

Calibration du lidar ICOS et comparaison avec le lidar LTA, en synergie avec les photomètres. Cas d'étude le 1er Septembre 2017 et le 4 Juillet 2019.

Zoé Rey

**Sous la direction de Irène Xueref-Remy, Sergey Khaykin et
François Ravetta**

Du 15/07/2019 au 02/08/2019

Table des matières

Introduction	3
1 Principe de fonctionnement du lidar ICOS	3
1.1 Etudier l'atmosphère avec le lidar rétrodiffusion ICOS	3
1.2 L'équation lidar	4
1.3 Inconnues de l'équation lidar	6
2 Calibration du lidar ICOS	6
2.1 Le profil Rayleigh	6
2.2 Détermination de la constante instrumentale	7
2.3 Calcul de la fonction de recouvrement	9
3 Comparaison des profils entre le lidar ICOS et le lidar LTA le 1er Septembre 2017.	10
3.1 Résultats de l'inversion de Klett	10
3.2 Comparaison de l'épaisseur optique des aérosols (AOD)	11
3.3 Compraison de l'évolution temporelle des couches	12
4 Comparaison des profils entre le lidar ICOS et le lidar LTA le 4 Juillet 2019.	13
4.1 Résultats de l'inversion de Klett	13
4.2 Compraison de l'évolution temporelle des couches	15
5 Suivi du développement de la couche limite	15
5.1 Méthodes lidar pour déterminer le sommet de la couche limite	16
5.2 Recherche du point d'inflexion du signal reçu	16
Conclusion	19
A Inversion du signal rétrodiffusé	21
B Calcul du profil Rayleigh	21
C Complément figures	23

Introduction

L'Observatoire de Haute Provence (OHP) est un site d'observation de l'INSU du CNRS pour l'astronomie, l'environnement et l'étude de l'atmosphère. Il est équipé de plusieurs lidars, des appareils de télédétection active travaillant sur différents domaines d'altitude de l'atmosphère. Le lidar ICOS (Integrated Carbon Observing System) est un lidar à rétrodiffusion, fonctionnant depuis 2016 à l'OHP. Cet appareil de télédétection est utilisé pour caractériser les couches de particules de la troposphère. Un lidar Rayleigh-Mie-Raman, surnommé LTA, se trouve également à l'OHP et est utilisé pour des mesures de température et de grandeurs géophysiques caractérisant les aérosols de la stratosphère.

Le système d'un lidar à rétrodiffusion est composé d'un canal d'émission où un rayonnement laser est envoyé à la verticale à travers les différentes couches de l'atmosphère ; et d'un canal de réception qui mesure la diffusion revenant à la verticale vers le sol, due à l'interaction lumière-particule. Le signal reçu, appelé signal rétrodiffusé doit être corrigé de plusieurs termes avant de pouvoir être exploitable.

La première partie du travail consiste à calibrer le signal rétrodiffusé du lidar ICOS. Cela consiste à vérifier l'alignement du système, déterminer la fonction de géométrie et la constante instrumentale. La calibration du lidar LTA a déjà été réalisée. Ensuite, l'analyse du signal rétrodiffusé calibré permet de remonter à la présence d'éventuelles couches de particules, et leurs caractéristiques, telles l'altitude et la largeur du panache, la taille, la forme des aérosols ou encore leurs propriétés optiques.

L'analyse du signal rétrodiffusé calibré est ici réalisée le 1er Septembre 2017 et le 4 Juillet 2019. Ces dates sont intéressantes à étudier car plusieurs couches d'aérosols sont présentes. En effet, en Aout 2017 des feux de forêt très importants se sont déclarés au Nord-Ouest du Canada et des Etats Unis. Ces feux ont formé des couches d'aérosols qui ont été transportées jusqu'en France, visible par les lidars de l'OHP pendant plusieurs jours. Puis, fin de Juin 2019, le volcan Raikoke, au Nord-Ouest de l'océan Pacifique est entré en éruption, expulsant notamment du soufre et des cendres jusque dans la stratosphère. Ces particules se sont transformées en aérosols volcaniques qui ont encore une fois voyagés jusqu'en France.

Ce rapport explique le travail réalisé sur la calibration du lidar ICOS, et la comparaison avec le lidar LTA. La première section est consacrée à une présentation du système lidar et de l'équation lidar. Cette équation permet d'expliquer dans la partie suivante les corrections à apporter et la calibration du signal, partie 2. Puis la troisième et la quatrième section sont dédiées à la comparaison de la rétrodiffusion avec le lidar LTA, le 1er Septembre 2017 et le 4 Juillet 2019 respectivement. La cinquième partie traite du suivi de développement de la couche limite atmosphérique. Cela amènera à une conclusion où seront exposées les perspectives du travail.

1 Principe de fonctionnement du lidar ICOS

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.

1.1 Etudier l'atmosphère avec le lidar rétrodiffusion ICOS

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 lidar ICOS fonctionne à 532 nm et est composé d'un système de dépolarisation de la lumière. Cela permet 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 ICOS est composé de 2 voies de réception :

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

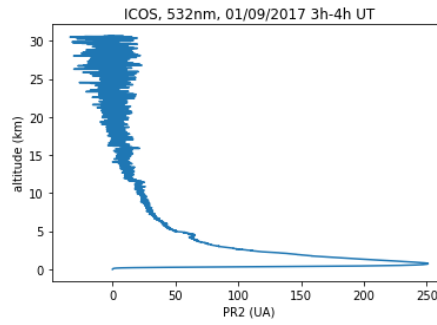


FIGURE 1 – Intensité du signal (PR2) de la voie 1 en fonction de l'altitude, le 01/09/2017, moyenne de 3h à 4h UT.

La figure 1 est un exemple de profil obtenu par le lidar ICOS avec la voie 1, à 532 nm. L'intensité du signal rétrodiffusé (PR2) est représentée en fonction de l'altitude en ordonnée, pour le 01/09/2017, avec une moyenne du signal de 3h à 4h UT. Le temps est toujours exprimé en unité de temps universel ce qui signifie qu'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. Quand l'altitude augmente, le signal rétrodiffusé se rapproche de plus en plus de la rétrodiffusion Rayleigh. Le signal devient bruité pour les hautes altitudes. Sur les 750 m proche de la surface, le signal décroît rapidement vers zéro. Cela ne signifie pas que la rétrodiffusion moléculaire et particulaire est très faible proche de la surface. Ce phénomène, non physique, est dû à un problème de géométrie du système.

1.2 L'équation lidar

Suivant la présentation de F.G Fernald [5], 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_λ 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 côte à côte 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 2.

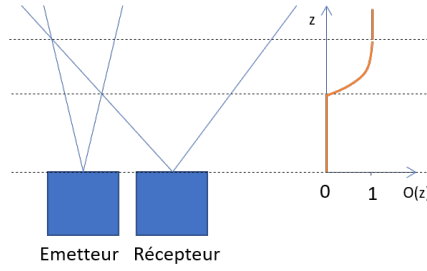


FIGURE 2 – Schéma explicatif du recouvrement entre émetteur et récepteur. Ce recouvrement dépend de la divergence de l'émetteur et du récepteur. La fonction vaut 0 pour de faibles altitudes quand les deux faisceaux ne se croisent pas, puis 1 quand ils finissent par se recouvrir totalement.

- β_λ 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° . 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 σ_λ^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 α_λ (m^{-1}) ou de l'épaisseur optique τ_λ ,

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

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.

1.3 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 calibré, de la forme suivante :

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

Le coefficient de rétrodiffusion moléculaire β_{λ}^{Ray} et la transmission moléculaire T_{λ}^{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 [5] et Klett [8] est utilisée. Cette méthode développée en annexe page 21, 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 α_{λ}^{Ray} et supposer que la valeur du lidar ratio particulaire 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 avons $\alpha_{\lambda}^{Ray}(z) = \beta_{\lambda}^{Ray}(z) \cdot LR^{Ray}$, avec un lidar ratio moléculaire égal à $\frac{8\pi}{3} sr$. En considérant les coefficients liés aux aérosols, la même relation peut être écrite :

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

La valeur du lidar ratio pour les aérosols est choisie égale à 50 sr pour le lidar ICOS. 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.

2 Calibration du lidar ICOS

Avant d'avoir accès aux propriétés optiques et physiques des aérosols observés par le lidar ICOS, l'appareil doit être calibré. Cela consiste à vérifier l'alignement du système, déterminer la constante instrumentale et la fonction de géométrie, propre au système.

2.1 Le profil Rayleigh

Pour déterminer les propriétés géophysiques des aérosols, 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 ICOS donnent directement le PR2 pour les 2 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 21.

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.

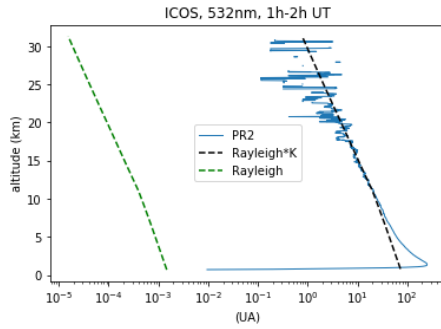
2.2 Détermination de la constante instrumentale

Pour déterminer la constante instrumentale, des profils quand le ciel est clair, sans nuages ni aérosols (pluie le jour précédent) sont généralement utilisés, pendant la nuit de façon à avoir une couche limite peu développée et un signal peu bruité. 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. Cependant, les journées étudiées sont des cas où plusieurs couches d'aérosols étaient présentes, jusqu'à des hautes altitudes. D'autres dates où il n'y a pas ou peu d'aérosols sont utilisées pour déterminer la constante.

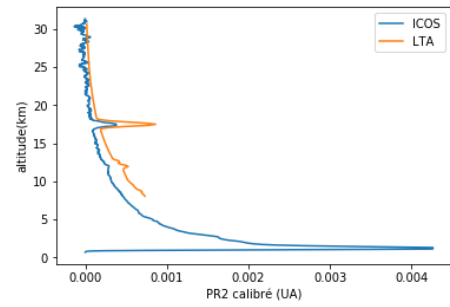
La première tâche consiste à lire les données de la voie parallèle. La résolution temporelle du lidar ICOS est de 1 minute. Néanmoins, les données du lidar ICOS étant bruitées, une moyenne des données toutes les heures est réalisée, ainsi qu'un filtre médiant sur 25 points. De plus, pour éviter que le signal soit trop bruité aux hautes altitudes, seuls les profils du matin (considéré comme allant de 0h à 5h UT) ou du soir (de 20h à 24h UT) sont utilisés. Ensuite, les profils de pression et température avec le modèle ISA sont calculés pour déterminer le Rayleigh à 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 la constante instrumentale du système :

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

Le lidar ICOS est un lidar utilisé pour travailler dans la troposphère. La plage d'altitude que l'on suppose purement moléculaire pour raccrocher le profil Rayleigh est généralement prise entre 10 et 12 km. Il faut que cette plage d'altitude soit la plus haute possible pour que le signal ne soit plus que de la transmission et de la rétrodiffusion moléculaire, sans non plus être trop élevée car le signal devient alors trop bruité et tend vers zéro. La figure 3a montre le résultat obtenu dans le cas d'une journée avec un ciel clair sans couche de particule au-dessus de la couche limite atmosphérique, le 12/08/2017 avec une moyenne du signal de 1h à 2h UT. Le profil Rayleigh et le PR2 corrigé de la constante instrumentale se superposent bien. La constante est alors égale à $5.038 \cdot 10^4$. On obtient ce même ordre de grandeur en regardant d'autres profils de ciel clair.



(a) PR2 en bleu, profil Rayleigh en vert et profil Rayleigh multiplié par la constante instrumentale en noir en fonction de l'altitude, en échelle log. Le 12/08/2017, moyenne de 1h à 2h UT.



(b) PR2 du lidar ICOS corrigé de la constante instrumentale calculée dans la troposphère en bleu et PR2 corrigé de la constante instrumentale du lidar LTA en orange. La valeur de la constante du lidar ICOS n'est pas bonne car il ne superpose pas avec le PR2 corrigé du lidar LTA. Le 01/09/2017, moyenne de 19h44 à 22h42.

FIGURE 3 –

Toutefois, le calcul de la constante en utilisant cette plage d'altitude n'est pas satisfaisant pour la comparaison avec le lidar LTA, un lidar à rétrodiffusion fonctionnant également à 532 nm. Ce lidar plus puissant, déjà calibré est utilisé pour mesurer la température et étudier les aérosols de la stratosphère. Il ne fonctionne que la nuit. Ainsi la figure 3b montre que le PR2 du lidar ICOS et le PR2 du lidar LTA, corrigé de la constante instrumentale, ont la même forme du signal mais sont décalés. Le lidar LTA ayant déjà été calibré, cela signifie que le problème vient du lidar ICOS et de sa valeur de la constante. De plus, l'inversion de Klett avec cette constante donne des valeurs aberrantes pour le coefficient de rétrodiffusion particulaire (valeurs négatives). Pour obtenir une bonne superposition des PR2 corrigés de la constante, il faut calculer la constante instrumentale du lidar ICOS entre 20 et 21 km environ, dans la stratosphère. Le tableau 1 indique les valeurs trouvées pour différentes dates de Juillet, Aout et Septembre 2017.

Dates	Constante instrumentale ($\cdot 10^4$)	
	Matin (1h-2h UT)	Soir (21h-22h UT)
01/09/2017	2.587	2.354
02/09/2017	2.241	2.635
05/09/2017	2.697	2.648
06/09/2019	2.462	2.208
12/08/2017	2.343	2.302
21/08/2017	2.740	2.829
22/08/2017	2.987	3.010
28/07/2017	2.444	2.235
Moyenne	2.501	
Ecart-type	0.229	

TABLE 1 – Valeurs des constantes instrumentales obtenues en prenant comme zone moléculaire les altitudes de 20 à 21 km. Les signaux sont moyennés de 1h à 2h ou de 21h à 22 UT. Au total, 16 profils ont été utilisés.

Pour la suite, la constante instrumentale est choisie égale à $2,501 \cdot 10^4$. Attention, cette valeur a été trouvée en prenant une zone moléculaire dans la stratosphère de manière à comparer la rétrodiffusion du lidar ICOS avec le lidar LTA et poursuivre l'analyse. Les PR2 corrigés des constantes se superposent bien dans la stratosphère, mais pas du tout dans le haut de la troposphère. Il y a un problème d'alignement du lidar ICOS. Des réglages de l'appareil sont obligatoires pour pouvoir déterminer une constante instrumentale qui corrige le signal correctement à la fois dans la

stratosphère et dans la troposphère.

2.3 Calcul de la fonction de recouvrement

Après avoir déterminé la constante du système, la fonction de recouvrement se calcule généralement avec la formule suivante :

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

Néanmoins, cette formule n'est valable que si la rétrodiffusion est purement moléculaire sur le premier kilomètre près de la surface. Ces conditions n'étant pas respectées pour les cas d'étude et autres dates proches, la fonction de recouvrement est calculée différemment.

La fonction de recouvrement doit corriger le fait que le signal rétrodiffusé diminue rapidement vers 0 près de la surface. La correction à apporter se fait donc sur les altitudes inférieures au maximum de rétrodiffusion. Une étude statistique sur plusieurs jours, avec des signaux moyennés sur 1h, montre que le pic de rétrodiffusion se trouve, au plus bas à 480 m. Par ailleurs, sur les 100 premiers mètres, le signal est trop faible pour pouvoir être corrigé de la géométrie correctement. Il s'agit de la zone aveugle du système.

Le signal corrigé de la géométrie doit soit continuer d'augmenter soit rester constant. Etant donné qu'il y a beaucoup de particules proches de la surface, le calcul de la fonction de recouvrement se base sur l'hypothèse que la couche de particule sur les 480 premiers mètres est en première approximation homogène. Cela signifie que le coefficient de rétrodiffusion particulaire est constant. Le profil du coefficient de rétrodiffusion particulaire s'obtient après l'inversion de Klett-Fernald. Il n'y a pas de formule explicite reliant la fonction de recouvrement et le coefficient de rétrodiffusion particulaire. La fonction de recouvrement est donc trouvée empiriquement avec l'objectif d'avoir un coefficient de rétrodiffusion particulaire constant sur les 480 premiers mètres, cf figure 4

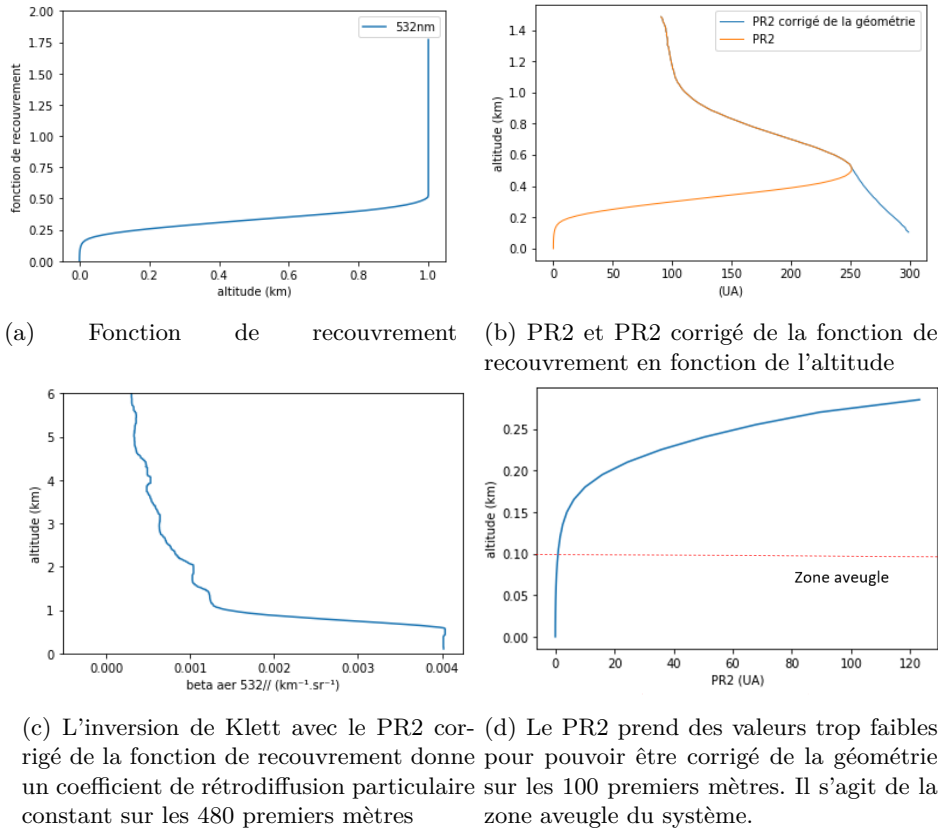


FIGURE 4 – Effets de la géométrie sur le signal

L'hypothèse que la couche de particule des 480 premiers mètres est homogène est renforcée par le fait que pour le profil étudié, le 01/09/2017, les conditions météorologiques indiquent une température de surface élevée et des vents forts (A 10 mètres du sol, à 21h, la température était de 13.8°C et une vitesse verticale du vent de 4.18 $m s^{-1}$). La couche limite est alors bien mélangée.

3 Comparaison des profils entre le lidar ICOS et le lidar LTA le 1er Septembre 2017.

Le 1er Septembre 2017, à la suite de feux de forêt intenses du Nord-Ouest du Canada, des couches d'aérosols ont été transportées jusqu'en France, visible par les lidars sur le site de l'OHP. Une étude de ces aérosols a été réalisée en utilisant le lidar LTA [7], ce qui permet de comparer avec le signal, désormais calibré, du lidar ICOS.

3.1 Résultats de l'inversion de Klett

Une 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 et physiques des aérosols. L'équation lidar calibrée peut s'écrire en fonction de termes moléculaires et aérosols sous la forme suivante :

$$PR2_{calibré,\lambda}(z) = \left(\beta_{\lambda}^{Aer}(z) + \beta_{\lambda}^{Ray}(z) \right) \cdot T_{\lambda}^{Aer2}(z) \cdot T_{\lambda}^{Ray2}(z) \quad (6)$$

Pour étudier les propriétés optiques des aérosols, la méthode d'inversion backward développée par Fernald [5] et Klett [8] est utilisée, permettant d'obtenir le profil de rétrodiffusion $\beta_{\lambda}^{Aer}(z)$ et l'épaisseur optique τ_{λ}^{Aer} des couches de particules.

Les résultats sont comparés avec le lidar LTA qui a fonctionné le 01/09/2017 de 19h44 à 22h42 UT. Les données du lidar ICOS et du lidar LTA sont moyennées sur cette période. La figure 5 représente le coefficient de rétrodiffusion des aérosols en fonction de l'altitude¹, pour le lidar ICOS et le lidar LTA. Ces lidars ne travaillent pas sur les mêmes altitudes, mais ont une zone commune où les résultats de la rétrodiffusion peuvent être comparés. Ainsi, les 2 lidars montrent un pic de rétrodiffusion vers 17 km d'altitude (Pic 1) et un autre vers 11.5 km (Pic 2). Le tableau 2 synthétise la comparaison entre les lidars sur ces 2 couches de particules.

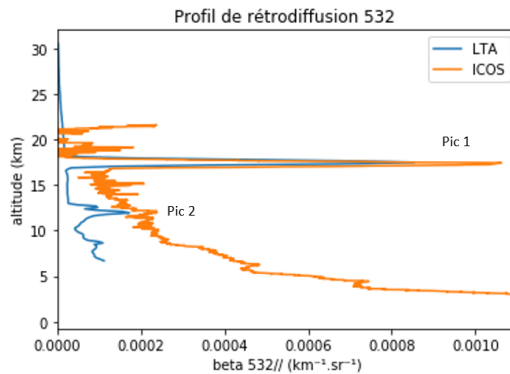


FIGURE 5 – Coefficient de rétrodiffusion particulaire pour le lidar LTA en bleu et le lidar ICOS en orange, en fonction de l'altitude. Le pic de rétrodiffusion vers 17 km d'altitude est nommé pic 1 et celui à 11.5 km pic 2.

1. L'altitude correspond ici à l'altitude au dessus du niveau de la mer. Pour cela, l'altitude du lidar ICOS à l'OHP est prise égale à 580 m. Attention, dans les fichiers de données, il est écrit que l'instrument se trouve à 520 m. Cette valeur est donc à vérifier pour plus de précision.

	Lidar	LTA	ICOS
Pic 1	Altitude maximum pic (km)	17.480	17.480
	$\beta_{532}^{Aer} (10^{-4} km^{-1}sr^{-1})$	8.546	8.457
	Largeur pic (km)	2.000	1.500
	AOD	0.027	0.029
Pic 2	Altitude maximum pic (km)	11.930	11.945
	$\beta_{532}^{Aer} (10^{-4} km^{-1}sr^{-1})$	1.717	2.675
	Largeur pic (km)	2.750	2.000
	AOD	0.011	0.019

TABLE 2 – Comparaison de la rétrodiffusion et de l'AOD pour les pics 1 et 2 avec le lidar LTA et le lidar ICOS.

Afin de voir l'impact de la valeur de la constante instrumentale sur le profil de rétrodiffusion, l'inversion de Klett a été réalisée plusieurs fois avec des valeurs de constantes différentes. La figure 6 montre le coefficient de rétrodiffusion particulaire en fonction de l'altitude pour la valeur de la constante qui a été déterminée, en bleu, additionnée de l'écart-type en rouge et soustrait de l'écart-type en vert. Le décalage est d'autant plus visible au niveau des pics de rétrodiffusion. Par exemple, la valeur du maximum de rétrodiffusion pour le pic à 17.5 km prend les valeurs 7.608 , 8.412 , 9.380 $\cdot 10^{-4}km^{-1}sr^{-1}$ pour respectivement $K = 27300$, 25010, 22720.

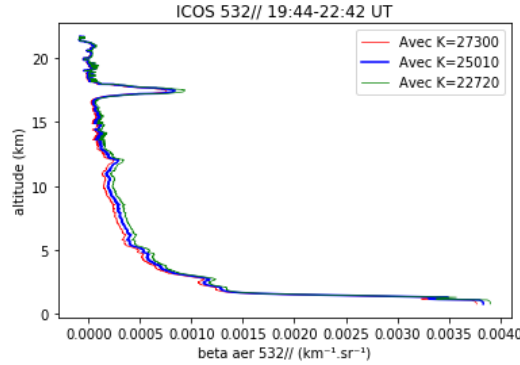


FIGURE 6 – Coefficient de rétrodiffusion particulaire en fonction de l'altitude, après l'inversion de Klett réalisé avec 3 valeurs différentes pour la constante instrumentale.

3.2 Comparaison de l'épaisseur optique des aérosols (AOD)

La figure 5 montre que le coefficient de rétrodiffusion particulaire du lidar ICOS pour les altitudes inférieures à 18 km prend des valeurs bien plus élevées qu'avec le lidar LTA. Cela va beaucoup jouer sur la valeur de l'épaisseur optique des aérosols (AOD pour Aerosol Optical Depth). En effet, à partir du coefficient de rétrodiffusion particulaire, l'AOD se calcule avec la formule suivante :

$$AOD = - \int_{z_1}^{z_2} \alpha_{\lambda}^{Aer}(z)dz = -LR^{Aer} \int_{z_1}^{z_2} \beta_{\lambda}^{Aer}(z)dz$$

Avec un lidar ratio particulaire pris égal à 50 sr.

La valeur de l'AOD est également mesurée grâce aux photomètres de l'OHP : SOLAR et LUNAR. Le photomètre SOLAR réalise des mesures de jours, et LUNAR de nuit. Ils fonctionnent à plusieurs longueurs d'onde, notamment à 500 nm. L'AOD mesurée par le photomètre à 500 nm est légèrement supérieure à l'AOD qui pourrait être mesurée à 532 nm. L'AOD en fonction du temps, pour le 01/09/2017 est disponible en annexe page 23. En moyenne, de 19h44 à 22h42, les mesures

et calcul d'AOD pour le lidar ICOS, le lidar LTA et le photomètre LUNAR sont résumés dans le tableau 3

01/09/2017, moyenne temporelle de 19h44 à 22h42			
Instrument	Longueur d'onde (nm)	Range d'altitude sur lequel l'appareil fonctionne (km)	AOD
LTA	532	8 à 21.5	0.055
ICOS	532	0.7 à 21.5	0.460
LUNAR	500	Toute la colonne atmosphérique	0.096

TABLE 3 – Caractéristiques des instruments pour le calcul ou la mesure de l'AOD.

Le photomètre LUNAR mesure une AOD sur toute la colonne atmosphérique de 0.096. Le calcul de l'AOD pour le lidar LTA est cohérent puisqu'on obtient une épaisseur optique inférieure à celle du photomètre. Le lidar LTA ne prend pas en compte la présence de particules en dessous des 8 km. Cependant, le calcul de l'AOD pour le lidar ICOS, sur un range d'altitude de 700 m à 21.5 km est totalement aberrante.

Le fait que le coefficient de rétrodiffusion particulaire prenne des valeurs trop hautes pour les altitudes inférieures à 18 km implique une valeur d'AOD beaucoup trop élevée. Il faudra recalculer l'AOD totale avec le lidar ICOS après un réglage d'alignement de l'appareil et comparer de nouveau avec le lidar LTA et/ou les photomètres.

3.3 Compraison de l'évolution temporelle des couches

Afin de comparer l'évolution temporelle des couches de particules, les données ne sont plus moyennées sur une ou plusieurs heures. La résolution temporelle du lidar LTA est de 2 minutes et celle du lidar ICOS de 1 minute. Néanmoins, les données du lidar ICOS étant très bruitées, une moyenne des données toutes les 30 minutes est toujours réalisée, ainsi qu'un filtre médiant sur 25 points. La période étudiée est celle du 01/09/2017, de 20h à 22h30 UT. Les figures 7 suivantes montrent le PR2 en fonction de l'altitude et du temps, pour le lidar ICOS et le lidar LTA.

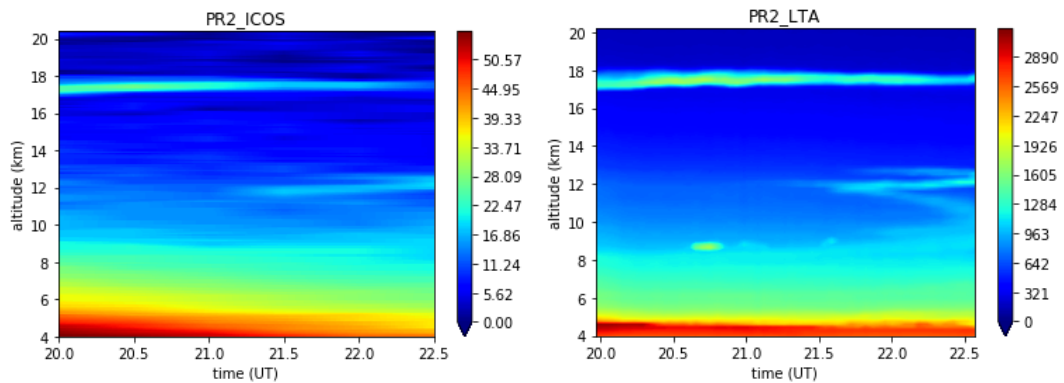


FIGURE 7 – PR2 (UA) en couleur, en fonction de l'altitude en ordonnée et du temps en abscisse, pour le lidar ICOS à gauche et le lidar LTA à droite.

Les couches de particules vers 17 et 11.5 km d'altitude étudiées précédemment sont bien visibles. De 21h30 à 22h30, la couche vers 11.5 km d'altitude a une forme plus distincte avec le lidar LTA, mais est tout de même visible avec le lidar ICOS.

Par la suite, l'inversion de Klett est réalisée pour chaque jeu de données en fonction du temps.

La figure 8 montre le coefficient de rétrodiffusion particulaire en fonction du temps et de l'altitude. L'échelle des couleurs est la même pour le lidar ICOS que pour le lidar LTA. Concernant la couche à 17 km, l'intensité de la rétrodiffusion est du même ordre de grandeur pour les 2 lidars, $0.001 \text{ km}^{-1} \text{ sr}^{-1}$, mais le maximum de rétrodiffusion n'apparaît pas à la même heure de la soirée. La largeur du panache évolue de la même manière pour les 2 appareils. La couche de particule vers 11.5 km d'altitude se distingue à partir de 21h20 UT pour les deux appareils. La rétrodiffusion prend encore une fois des valeurs plus élevées pour le lidar ICOS que pour le lidar LTA.

De manière générale, le lidar LTA paraît meilleur pour visualiser la taille et la forme des couches d'aérosols, tandis que le lidar ICOS semble être plus sensible aux valeurs de rétrodiffusion élevées.

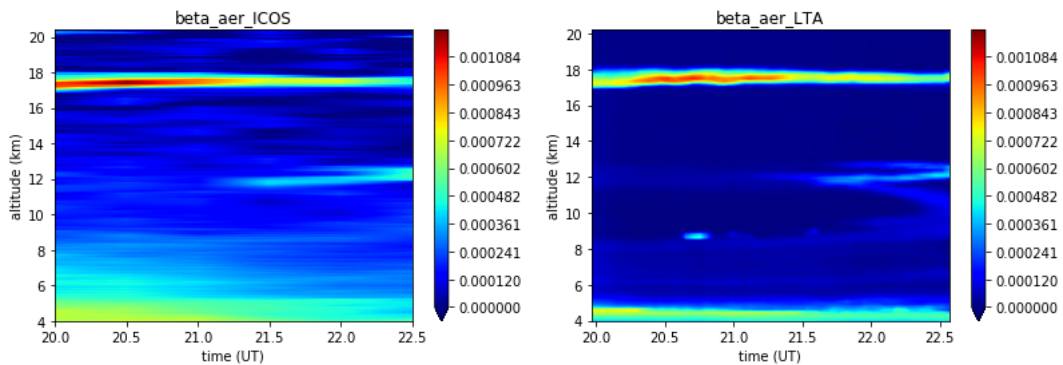


FIGURE 8 – Coefficient de rétrodiffusion en fonction de l'altitude en ordonnée et du temps en abscisse, pour le lidar ICOS à gauche et le lidar LTA à droite.

4 Comparaison des profils entre le lidar ICOS et le lidar LTA le 4 Juillet 2019.

Le 4 Juillet 2019, des couches d'aérosol à 16.3 km et à 11.3 km d'altitude sont visibles sur les profils de rétrodiffusion du lidar ICOS et du lidar LTA. Ces aérosols proviennent probablement de l'éruption volcanique du Raikoke le 22 Juin 2019, un volcan au Nord-Ouest du Pacifique, dans l'archipel des îles Kuril.

4.1 Résultats de l'inversion de Klett

Pour l'étude de cas du 4 Juillet 2019, il faut tout d'abord redéterminer la constante instrumentale du système. En effet, suite à de nouveaux réglages ou aux déplacements de l'appareil, il est fort probable que la valeur de la constante instrumentale varie en fonction du temps. La même méthode est utilisée que pour le premier cas d'étude, décrit dans la partie 2. Le tableau 4 récapitule les profils utilisés, la constante obtenue ainsi que la valeur moyenne et l'écart-type des constantes. Ici, 8 profils ont été utilisés.

Date	Moyenne temporelle (UT)	Constante instrumentale ($\cdot 10^4$)
16/06/2019	21h-22h	22.800
19/06/2019	21h-22h	22.586
23/06/2019	1h-2h	22.971
04/07/2019	21h-22h	22.700
05/07/2019	21h-22h	23.711
12/07/2019	21h-22h	22.197
16/07/2019	21h-22h	22.723
19/07/2019	1h-2h	22.854
Moyenne		22.818
Ecart-type		0.401

TABLE 4 – Valeurs obtenues pour le calcul de la constante instrumentale.

Une fois la constante instrumentale déterminée, il faut également redéterminer la fonction de recouvrement. Par manque de temps, la même fonction de recouvrement que pour le 01/09/2017 a été utilisée pour calibrer le signal. Ensuite, l'inversion de Klett est réalisée avec la nouvelle constante et l'ancienne fonction de recouvrement, pour le 04/07/2019 avec une moyenne temporelle de 20h36 à 23h59 UT.

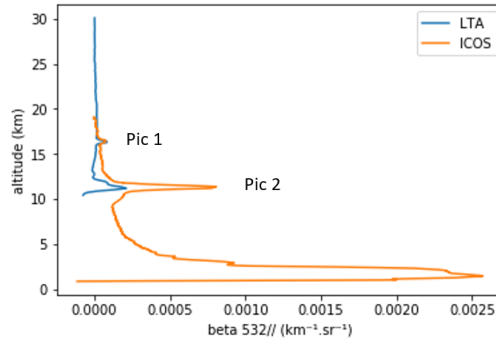


FIGURE 9 – Coefficient de rétrodiffusion particulaire pour le lidar LTA en bleu et le lidar ICOS en orange, en fonction de l'altitude.

Encore une fois, 2 pics de rétrodiffusion sont visibles pour les 2 lidars, aux mêmes altitudes. Mais le signal rétrodiffusé du lidar ICOS ne se superpose pas bien avec celui du lidar LTA pour les altitudes inférieures à 18 km. Il prend des valeurs jusqu'à 4 fois plus élevées, cf tableau 5, pic 2.

	Lidar	LTA	ICOS
Pic 1	Altitude maximum pic (km)	16.280	16.355
	$\beta_{532}^{Aer} (\cdot 10^{-5} km^{-1}sr^{-1})$	9.059	7.542
	Largeur pic (km)	0.750	1.275
	AOD ($\cdot 10^{-2}$)	2.634	2.748
Pic 2	Altitude maximum pic (km)	11.180	11.375
	$\beta_{532}^{Aer} (\cdot 10^{-4} km^{-1}sr^{-1})$	2.106	8.062
	Largeur pic (km)	1.500	1.500
	AOD	0.007	0.030

TABLE 5 – Comparaison de la rétrodiffusion et de l'AOD avec le lidar LTA et le lidar ICOS.

De plus, le calcul de l'AOD pour le lidar LTA, fonctionnant dans ce cas de 10.5 à 30 km, donne une valeur égale à 0.013. Pour le lidar ICOS, fonctionnant de 1 à 20 km, cela donne une AOD égale à 0.332. Pour ce cas d'étude, le photomètre LUNAR n'était pas en fonctionnement. Mais

l'AOD calculée avec le lidar ICOS est sans aucun doute bien trop élevée. Il y a un vrai problème de réglages à faire pour cet instrument.

4.2 Comparaison de l'évolution temporelle des couches

La comparaison de l'évolution temporelle des couches d'aérosols à 16.3 et 11.3 km d'altitude entre le lidar ICOS et le lidar LTA est bonne, cf figure 10. La largeur et l'altitude du panache à 16.3 km d'altitude environ est semblable. Une différence se voit pour la couche à 11.3 km qui est plus large à 22h UT pour le lidar ICOS que pour le lidar LTA. Attention pour la figure 11, l'échelle de couleur du coefficient de rétrodiffusion particulaire n'est pas la même entre le lidar ICOS et le lidar LTA.

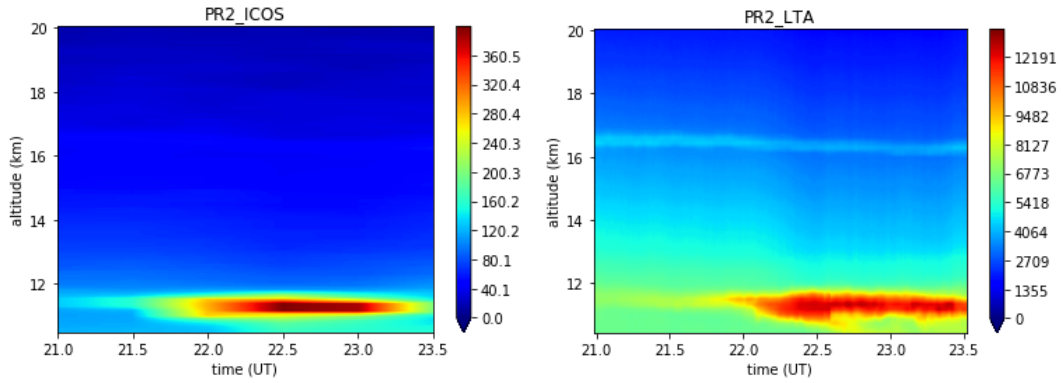


FIGURE 10 – PR2 en fonction de l'altitude en ordonnée et du temps en abscisse, pour le lidar ICOS à gauche et le lidar LTA à droite.

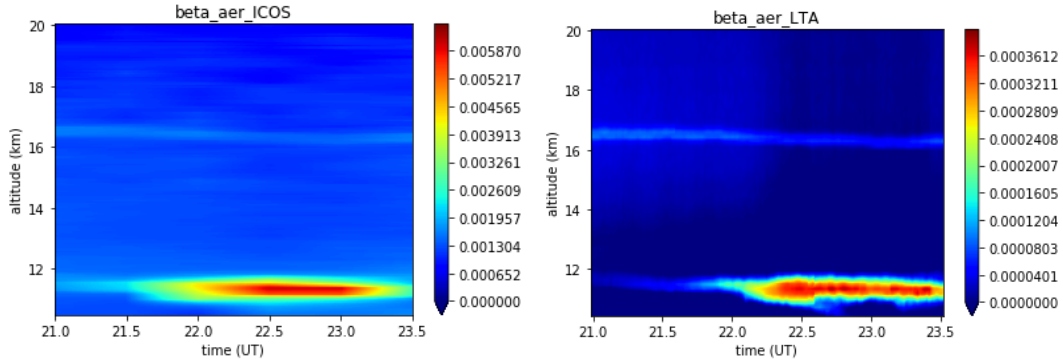


FIGURE 11 – Coefficient de rétrodiffusion en fonction de l'altitude en ordonnée et du temps en abscisse, pour le lidar ICOS à gauche et le lidar LTA à droite.

5 Suivi du développement de la couche limite

La couche limite atmosphérique (CLA) est la région qui est directement influencée par la surface de la Terre à de courtes échelles de temps, typiquement une heure. C'est une région très étudiée car elle est en forte interaction avec notre mode de vie. Elle est en contact direct avec les sources d'émissions de polluants et a une influence directe sur le transport et la dispersion de ces polluants. Il existe plusieurs méthodes utilisées pour détecter le sommet de la couche limite à partir du signal rétrodiffusé. La méthode du point d'inflexion sera détaillée et utilisée par la suite.

5.1 Méthodes lidar pour déterminer le sommet de la couche limite

Le signal rétrodiffusé est particulièrement élevé pour les faibles altitudes à cause de la couche limite ou de couche résiduelle, riche en molécules et aérosols. Sauf cas particuliers, la densité en particules et molécules diminuant avec l'altitude, le signal reçu est beaucoup plus faible vers les hautes altitudes et tend vers zéro. Les hautes valeurs du signal sur les premiers kilomètres donnent une idée de l'épaisseur de la couche d'aérosols présente en surface.

Il existe plusieurs méthodes permettant d'estimer la hauteur de la couche limite atmosphérique (HCLA). Deardorff *et al* [2] définissent le sommet de la CLA comme étant l'altitude où, en moyenne, l'air de la couche de mélange et l'air de la troposphère libre sont en égale proportion. Le sommet de la CLA peut donc se calculer pour chaque profil lidar en regardant quand la fonction de distribution cumulative est égale à 50%. De manière similaire, Melfi *et al* [11] considère que le sommet de la CLA correspond au premier point trouvé tel que la rétrodiffusion est 25% plus élevée que la rétrodiffusion dans la troposphère libre.

Le sommet de la CLA peut également se déterminer en regardant la variance du signal, cf Boers and Elonaranta [12]. En effet, depuis la surface jusqu'au sommet de la couche limite, la turbulence forme une couche très homogène. Au contraire, la fine couche entre le sommet de la couche limite et le début de l'atmosphère libre, sera très inhomogène et aura une variance très élevée par rapport aux autres couches. Ainsi, en cherchant le maximum de variance pour différents profils le long d'une journée, le sommet de la couche limite est trouvé en fonction du temps.

Une dernière méthode existe se basant sur le changement de gradient du signal rétrodiffusé, cf Flamant *et al* [4]. Le sommet de la CLA est alors défini comme étant le point d'inflexion, dans la zone de transition où le signal rétrodiffusé passe de valeur élevée à faibles. On cherche donc le minimum absolu de la dérivée première du signal. Cette méthode peut être combinée avec la définition d'une valeur seuil, égale à 3 fois l'écart-type du signal rétrodiffusé dans la zone de transition, Dupont *et al* [6]. Les minimums locaux de la dérivée première se trouvant au-dessus de cette valeur seuil sont alors éliminés. Le sommet de la CLA se définit alors comme l'altitude correspondant au plus petit des minimums locaux restants.

5.2 Recherche du point d'inflexion du signal reçu

La méthode utilisée pour estimer le sommet de la CLA est la méthode du point d'inflexion, Flamant *et al* [4]. En cherchant le point d'inflexion du signal dans la plage d'altitude où le signal passe de valeur forte à faible, il est possible d'en déduire le sommet de la couche limite, comme par exemple sur la figure 12.

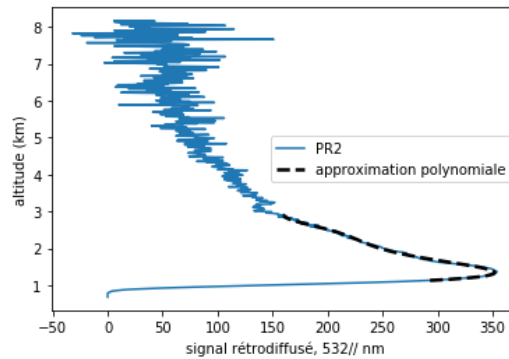


FIGURE 12 – PR2 en fonction de l'altitude, le 01/09/2017, moyenne de 8h45 à 9h UT. L'approximation par un polynôme de degré 5 est tracé en noir. La recherche des points d'inflexions se fait sur cette zone.

Pour chercher ce point d'inflexion, le *PR2* est approximé par un polynôme de degré 5. Les données

ont tout d'abord été moyennées sur 15 minutes pour réduire le bruit impulsif du signal rétro-diffusé. En calculant les coefficients de ce polynôme, il est facile d'en calculer la dérivée seconde. Les zéros de cette dérivée seconde correspondent aux points d'inflexion du polynôme approchant le signal. Avec cette approximation polynomiale de degré 5, il peut en effet y avoir plusieurs points d'inflexion. Pour commencer, il faut choisir parmi les altitudes des points d'inflexion calculées au temps initial, quelle valeur est la plus cohérente. C'est à l'utilisateur de choisir.

Pour avoir une idée de la valeur, il est possible de s'appuyer par les quicklook [14]. Cette valeur initiale prise en compte, l'algorithme choisit la valeur pour le temps suivant. Ainsi, l'altitude du point d'inflexion au temps t correspond à l'altitude la plus proche de l'altitude du point d'inflexion trouvée au temps $t + \Delta t$. La hauteur de la couche limite atmosphérique (HCLA) est finalement calculée jusqu'au temps final. La figure 13 montre le résultat obtenu pour la journée du 01/09/2017 et du 04/07/2019. Attention, pour le cas d'étude du Juillet 2019, de nombreuses couches résiduelles de particules sont présentes sur les 2 premiers kilomètres. Il est possible que le sommet de la couche limite soit confondu avec le sommet de couches résiduelles sur certaines heures de la journée.

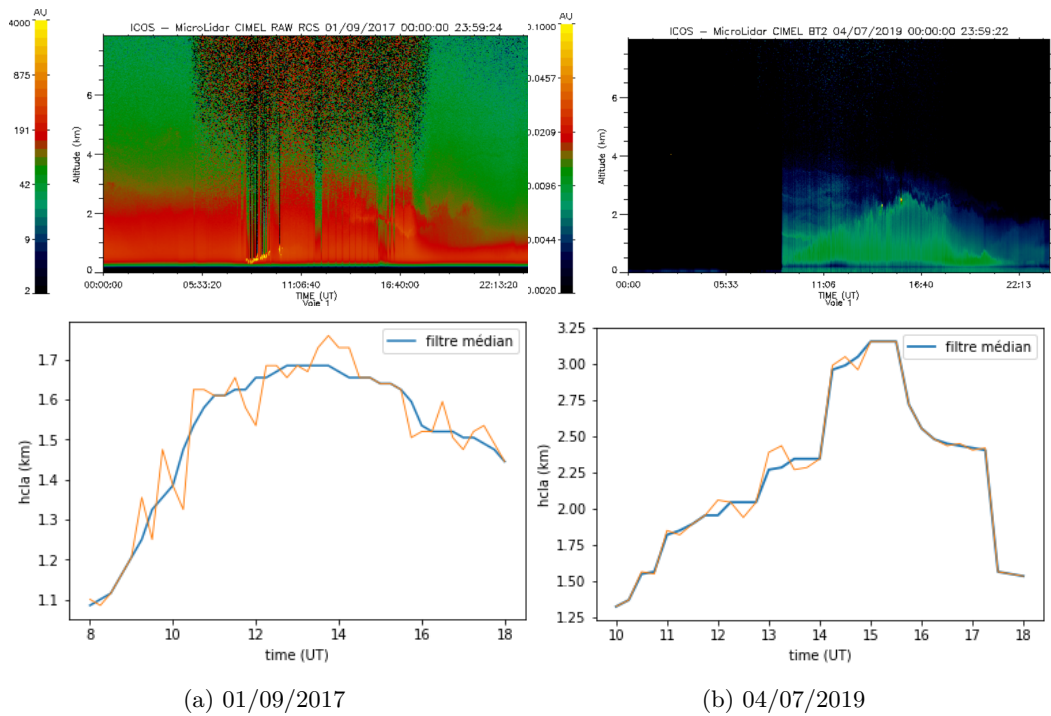


FIGURE 13 – Développement de la couche limite atmosphérique en fonction du temps. A gauche le 01/09/2017 et à droite le 04/07/2019. Les figures du haut sont des quicklooks générés sur l'intranet de la plate forme QUALAIR.

Ces résultats sont à comparer avec ceux trouvés après le passage des données du lidar ICOS dans la moulinette ACTRIS. La figure 14 montre le developpement de la couche limite trouvé par AERIS pour le premier cas d'étude, le 01/09/2017. Les données du deuxième cas d'étude n'ont à cette date pas encore été traitées. La comparaison se fera utérieurement.

La manière dont AERIS calcule le sommet de la CLA à partir du signal rétrodiffusé n'est pas détaillée. Néanmoins, il est évident que cette méthode ne fonctionne pas sur ce profil. Ainsi, le cycle diurne de la CLA n'est pas visible, des points ne sont pas corrects avec une valeur de sommet de la CLA jusqu'à 2.9 km et aucun n'est en dessous de 600 m.

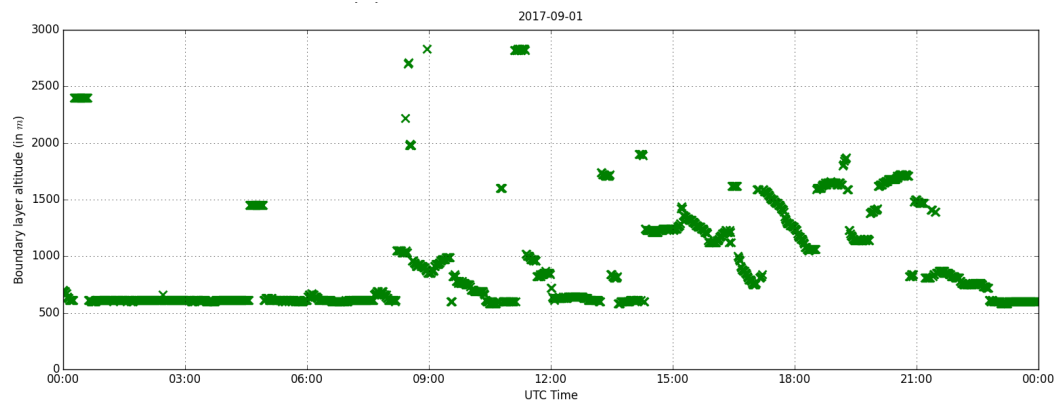


FIGURE 14 – Résultat du suivi du sommet de la CLA par AERIS, le 01/09/2017.

Conclusion

Le lidar ICOS est un lidar à rétrodiffusion qui permet de caractériser les couches d'aérosols présentes dans la troposphère. Il détecte également, les panaches de particules dans la stratosphère, même si le signal est alors très bruité. Le traitement des données du lidar ICOS nécessite en premier lieu par une étape de calibration du système.

La calibration du lidar ICOS a été faite autour des deux cas d'études, le 01/09/2017 et le 04/07/2019. La constante instrumentale a été déterminée en utilisant 16 et 8 profils respectivement, en utilisant une zone moléculaire pour raccrocher le profil Rayleigh de 20 à 21 km d'altitude. Cette constante donne des résultats satisfaisants dans la stratosphère et aberrants dans la troposphère. Le PR2 corrigé de la constante du lidar ICOS ne se superpose pas avec le PR2 calibré du lidar LTA dans la haute troposphère. Cela signifie que des réglages de l'appareil sont nécessaires pour redéterminer la constante instrumentale du système. Par ailleurs, il serait intéressant d'avoir accès à des radiosondages qui permettraient de calculer le profil Rayleigh plus précisément, grâce aux profils de température et de pression in situ.

En ce qui concerne la fonction de recouvrement, la méthode utilisée se base sur l'hypothèse que la couche de particule près de la surface, les 480 premiers mètres, est homogène. Afin d'être certain que cette hypothèse est bonne pour ce cas d'étude, il faudrait déterminer la fonction de recouvrement d'une autre manière et comparer. Par exemple, en utilisant un autre système déjà calibré, ou en faisant tirer le lidar à l'horizontal.

Ensuite, la comparaison avec le lidar LTA a permis de voir que le lidar ICOS détecte bien les couches d'aérosols, même dans la stratosphère. Pour les deux cas d'étude, entre les deux lidars, les couches sont localisées à la même altitude, avec une largeur de panache identique, une épaisseur optique proche et une évolution temporelle plutôt semblable. Le gros problème est que l'épaisseur optique calculée sur toute la colonne atmosphérique donne des valeurs aberrantes. En effet, pour les altitudes inférieures à 18 km, la rétrodiffusion du lidar ICOS prend des valeurs très élevées, trop élevées par comparaison au lidar LTA.

Enfin, un travail sur le suivi du sommet de la couche limite atmosphérique a été réalisé pour les deux cas d'étude. En effet, la méthode du point d'inflexion permet de trouver le sommet de la couche limite à partir du signal rétrodiffusé. Malgré le fait que le PR2 ne soit pas bien calibré dans la troposphère, le sommet de la couche limite est bien identifié. Le développement de la CLA en fonction du temps est comparé avec celui trouvé en envoyant les fichiers de données à AERIS. Le résultat du traitement d'AERIS ne fonctionne pas, le cycle diurne n'est même pas visible. Il faudrait avoir le détail du traitement utilisé par AERIS pour fournir des explications.

Pour conclure, une première détermination de la constante instrumentale et de la fonction de recouvrement a été faite. La comparaison avec le lidar LTA a montré de bons résultats sur la caractérisation des couches de particules dans la stratosphère. Cela a également permis de voir que des réglages sont indispensables afin d'obtenir des valeurs cohérentes du coefficient de rétrodiffusion particulaire dans la troposphère et par conséquent des valeurs pour l'épaisseur optique des aérosols semblables aux valeurs mesurées par les photomètres. Pour terminer, il faudra également travailler sur la dépolarisation du lidar ICOS qui permettra d'acquérir des informations sur la forme plus ou moins sphérique des particules.

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] J.W. Deardorff G.E. Willis B.H. Stockton. Laboratory studies of the entrainment zone of a convective mixed layer. *Boundary Layer Meteorology*, 1980.
- [3] Anthony Bucholtz. Rayleigh-scattering calculations for the terrestrial atmosphere. *California Space Institute, University of California*, July 1995.
- [4] C. Flamant J. Pelon P.H. Flamant P. Durand. Lidar determination of the entrainment zone thickness at the top of the unstable marine atmospheric boundary layer. *Boundary Layer Meteorology*, 1997.
- [5] Frederik Fernald. Analysis of atmospheric lidar observations : some comments. *University of Denver, Physics Department*, Oct 1983.
- [6] E. Dupont J. Pelon C. Flamant. Study of the moist convective boundary layer structure by backscatter lidar. *Boundary Layer Meteorology*, 1994.
- [7] S. M. Khaykin, S. Godin-Beekmann, A. Hauchecorne, J. Pelon, F. Ravetta, and P. Keckhut. Stratospheric smoke with unprecedentedly high backscatter observed by lidars above southern france. *LATMOS/IPSL, Sorbonne Université, UVSQ Université Paris-Saclay, CNRS, Guyancourt, France*, January 2018.
- [8] James D Klett. Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratios. *Optical Society of America*, June 1985.
- [9] 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.
- [10] Nasa. Aeronet, aerosol robotic network. <https://aeronet.gsfc.nasa.gov>.
- [11] S.H. Melfi J.D. Sphinhirme S.H. Chou S.P. Palm. Lidar observations of the vertically organized convection in the planetary boundary layer over ocean. *Journal Climate Application Meteorology*, 1985.
- [12] S.H. Melfi J.D. Sphinhirme S.H. Chou S.P. Palm. Lidar measurements of the atmospheric entrainment zone and potential temperature jump across the top of the mixed layer. *Boundary Layer Meteorology*, 1986.
- [13] Cyrille Flamant Jacques Pelon. Lidar determination of the entrainment zone thickness at the top of the unstable marine atmospheric boundary layer. *Service d'Aéronomie du CNRS, Sorbonne Université*, October 1996.
- [14] QUALAIR. Site régional d'observation de l'atmosphère et de développement instrumental. qualair.aero.jussieu.fr.
- [15] H. Tennekes. A model for the dynamics of the inversion above a convective boundary layer. *Royal Netherlands Meteorological Institute, De Bill, Holland*, January 1973.

A 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 (6) est la suivante :

$$\frac{dS(z)}{dz} = \frac{1}{\alpha(z)} \frac{d\alpha(z)}{dz} - 2\alpha(z) \quad (7)$$

Avec $S(z) = \ln(PR2_{calibré}(z))$ et $\alpha(z) = \alpha^{Ray}(z) + \alpha^{Aer}(z)$. Cette équation différentielle de Bernoulli de 2nd ordre (aussi appelée équation différentielle de Ricatti 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 β que α , la solution de cette équation s'écrit alors :

$$\beta^{Aer}(z) + \beta^{Ray}(z) = \frac{P(z) \exp\left(-2(LR^{Aer} - LR^{Ray}) \int_{z_{ref}}^z \beta^{Ray}(z) dz\right)}{\frac{P(z_{ref})}{\beta^{Aer}(z_{ref}) + \beta^{Ray}(z_{ref})} - 2 LR^{Aer} \int_{z_{ref}}^z P(z) \exp\left(-2(LR^{Aer} - LR^{Ray}) \int_{z_{ref}}^z \beta^{Ray}(z') dz'\right) dz} \quad (8)$$

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.

B Calcul du profil Rayleigh

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

$$R_\lambda(z) = \beta_\lambda^{Ray} \cdot T_\lambda^{Ray2} \quad (9)$$

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 α_λ^{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 λ s'exprimant par la formule suivante :

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

- ρ le facteur de dépolarisation à la longueur d'onde λ 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° .

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 6. 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 6 – 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.

C Complément figures

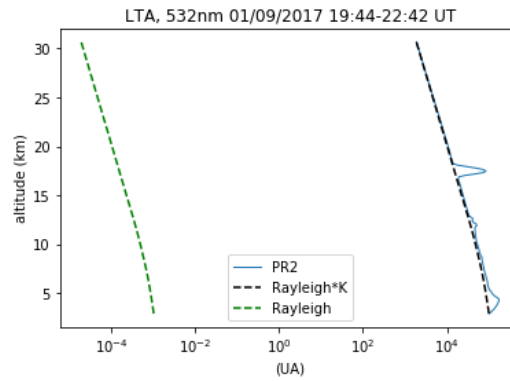


FIGURE 15 – PR2 en bleu, profil Rayleigh en vert et profil Rayleigh multiplié par la constante instrumentale en noir en fonction de l'altitude, en échelle log, pour le lidar LTA. Déterminer la valeur de la constante instrumentale est bien plus facile avec le lidar LTA où le signal est purement moléculaire à 30 km d'altitude.

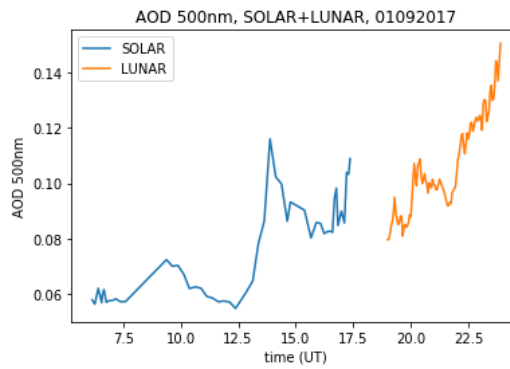


FIGURE 16 – AOD mesuré par les photomètres LUNAR et SOLAR en fonction du temps, le 01/09/2017.

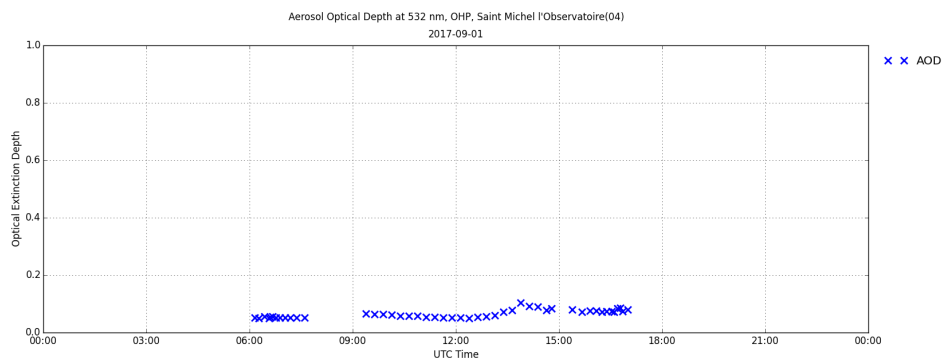


FIGURE 17 – AOD en fonction de l'altitude et du temps, calculé par AERIS , le 01/09/2017.