longueur d'onde. Le fait que le lidar MILAN soit bi longueur d'onde permet d'obtenir des informations supplémentaires sur la taille des particules.

De plus, le faisceau lumineux est émis au zenith par impulsion de quelques nanosecondes, toutes les 50ms. En effet, afin de garder l'information sur l'altitude d'une éventuelle couche d'aérosols ou de nuage observée, les impulsions permettent de définir  $\Delta t$  entre un temps initial et un temps de réception du signal. Les photons se déplaçant à la vitesse de la lumière  $c$ , l'altitude de l'objet est alors égale à  $\Delta z = c\Delta t/2$ .

Enfin, à l'émission, les faisceaux du lidar MILAN sont également polarisés, permettant de séparer les composantes parallèles et croisées du rayonnement lumineux. La dépolarisation de la lumière est liée à la forme de l'objet diffusant. Le lidar MILAN est composé de 4 voies de réception :

- voie1 : 532 nm parallèle, longueur d'onde dans le vert
- voie2 : 532 nm croisée
- voie3 : 808 nm parallèle, longueur d'onde dans le rouge
- voie4 : 808 nm croisée

La figure 3 est un exemple de profil atmosphérique au-dessus de la Sorbonne Université réalisé avec le lidar MILAN avec la voie 1, à 532 nm. L'intensité du signal rétrodiffusé est représentée en fonction de l'altitude en ordonnée, pour le 12/02/2018, avec une moyenne du signal de 8h à 8h40 UT. Le temps est toujours exprimé en unité de temps universel ce qui signifie que, pour Paris, il faut rajouter 2h en été et 1h en hiver pour obtenir l'heure locale. Le signal est particulièrement élevé sur le premier km, témoignant de la présence d'une couche de particules. Pour des altitudes supérieures, la rétrodiffusion ne provient plus que de la diffusion Rayleigh. La rupture de pente vers 2 km correspond à peu près au sommet de la couche limite. Le signal devient bruité pour les hautes altitudes. Sur les 500 premiers mètres, le signal décroît rapidement vers zéro. Ce phénomène, non physique, est dû à un problème de géométrie du système.

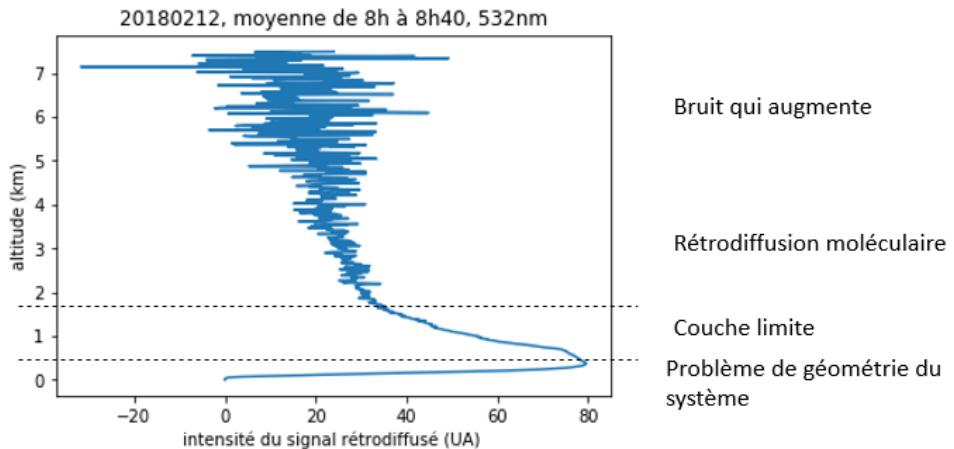


FIGURE 3 – Intensité du signal de la voie 1 en fonction de l'altitude, le 12/02/2018.

### 3.2 L'équation lidar

Suivant la présentation de F.G Fernald [4], l'équation lidar s'écrit :

$$S_\lambda(z) = K_\lambda \cdot O_\lambda(z) \cdot \beta_\lambda(z) \cdot T_\lambda(z)^2 + FC \quad (1)$$

Avec

- $S_\lambda(z)$  le signal rétrodiffusé reçu par le récepteur optique en fonction de l'altitude  $z$  à une longueur d'onde donnée, exprimé en unité arbitraire. L'altitude 0 correspond à l'altitude de réception du signal rétrodiffusé.
- $K_\lambda$  la constante du système à déterminer.
- $O_\lambda(z)$  la fonction de géométrie, aussi appelé fonction de recouvrement qui traduit le fait qu'émetteur et récepteur ont des champs de vision différents. En effet, l'émetteur et le récepteur du système sont placés côté à côté et ont un champ de vision plus ou moins divergent. Pour de très faibles altitudes, leur champ de vision respectif ne se recouvrent pas, la fonction de géométrie vaut alors 0. Pour de plus hautes altitudes, les champs de visions vont commencer à se superposer, puis à se recouvrir totalement. La fonction de géométrie est alors égale à 1, cf figure 4.

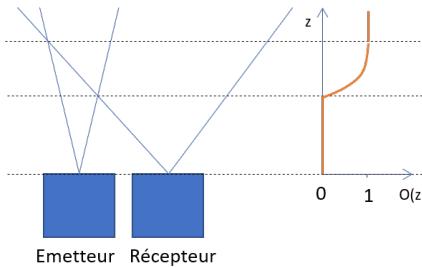


FIGURE 4 – Schéma explicatif du recouvrement entre émetteur et récepteur. Ce recouvrement dépend de la divergence de l'émetteur et du récepteur. La fonction vaut 0 pour de faibles altitudes quand les deux faisceaux ne se croisent pas, puis 1 quand ils finissent par se recouvrir totalement.

- $\beta_\lambda$  le coefficient de rétrodiffusion. Il représente la proportion de rayonnement diffusé vers l'arrière par unité d'angle solide et par unité de longueur de l'élément diffusant. Il est obtenu pour un angle zénithal de  $180^\circ$ . Il s'exprime en  $m^{-1}.sr^{-1}$  et se développe en une partie de rétrodiffusion due aux molécules et une partie de rétrodiffusion due aux aérosols.

$$\beta_\lambda(z) = \beta_\lambda^{Ray}(z) + \beta_\lambda^{Aer}(z) = n^{Ray}(z) \left( \frac{\partial^2 \sigma_\lambda^{Ray}}{\partial \Omega^2} \right)_{180^\circ} + n^{Aer}(z) \left( \frac{\partial^2 \sigma_\lambda^{Aer}}{\partial \Omega^2} \right)_{180^\circ}$$

Où  $n^i(z)$  représente la concentration en  $m^{-3}$  et  $\sigma_\lambda^i$  la section efficace en  $m^2$  pour  $i = Ray, Aer$ .

- $T_\lambda(z)$  la transmission. Il s'agit de la fraction du rayonnement traversant une couche. Elle est à la puissance 2 dans l'équation lidar car le trajet est aller-retour. Elle prend des valeurs de 0 à 1 et s'exprime en fonction du coefficient d'extinction de diffusion  $\alpha_\lambda$  ( $m^{-1}$ ) ou de l'épaisseur optique  $\tau_\lambda$ ,

$$T_\lambda(z) = \exp(-\tau_\lambda(z)) = \exp \left( - \int_{z_0}^z \alpha_\lambda(z) dz \right)$$

Avec  $\alpha_\lambda(z) = \alpha_\lambda^{Ray}(z) + \alpha_\lambda^{Aer}(z) = \sigma_\lambda^{Ray} \cdot n_\lambda^{Ray} + \sigma_\lambda^{Aer} \cdot n_\lambda^{Aer}$

- $FC$  correspond au bruit de fond, communément appelé 'fond de ciel'. Il provient du flux solaire et du bruit créé par le récepteur. En effet, le récepteur ne reçoit pas que des photons provenant de la rétrodiffusion du faisceau laser. Il reçoit également des photons provenant du soleil ou d'autres diffusions. Cela crée un bruit particulièrement important de jour. Le signal reçu sera donc plus bruité de jour que de nuit.

L'équation (1) est valable uniquement si la diffusion multiple est très faible devant la diffusion simple. En effet, une valeur élevée du signal rétrodiffusé doit pouvoir être attribuée à une seule couche de nuage ou d'aérosol présent à une certaine altitude. Le phénomène de diffusion multiple a pour effet d'augmenter l'intensité du signal rétrodiffusé car le récepteur va recevoir plus de photons, mais cette augmentation ne sera pas due à un effet détecté localement. On cherche en général à

éviter toute diffusion multiple. C'est également pourquoi il n'est pas possible d'utiliser des champs de vision très divergents pour l'émetteur et le récepteur. Cela permettrait d'être affranchi de la géométrie du système, mais laisserait la place à des diffusions multiples faussant le signal reçu par la suite.

### 3.3 Inconnues de l'équation lidar

L'équation lidar écrite sous la forme de l'équation (1) se compose de plusieurs termes (le fond de ciel, la fonction de géométrie et la constante instrumentale) qui peuvent être déterminés pour simplifier l'équation. Le détail du calcul de ces paramètres est expliqué dans la partie suivante. En effet, seul le coefficient de rétrodiffusion et la transmission sont des variables pertinentes pour étudier les propriétés optiques des particules. On cherche donc à travailler sur un signal corrigé, de la forme suivante :

$$S_{\text{corrigé}, \lambda}(z) = (\beta_\lambda^{\text{Ray}}(z) + \beta_\lambda^{\text{Aer}}(z)) \cdot T_\lambda^{\text{Aer}^2}(z) \cdot T_\lambda^{\text{Ray}^2}(z) \quad (2)$$

Le coefficient de rétrodiffusion moléculaire  $\beta_\lambda^{\text{Ray}}$  et la transmission moléculaire  $T_\lambda^{\text{Ray}}$  peuvent être déterminés en fonction de l'altitude avec la théorie de Rayleigh. Cependant, ce n'est pas le cas des termes de diffusion dus aux aérosols. Pour calculer les propriétés optiques des aérosols, la méthode d'inversion backward de Fernald [4] et Klett [6] est utilisée. Cette méthode développée en annexe page 17, est basée sur la résolution d'une équation différentielle de Bernoulli de second ordre et permet d'obtenir le coefficient de rétrodiffusion des aérosols.

Une fois le coefficient de rétrodiffusion aérosol déterminé, il est possible de remonter à la transmission des aérosols. Pour cela, il faut d'abord calculer le coefficient d'extinction des aérosols  $\alpha_\lambda^{\text{Ray}}$  et supposer que la valeur du lidar ratio particulière est connue. Le lidar ratio est défini comme le rapport entre le coefficient de rétrodiffusion et le coefficient d'extinction de diffusion. En moléculaire nous avions  $\alpha_\lambda^{\text{Ray}}(z) = \beta_\lambda^{\text{Ray}}(z) \cdot LR^{\text{Ray}}$ , avec un lidar ratio moléculaire égal à  $\frac{8\pi}{3} \text{ sr}$ . En considérant les coefficients liés aux aérosols, la même relation peut être écrite :

$$\alpha_\lambda^{\text{Aer}}(z) = \beta_\lambda^{\text{Aer}}(z) \cdot LR^{\text{Aer}} \quad (3)$$

La valeur du lidar ratio pour les aérosols est choisie égale à 40 sr pour le lidar MILAN. Cette valeur dépend du type d'aérosol étudié. Par exemple, des aérosols continentaux ont un lidar ratio de 40 à 80 sr en fonction de l'humidité du milieu.

## 4 Etalonnage du signal rétrodiffusé

Le signal lidar donne des informations sur les propriétés optiques des aérosols et des nuages à travers la transmission et le coefficient de rétrodiffusion. Les longueurs d'onde utilisées donnent des indications sur la taille des particules. Cependant, pour avoir accès à ces informations, il faut auparavant déterminer le fond de ciel  $FC$ , la constante instrumentale  $K_\lambda$  et la fonction de géométrie  $O_\lambda$ .

### 4.1 Le profil Rayleigh

Avant d'inverser le signal rétrodiffusé pour déterminer les propriétés géophysiques de l'atmosphère, il est nécessaire de faire plusieurs corrections. La première correction consiste à enlever le fait que pour des mesures de jour le récepteur va recevoir des photons provenant directement du soleil. Etant donné que seule la diffusion due aux nuages ou aérosols est étudiée, il est nécessaire de soustraire au signal reçu la partie provenant de la lumière du jour. C'est ce qu'on appelle le fond de ciel. Le fond de ciel, noté  $FC$ , est calculé régulièrement au cours de la journée en faisant une mesure avec le photomètre sans que le laser ne fonctionne. A partir du signal reçu, équation (1), le PR2 c'est-à-dire le signal soustrait du fond de ciel, est calculé et utilisé pour toute la suite de l'analyse du signal. Les fichiers de données MILAN donnent directement le PR2 pour les 4 voies en fonction de l'altitude.

$$PR2_\lambda(z) = (S_\lambda(z) - FC) = K_\lambda \cdot O_\lambda(z) \cdot \beta_\lambda(z) \cdot T_\lambda^2(z) \quad (4)$$

Par ailleurs, il faut s'assurer que sur des couches où il n'y a ni nuage ni aérosol, le signal correspond au profil Rayleigh. En effet, sans nuage ni aérosol, le signal reçu provient juste de la rétrodiffusion moléculaire :

$$R_\lambda(z) = \beta_\lambda^{Ray} \cdot T_\lambda^{Ray^2} \quad (5)$$

Pour le calcul du profil Rayleigh, les équations et les valeurs des paramètres donnés par Bucholtz [3] ont été choisis. Les profils de pression et de température nécessaires au calcul proviennent du modèle de l'atmosphère standard internationale (ISA). Le détail du calcul est disponible en annexe, page 18.

Le calcul du profil Rayleigh est essentiel pour s'assurer que le lidar est bien aligné et pour déterminer la valeur de la constante d'appareil du lidar. Sur des plages d'altitudes purement moléculaires, le signal doit avoir la même pente que le profil Rayleigh. Cela permet de vérifier l'alignement du système. Par ailleurs, il permet également de déterminer la constante du système. En effet, le profil Rayleigh et le PR2 obtenu par le lidar sur une zone supposée moléculaire sont égaux à la constante instrumentale près. La partie suivante explique comment obtenir cette constante.

## 4.2 Calcul de la constante instrumentale

Pour déterminer la constante instrumentale, des profils quand le ciel est clair, sans nuages ni aérosols (pluie le jour précédent) sont utilisés, pendant la nuit de façon à ce que la couche limite soit peu développée. Avec ces hypothèses les termes liés aux aérosols dans l'équation du lidar sont éliminés. La diffusion se fait alors uniquement par les molécules d'air.

La première partie consiste à lire les données de chaque voie. Ces données sont moyennées sur 40 min afin d'avoir des signaux moins bruités. Ensuite, les profils de pression et température avec le modèle ISA sont calculés pour déterminer le Rayleigh à 808 nm et 532 nm. Dans un premier temps, la fonction de recouvrement n'est pas prise en compte, cette fonction valant 1 après les premières kilomètres. Le rapport entre le signal rétrodiffusé et le Rayleigh à une altitude où l'on ne suppose qu'il n'y a pas de particule ( $z_{moléculaire}$ ), donne alors une première idée de la constante instrumentale du système :

$$K_{1,\lambda} = \left. \frac{PR2_\lambda(z)}{R_\lambda(z)} \right|_{z=z_{moléculaire}}$$

Le signal rétrodiffusé étant assez bruité, une moyenne est utilisée autour d'une zone d'altitude purement moléculaire. Généralement, il faut que cette plage d'altitude soit suffisamment haute pour éviter qu'il n'y ait des aérosols (au-dessus des 5 premiers kilomètres) sans non plus être trop élevée car le signal devient alors trop bruité et tend vers zéro. Généralement, la moyenne du rapport entre le signal rétrodiffusé et le Rayleigh est faite entre 6 et 8km, tout en vérifiant que cette zone est bien sans aérosols. En effet, des couches d'aérosols et des nuages peuvent parfois se trouver à ces hautes altitudes, rejetant l'hypothèse de molécules uniquement.

A ce stade, la constante du système a été déterminée en supposant un profil purement moléculaire. Or en région parisienne, la pollution atmosphérique est telle que cela forme constamment une couche d'aérosol près de la surface. C'est pourquoi, en région urbaine, il faut apporter une autre correction due aux aérosols. La constante est donc calculée une seconde fois en corrigeant par la transmission liée aux aérosols sur les premiers kilomètres. Le signal rétrodiffusé s'écrit maintenant sous la forme  $PR2_\lambda(z) = K_{2,\lambda} \cdot O_\lambda(z) \cdot R_\lambda(z) \cdot T_\lambda^{Aer^2}$ .

L'estimation de cette transmission due aux aérosols est faite en calculant l'épaisseur optique des aérosols de l'altitude 0 à la hauteur de la couche limite atmosphérique (HCLA) :

$$\tau_\lambda^{Aer}|_{CLA} = \int_0^{HCLA} \alpha_\lambda^{Aer}(z) dz$$

Afin de travailler avec le coefficient de rétrodiffusion plutôt que le coefficient d'extinction des

aérosols, la relation (3) est utilisée, avec un lidar ratio particulaire de 40 sr :

$$\tau_{\lambda}^{Aer}|_{CLA} = LR^{Aer} \cdot \int_0^{HCLA} \beta_{\lambda}^{Aer}(z) dz$$

De plus, pour simplifier le calcul de l'intégrale, on considère que le coefficient de rétrodiffusion est indépendant de l'altitude. L'intégrale de 0 à HCLA est alors approximée par un rectangle ayant pour hauteur  $\beta_{\lambda}^{Aer}(zmax)$  et comme largeur  $ztop$ . Avec  $zmax$  l'altitude du maximum du signal rétrodiffusé et  $ztop$  l'altitude correspondant au maximum du signal soustrait du Rayleigh à  $zmax$  divisé par 2, comme montré sur la figure 5.

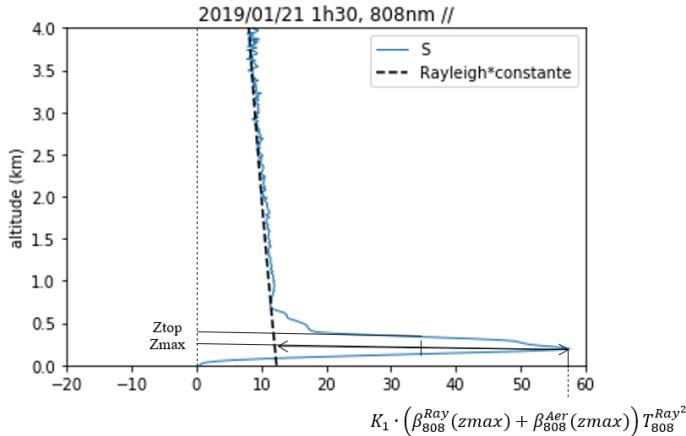


FIGURE 5 – Signal rétrodiffusé corrigé de  $K_1$ , le 21/01/2019 à 1h30.  $zmax$  correspond à l'altitude du maximum du signal.  $ztop$  est l'altitude correspondant au maximum du signal soustrait du Rayleigh divisé par 2.

Pour calculer la valeur de  $\beta_{\lambda}^{Aer}(zmax)$ , on suppose qu'à  $zmax$ , la transmission des aérosols est égale à 1 :

$$PR2_{\lambda}(zmax) = K_{1,\lambda} \cdot (\beta_{\lambda}^{Ray}(zmax) + \beta_{\lambda}^{Aer}(zmax)) T_{\lambda}^{Ray^2}$$

La valeur du signal à  $zmax$  et le profil moléculaire étant connus, il est possible d'isoler et d'évaluer  $\beta_{\lambda}^{Aer}(zmax)$ , le coefficient de rétrodiffusion dû aux aérosols dans cette couche près de la surface.

Une estimation de la transmission due aux aérosols peut maintenant être déterminée avec la formule suivante, pour ensuite recalculer la constante du système et obtenir une valeur plus précise. La seconde valeur de la constante instrumentale diffère d'environ 10% de la première estimation.

$$T_{\lambda}^{Aer}|_{CLA} = \exp(-1 \cdot LR^{Aer} \cdot \beta_{\lambda}^{Aer}(zmax) \cdot ztop)$$

$$K_{2,\lambda} = \left. \frac{PR2_{\lambda}(z)}{R_{\lambda}(z) \cdot T_{\lambda}^{Aer^2}} \right|_{z=z_{moléculaire}}$$

### 4.3 Calcul de la fonction de recouvrement

Après avoir déterminé la constante du système, la fonction de recouvrement peut être calculée :

$$O_{\lambda}(z) = \frac{PR2_{\lambda}(z)}{K_{\lambda} \cdot R_{\lambda}(z)}$$

Pour faire ce calcul, un profil particulier est recherché sans couche de particules près de surface, ce qui permet d'avoir une correction sur les premiers kilomètres seulement due à la géométrie. Le profil du 26/12/2018 à 01h est utilisé. Ce calcul donne une fonction de recouvrement bruitée à partir de 250m. Pour remédier à cela, nous considérons que la fonction de recouvrement est de la

forme  $O(z) = c + (a \cdot \exp(-bx))$  avec  $a, b, c$  des réels. Ces paramètres sont calculés pour approcher la fonction quand celle-ci devient trop bruitée. Cette approximation permet également de vérifier que la fonction de géométrie tend bien vers 1 à partir d'une certaine altitude, ici vers 1 km, voir figure 6.

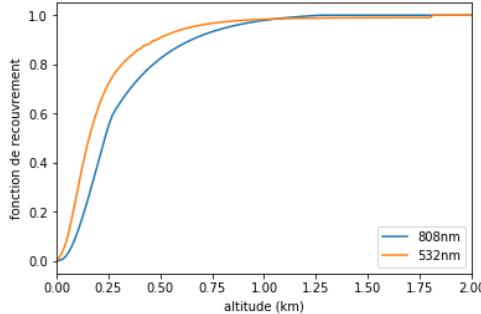


FIGURE 6 – Fonction de recouvrement,  $\lambda = 808, 532$  nm

Cette détermination empirique de la fonction de géométrie, en utilisant seulement 1 profil n'est pas très fiable. La fonction de recouvrement trouvée ne corrige pas assez le signal sur les 200 mètres près de la surface car le signal rétrodiffusé décroît. En effet, la couche de particules près de la surface est en première approximation homogène. Il n'y a pas de raison que la rétrodiffusion diminue pour les faibles altitudes. La correction apportée n'est pas suffisante. Ceci est due au fait qu'il y a probablement des couches de particules résiduelles restantes dans le profil utilisé. Les valeurs de la fonction de géométrie sur les 200 premiers mètres sont donc modifiées de manière à ce que le coefficient de rétrodiffusion aérosol soit constant. Il est également important de définir la zone d'aveuglement du système qui correspond aux altitudes où aucun signal n'est reçu. La zone d'aveuglement de ce système s'étend jusqu'à 75 m d'altitude.

Il faudra par la suite, mettre en oeuvre des méthodes différentes pour comparer avec la fonction de recouvrement calculée ici. Par exemple, il est possible de faire tirer le lidar à l'horizontale en supposant que le rayonnement traverse une couche homogène, ou encore de faire une intercomparaison avec un système déjà calibré.

#### 4.4 Robustesse de la méthode

Ainsi, le signal rétrodiffusé peut maintenant être corrigé de la géométrie et de la constante du système, donnant un signal exploitable pour déterminer les propriétés optiques des objets diffusants rencontrés dans l'atmosphère. Un exemple avant-après correction du signal est montré sur la figure 7. Le PR2 corrigé s'exprime en  $km^{-1} sr^{-1}$  :

$$PR2_{corrigé, \lambda}(z) = \frac{PR2_\lambda(z)}{O_\lambda(z) \cdot K_\lambda} = \beta_\lambda(z) \cdot T_\lambda(z)^2 \quad (6)$$

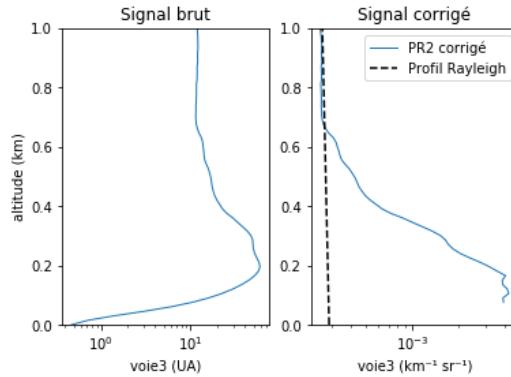


FIGURE 7 – Figure de gauche : PR2 en fonction de l’altitude. Figure de droite : PR2 corrigé de  $O_\lambda$  et  $K_\lambda$  et profil Rayleigh en fonction de l’altitude. Le 21/01/2019, signal de la voie 3 moyennée de 1h à 1h40. Le signal corrigé n’est pas représenté en dessous de 75 m car il s’agit de la zone d’aveuglement du système.

Plusieurs profils ont été utilisés pour calculer la constante instrumentale. Cela permet de constater que la constante varie peu d’un profil à l’autre. La valeur de la constante utilisée par la suite est la moyenne des constantes. Le tableau 1 indique les profils utilisés pour calculer la constante du système à 808 nm pour la voie parallèle. Le même tableau est disponible en annexe pour la voie 1, page 17.

Voie 3 : 808 parallèle				
Date (moyenne de 1h à 1h40)	Constante système 1 (e+04)	Transmission aérosols à ztop	Epaisseur optique particulaire à ztop	Constante système 2 corrigée de transmission aérosols (e+04)
2018/02/12	4,769	0,944	0,061	5,346
2018/06/23	4,855	0,982	0,018	5,037
2019/01/21	4,555	0,970	0,031	4,843
2019/02/14	4,689	0,998	0,002	4,708
2019/02/16	4,769	0,988	0,013	4,890
2019/02/27	4,804	0,966	0,034	5,143
2019/03/22	4,801	0,979	0,021	5,010
				<b>Moyenne</b>
				<b>4,997</b>
				<b>Médiane</b>
				<b>5,01</b>
				<b>Ecart-type</b>
				<b>0,194</b>

TABLE 1 – Tableau récapitulatif des grandeurs estimées et de la constante instrumentale à 808 nm.

## 5 Détermination des propriétés optiques des aérosols à l’aide du signal rétrodiffusé

Un fois le PR2 corrigé de la géométrie et de la constante du système, le signal est exploitable pour en tirer des informations sur les propriétés optiques des aérosols à l’aide d’observables géophysiques telles que l’indice de couleur, le coefficient d’Angström, le rapport de diffusion.

### 5.1 Inversion du signal selon la méthode de Fernald-Klett

L’équation lidar corrigée (6), peut s’écrire en fonction de termes moléculaires et aérosols sous la forme suivante :

$$PR2_{corrigé,\lambda}(z) = \left( \beta_\lambda^{Aer}(z) + \beta_\lambda^{Ray}(z) \right) \cdot T_\lambda^{Aer2}(z) \cdot T_\lambda^{Ray2}(z) \quad (7)$$

Pour étudier les propriétés optiques des aérosols, la méthode d'inversion backward développée par Fernald [4] et Klett [6] est utilisée, permettant d'obtenir le profil de rétrodiffusion  $\beta_\lambda^{Aer}(z)$  et l'épaisseur optique  $\tau_\lambda^{Aer}$ .

Afin de vérifier que les valeurs trouvées pour la transmission des aérosols sont cohérentes, ces valeurs sont comparées à celles mesurées par un photomètre en région parisienne. Le site [aeronet.gsfc.nasa.gov](http://aeronet.gsfc.nasa.gov) [9] contient les valeurs mesurées et corrigées des épaisseurs optiques des aérosols pour différentes longueur d'onde, à différentes dates. Le photomètre ne travaillant pas sur les longueurs d'onde 808 et 532 nm, la comparaison est faite avec les données à 870 et 500 nm. Les résultats pour quelques dates sont présentés dans le tableau 2

Date, Heure	EOA calculée à 808 nm	EOA AERONET à 870 nm	EOA calculée à 532 nm	EOA AERONET à 500 nm
2018/02/12, 8h-8h40	0,035	0,052	0,091	0,065
2018/02/16 10h-10h40	0,052	0,060	0,118	0,09
2018/02/18 11h-11h40	0,077	0,100	0,136	0,2
2018/05/04 5h-5h40	0,079	0,080	0,183	0,2
2019/03/08 8h-8h40	0,143	0,130	0,143	0,15

TABLE 2 – Comparaison entre l'épaisseur optique des aérosols (EOA) et enregistrée par le photomètre parisien.

## 5.2 Observables géophysiques caractérisant les particules

Le lidar MILAN fonctionnant à 532 et 808 nm, avec des voies parallèles et croisées, les grandeurs géophysiques suivantes sont utilisées pour caractériser les propriétés des aérosols :

- Le rapport de diffusion  $R$  permet d'étudier la quantité d'aérosol.

$$R_\lambda(z) = 1 + \frac{\beta_\lambda^{Aer}(z)}{\beta_\lambda^{Ray}(z)}$$

La figure 8 représente le rapport de diffusion en fonction de l'altitude, le 13/04/2019. Pour les hautes altitudes, le signal tend vers 1, ce qui correspond au profil moléculaire. Pour des plus faibles altitudes, 2 couches de particules sont visibles : la première de la surface à 1,8 km et la deuxième de 1,8 à 2,8 km. La couche de particules près de la surface semble avoir une densité en particules 2 fois plus importante que la couche supérieure.

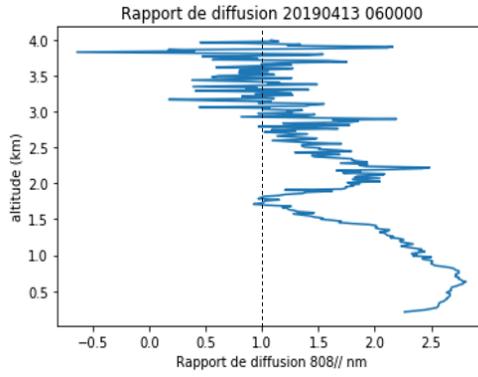


FIGURE 8 – Rapport de diffusion, le 13/04/2019. Les données proviennent de la voie 3 et ont été moyennées entre 6h et 6h40.

- L’indice de couleur  $\chi$  décrit les variations spectrales des propriétés optiques de diffusion des particules. Il permet d’obtenir des informations sur la taille des particules. Associé à la valeur du lidar ratio particulaire, il permet d’associer la couche de particule à un type d’aérosol.

$$\chi = \frac{\beta_{808\parallel}^{Aer}}{\beta_{532\parallel}^{Aer}}$$

Dans l’exemple précédent où deux couches de particules sont détectées, l’indice de couleur est égal à 0,6 dans la première couche et 0,8 dans la deuxième.

- Le coefficient d’Angström  $A$  est le nom de l’exposant dans la formule reliant l’épaisseur optique des aérosols à la longueur d’onde (exprimée en micromètres). Il est sensible à la taille des aérosols : plus le coefficient est grand, plus les particules sont petites.

$$A = \frac{\ln \left( \frac{\tau_{532\parallel}^{Aer}}{\tau_{808\parallel}^{Aer}} \right)}{\ln \left( \frac{0,808}{0,532} \right)}$$

Pour les petits aérosols  $A$  va être égal à 3-4, tandis que pour les gros aérosols  $A$  tend vers 0. Pour des molécules,  $A$  est égal à 4. La valeur moyenne du coefficient d’Angström pour l’atmosphère est de 1,3. Toujours avec l’exemple du 13/04/2019, le coefficient d’Angström est trouvé égal à 1,25 dans la couche près de la surface et 1,05 dans la couche de particules supérieure. Cela semble indiquer que les particules de la première couche sont globalement plus petites que celles de la deuxième couche.

## 6 Conclusion et perspectives

Le microlidar MILAN, émettant à 532 et 808 nm avec des voies dépolarisées est utilisé pour détecter les aérosols et les nuages de la basse troposphère. Ce lidar doit être correctement étalonné avant qu'il ne soit déplacé en Alaska pour la campagne ALPACA. Les méthodes utilisées pour étalonner le système ont été décrites en détail dans ce rapport pour être reproduites si besoin lors de la campagne.

En effet, avant de pouvoir traiter les données du lidar MILAN, il est nécessaire de vérifier que les réglages sont bons pour ensuite étalonner le système. L'une des premières contraintes à vérifier concerne l'alignement du système. Ainsi, le signal rétrodiffusé doit suivre le profil Rayleigh sur des zones moléculaires. La pente du signal doit correspondre à la pente du profil Rayleigh. Pour le lidar MILAN, l'alignement est très bon pour la voie à 808 nm mais est moins bon pour la voie à 532 nm. Le signal rétrodiffusé a tendance à être légèrement inférieur au profil Rayleigh.

De plus, le canal d'émission et le canal de réception étant placés côté à côté dans le système, cela oblige à apporter au signal une correction due à la géométrie du système. La fonction de géométrie a été déterminée à l'aide d'un profil particulier, supposé purement moléculaire, même sur les premiers kilomètres au-dessus de la surface. La fonction trouvée est ensuite modifiée pour apporter une meilleure correction sur les 200 m près de la surface. Il faudra utiliser par la suite une autre méthode pour calculer la fonction de géométrie et comparer avec celle trouvée ici.

Par ailleurs, il reste encore à travailler sur la dépolarisation. La dépolarisation du lidar MILAN a déjà été comparée à la dépolarisation d'un autre lidar, le lidar Zuev, qui a déjà été calibré. Les résultats ont montré que la dépolarisation mesurée par MILAN était légèrement trop élevée dans la couche limite atmosphérique. Après avoir optimisé les réglages du lidar MILAN et déterminé la fonction de géométrie et les constantes instrumentales, le lidar sera opérationnel pour la campagne ALPACA.

D'autre part, un autre objectif est de nourrir la base de données ACTRIS (Aerosol, Clouds and Trace Gases Research Infrastructure) avec les données corrigées acquises par le lidar sur la troposphère Parisienne depuis 2017. ACTRIS propose des données d'observation sur les aérosols, nuages et gaz traces, accessibles à tous.

Lors de ce stage, un projet sur la détection de la couche limite atmosphérique sur le signal lidar a été commencé. De nombreuses études ont été faites pour prévoir l'épaisseur maximale du cycle diurne de la couche limite, mais peu de travaux ont été réalisés sur sa vitesse de développement. Les modèles ont tendance à mal représenter son développement, important pour l'étude de la dispersion des polluants en région urbaine. L'objectif est d'utiliser les profils du lidar MILAN pour faire une statistique sur la vitesse de développement de la couche limite parisienne, rapport [11].

Pour terminer sur une synthèse plus personnelle du stage, j'ai beaucoup aimé travailler sur les lidars. J'ai apprécié le fait qu'il faut tout d'abord travailler sur l'instrument en lui-même et bien comprendre son fonctionnement pour pouvoir ensuite en tirer des informations physiques. Ce stage m'a permis de continuer à développer mes connaissances de programmation en python et d'acquérir de bonnes connaissances sur le fonctionnement des lidars.

## Références

- [1] Gerard Ancellet, Iogannes E. Penner, Jacques Pelon, Vincent Mariage, Antonin Zabukovec, Jean Christophe Raut, Grigorii Kokhanenko, and Yuri S. Balin. Aerosol monitoring in siberia using an 808 nm automatic compact lidar. *LATMOS/IPSL, Sorbonne Université. Zuev Institute of Atmospheric Optics, Russian Academy of Sciences*, June 2018.
- [2] Andreas Behrendt and Takuji Nakamura. Calculation of the calibration constant of polarization lidar and its dependency on atmospheric temperature. *Radio Science Center for Space and Atmosphere, Kyoto University, Japan*, 2002.
- [3] Anthony Bucholtz. Rayleigh-scattering calculations for the terrestrial atmosphere. *California Space Institute, University of California*, July 1995.
- [4] Frederik Fernald. Analysis of atmospheric lidar observations : some comments. *University of Denver, Physics Department*, Oct 1983.
- [5] Pierre H. Flamant. Lidar diffusion elastique aérosols nuages. [https://www.umr-cnrm.fr/ecoile\\_lidar/IMG/pdf/13.\\_phf\\_lidar\\_retro\\_nuages\\_aerosols.pdf](https://www.umr-cnrm.fr/ecoile_lidar/IMG/pdf/13._phf_lidar_retro_nuages_aerosols.pdf).
- [6] James D Klett. Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratios. *Optical Society of America*, June 1985.
- [7] Pierre Lafrique. *Lidar multispectral pour la caractérisation des aérosols*. PhD thesis, Institut Supérieur de l’Aéronautique et de l’Espace (ISAE), 2015.
- [8] Vincent Mariage. *Développement et mise en oeuvre de LIDAR embarqués sur bouées dérivantes pour l’étude des propriétés des aérosols et des nuages en Arctique et des forçages radiatifs induits*. PhD thesis, Sorbonne Université, 2015.
- [9] Nasa. Aeronet, aerosol robotic network. <https://aeronet.gsfc.nasa.gov>.
- [10] QUALAIR. Site régional d’observation de l’atmosphère et de développement instrumental. [qualair.aero.jussieu.fr](http://qualair.aero.jussieu.fr).
- [11] Zoé Rey. Suivi du développement de la couche limite atmosphérique parisienne à l’aide du microlidar aérosols nuages (MILAN). Technical report, Sorbonne Université, Stage M1 LATMOS, 2019. En cours.

## A Tableau récapitulatif des profils utilisés pour déterminer la constante instrumentale pour les 2 voies parallèles

Voie 1 : 532 parallèle				
Date (moyenne de 1h à 1h40)	Constante système 1 (*10**4)	Transmission aérosols à ztop	Epaisseur optique particulaire à ztop	Constante système 2 corrigée de transmission aérosols (*10**4)
2018/02/12	2,187	0,884	0,124	2,801
2018/06/23	1,952	0,925	0,078	2,280
2019/01/21	1,573	0,938	0,065	1,787
2019/02/14	2,040	0,997	0,003	2,053
2019/02/16	1,811	0,981	0,019	1,883
2019/02/27	1,860	0,943	0,060	2,093
2019/03/22	1,501	0,960	0,041	1,631
				<b>Moyenne</b> <b>2,075</b>
				<b>Médiane</b> <b>2,053</b>
				<b>Ecart-type</b> <b>0,356</b>

Voie 3 : 808 parallèle				
Date (moyenne de 1h à 1h40)	Constante système 1 (e+04)	Transmission aérosols à ztop	Epaisseur optique particulaire à ztop	Constante système 2 corrigée de transmission aérosols (e+04)
2018/02/12	4,769	0,944	0,061	5,346
2018/06/23	4,855	0,982	0,018	5,037
2019/01/21	4,555	0,970	0,031	4,843
2019/02/14	4,689	0,998	0,002	4,708
2019/02/16	4,769	0,988	0,013	4,890
2019/02/27	4,804	0,966	0,034	5,143
2019/03/22	4,801	0,979	0,021	5,010
				<b>Moyenne</b> <b>4,997</b>
				<b>Médiane</b> <b>5,01</b>
				<b>Ecart-type</b> <b>0,194</b>

## B Inversion du signal rétrodiffusé

L'inversion de Fernald-Klett est une méthode utilisée pour calculer le coefficient de rétrodiffusion particulaire. Pour utiliser cette méthode, il faut supposer connaître la valeur du lidar ratio particulaire. Comme dans la partie précédente, le lidar ratio pour les aérosols est pris égal à 40 sr. Pour simplifier les notations, l'indice de longueur d'onde ne sera plus écrit. L'équation différentielle obtenue à partir de l'équation (7) est la suivante :

$$\frac{dS(z)}{dz} = \frac{1}{\alpha(z)} \frac{d\alpha(z)}{dz} - 2\alpha(z) \quad (8)$$

Avec  $S(z) = \ln(PR2_{corrigé}(z))$  et  $\alpha(z) = \alpha^{Ray}(z) + \alpha^{Aer}(z)$ . Cette équation différentielle de Bernouilli de 2nd ordre (aussi appelée équation différentielle de Riccati homogène) se résout avec le changement de variable  $u(z) = \alpha(z)^{-1}$ , afin de se ramener à une équation différentielle linéaire de 1er ordre. La résolution se fait ensuite par la méthode de la variation de la constante :

$$\frac{du}{dz} = -\frac{dS}{dz}u - 2$$

La solution de cette équation différentielle existe à une constante près. Pour déterminer cette constante, un point de départ où les propriétés optiques du signal sont connus est choisi : l'altitude de référence. Notons pour simplifier,  $P(z) = PR2(z)$ . En travaillant plutôt sur  $\beta$  que  $\alpha$ , la solution de cette équation s'écrit alors :

$$\beta^{Aer}(z) + \beta^{Ray}(z) = \frac{P(z) \exp\left(-2(LR^{Aer} - LR^{Ray}) \int_{z_{ref}}^z \beta^{Ray}(z') dz'\right)}{\frac{P(z_{ref})}{\beta^{Aer}(z_{ref}) + \beta^{Ray}(z_{ref})} - 2 LR^{Aer} \int_{z_{ref}}^z P(z) \exp\left(-2(LR^{Aer} - LR^{Ray}) \int_{z_{ref}}^z \beta^{Ray}(z') dz'\right) dz'} \quad (9)$$

Cette solution demande la connaissance du coefficient de rétrodiffusion à l'altitude de référence. Si la constante du système est connue, il est préférable d'utiliser le fait que

$$\frac{P(z_{ref})}{\beta^{Aer}(z_{ref}) + \beta^{Ray}(z_{ref})} = K \cdot T^{Aer2}(z_{ref}) T^{Ray2}(z_{ref})$$

L'altitude de référence est choisie à une altitude suffisamment haute pour que le signal soit purement moléculaire, la valeur de la transmission des aérosols est alors égale à 1.

## C Calcul du profil Rayleigh

Pour un profil purement moléculaire, il est important de vérifier que le signal rétrodiffusé suive le profil Rayleigh :

$$R_\lambda(z) = \beta_\lambda^{Ray} \cdot T_\lambda^{Ray2} \quad (10)$$

Différentes expressions pour calculer le profil Rayleigh peuvent être utilisées. Les équations et les valeurs des paramètres donnés par Bucholtz [3] ont été choisis pour une atmosphère standard.

Le coefficient d'extinction Rayleigh  $\alpha_\lambda^{Ray}$  est le produit de la section efficace de diffusion de l'air uniquement composée de molécules  $\sigma_{\lambda,diff}^{Ray}$  et le nombre volumique de molécules en condition standard  $N_{\lambda,mol}$ . Dans cette formule, les unités ont été choisies pour que le coefficient d'extinction s'exprime en  $km^{-1}$  en donnant la longueur d'onde en  $nm$ .

$$\alpha_\lambda^{Ray}(z) = \sigma_{\lambda,diff}^{Ray} \cdot N_{\lambda,mol} = \frac{24\pi^3 \cdot (n_{air}^2(\lambda) - 1)^2 \cdot (6 + 3\rho(\lambda))}{\lambda^4 \cdot N_m^2 \cdot (n_{air}^2(\lambda) + 2)^2 \cdot (6 - 7\rho(\lambda))} \cdot \left(\frac{p(z)}{p_0}\right) \left(\frac{T_0}{T(z)}\right) \cdot 10^5$$

Avec

—  $n_{air}$  l'indice de l'air sec à la longueur d'onde  $\lambda$  s'exprimant par la formule suivante :

$$n_{air}(\lambda) = 1 + 10^{-8} \cdot \left( \frac{5791817}{238,0185 - \frac{1}{(\lambda \cdot 10^{-3})^2}} + \frac{167909}{57,362 - \frac{1}{(\lambda \cdot 10^{-3})^2}} \right)$$

- $\rho$  le facteur de dépolarisation à la longueur d'onde  $\lambda$  pris égal à  $2,842 \cdot 10^{-2}$  à  $532nm$  et égal à  $2,730 \cdot 10^{-2}$  à  $808nm$
- $N_{\lambda,mol}$  le nombre volumique de molécules en conditions standard égale à  $2,54743 \cdot 10^{19} cm^{-3}$
- $p$  la pression avec  $p_0 = 101325$  Pa
- $T$  la température avec  $T_0 = 288.15$  K

Le lien entre le coefficient de rétrodiffusion et le coefficient d'extinction est donné par la formule suivante :  $\beta_\lambda^{Ray}(z) = \frac{3}{8\pi} \cdot \alpha_\lambda^{Ray}(z)$ . Le facteur  $\frac{3}{8\pi}$  entre le coefficient de rétrodiffusion et le coefficient d'extinction vient de la fonction de phase de Rayleigh pour un angle zénithal de  $180^\circ$ .

Le calcul de l'épaisseur optique et de la transmission entre l'altitude  $z_0$  et  $z$  se définit comme :

$$\tau_\lambda^{Ray}(z_0, z) = \int_{z_0}^z \alpha_\lambda^{Ray}(z) dz$$

$$T_{\lambda}^{Ray^2}(z_0, z) = \exp \left( -2\tau_{\lambda}^{Ray}(z_0, z) \right)$$

Les valeurs de pression  $p$  et de température  $T$  en fonction de l'altitude sont calculées avec le modèle standard ISA (International Standard Atmosphere), tableau 3. Ce modèle découpe l'atmosphère en plusieurs couches ayant un gradient linéaire de température. Les données du lidar MILAN étant acquises jusqu'à 30 km, les valeurs suivantes sont utilisées :

Couche	Nom de la couche	Hauteur de la base (km)	Gradient thermique adiabatique (°K/km)
0	Troposphère	0.	-6.5
1	Tropopause	11.019	0.
2	Stratosphère	20.063	1.

TABLE 3 – Découpage de l'atmosphère avec le modèle Standard ISA

La pression est ensuite calculée en fonction de la pression à la surface en considérant l'hydrostatisme de l'atmosphère à température constante.

$$p(z) = p_0 \exp \left( \frac{-gz}{R_a T} \right)$$

Avec  $p_0$  la pression à la surface,  $g$  la constante gravitationnelle,  $R_a$  la constante des gaz parfait pour de l'air sec et  $T$  la température.