



Université de Lille 1-Université Libanaise
Faculté des sciences

Rapport Scientifique

Stage-Semestre IV-Master 'Lumière-Matière'

Caractérisation du prototype instrumental CHRIS pour la mesure de la composition atmosphérique

Sous la direction de:

Pr. Hervé Herbin

Préparée par: Marie-Thérèse El Kattar

20 Juin 2017
Année 2016-2017

Table des matières

	Pages
<u>I-Introduction</u>	3-7
I.1-Contexte :	3-5
I.1.1-IRHRS pour la spectroscopie moléculaire.	3-4
I.1.2-IRHRS pour les études atmosphériques.	4-5
I.2-Etat de l'art.	5
I.3-L'instrument CHRIS.	5-7
I.4-Objectif du stage.	7
<u>II-Calibration</u>	8-15
II.1-Calibration spectrale.	8-10
II.2-Calibration radiométrique.	10-15
<u>III-Premières exploitations</u>	16-19
III.1-Mesures d'un nuage d'eau liquide.	16-18
III.2-Mesures d'aérosols désertiques.	18-19
<u>IV-Conclusion et perspectives</u>	19
<u>V-Bibliographie</u>	20

Remerciements

Ce travail a été réalisé au sein du Laboratoire d'Optique Atmosphérique de l'Université de Lille 1. Je remercie tout d'abord mon directeur de stage le Pr. Hervé Herbin pour m'avoir encadré lors de mes recherches à l'étranger et pour m'avoir aidé à acquérir de nouvelles connaissances et aptitudes scientifiques, ainsi que pour sa disponibilité tout au long du stage. Je le remercie également pour son aide matériel (prêt de son ordinateur).

Ensuite, je remercie Mme Frédérique Auriol pour m'avoir montré, présenté l'instrument du LOA et pour son aide précieuse durant toutes les expériences effectuées. J'aimerais également remercier les enseignants-chercheurs du LOA pour leur accueil et leur confiance ainsi que leur gentillesse.

En plus, je remercie le Laboratoire de Mécanique de Lille (Ecole Centrale) pour avoir fourni le corps noir, qui a servi à la calibration radiométrique, ainsi que pour son aide à la réalisation de l'expérience.

Par ailleurs, je remercie Arcus pour le financement de mes travaux de recherche.

I-Introduction

I.1-Contexte

I.1.1-IRHRS pour la spectroscopie moléculaire

La spectrométrie infrarouge est l'un des outils les plus utilisés pour la caractérisation et l'identification des molécules organiques (spectroscopie moléculaire, Figure 1). Dès 1924, les physiciens ont aperçu que l'énergie du rayonnement infrarouge moyen coïncidait avec celle des mouvements internes de la molécule. Ainsi, la relation entre l'absorption d'un rayonnement IR par une molécule et sa structure moléculaire est mise en évidence. [1] C'est une méthode de caractérisation rapide et sensible de la plupart des molécules existantes. Son utilisation est simple et le coût de son instrumentation en fait un outil accessible à la plupart des laboratoires. Le domaine de l'infrarouge correspond à des longueurs d'onde comprises entre $0.78 \times 10^{-6}m$ et $10^{-3}m$, que l'on peut diviser en trois régions (IR lointain, moyen et proche). [2] Même si les régions du proche IR et du lointain IR ont suscité un certain intérêt, l'utilisation de la spectroscopie de l'IR moyen reste la plus adaptée pour l'élucidation de la composition moléculaire d'un composé. La spectrométrie infrarouge est la mesure de la diminution de l'intensité du rayonnement qui traverse un échantillon en fonction de la longueur d'onde. Le rayonnement infrarouge dispense suffisamment d'énergie pour stimuler les vibrations moléculaires à des niveaux d'énergie supérieurs. Cette spectrométrie s'utilise principalement pour l'analyse qualitative d'une molécule en mettant en évidence la présence de liaisons entre les atomes (fonctions et groupements). La majorité des applications se situe entre 2,5 et 15 μm soit en nombre d'ondes de 4000 cm^{-1} à 670 cm^{-1} (IR moyen). En plus du mouvement de vibration, chaque molécule diatomique possède un mouvement de rotation, d'énergie moindre, qui induit l'existence d'une structure fine des transitions. Ceci implique une multiplication des raies qui peut devenir une bande si la résolution devient insuffisante. Pour observer cette structure fine, il est nécessaire de travailler en phase gazeuse afin de permettre aux différentes molécules de tourner librement sans changer trop souvent d'état rotationnel lors d'une collision avec une autre molécule. La spectroscopie moléculaire a pris son essor que dans les années 1960 grâce à la spectroscopie infrarouge à haute résolution spectrale (IRHRS). L'expression HRS est employée souvent en spectroscopie, afin de désigner les mesures réalisées avec une résolution spectrale qui est de l'ordre de grandeur de la largeur Doppler des raies. [3] L'IRHRS, à son tour, pris son essor grâce à l'informatique et à l'interféromètre de Michelson. Cet interféromètre sera plus tard utilisé dans le spectromètre à transformée de Fourier (FTS) qui est devenu un outil analytique important pour la spectroscopie moléculaire. La spectroscopie moléculaire utilisant le nombre d'ondes, exprimé en cm^{-1} , permet un lien mathématique direct avec la différence de marche (en cm) de l'interféromètre. Les données obtenues par la spectroscopie moléculaire nourrissent des bases de données comme HITRAN où l'intensité absolue des raies est obtenue en fonction du nombre d'onde.

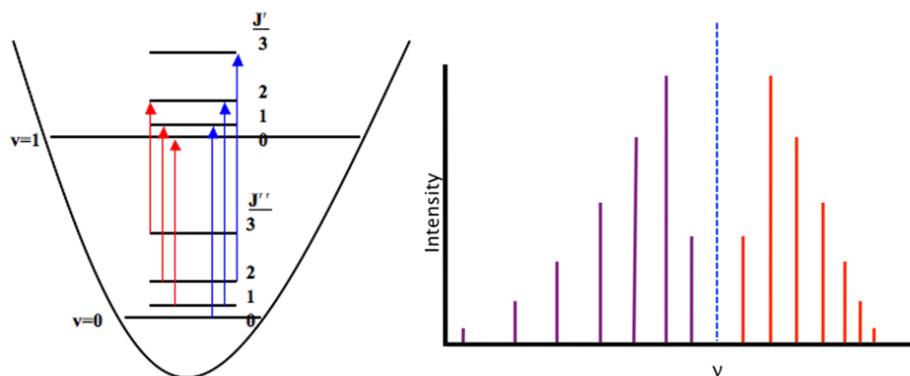


Figure 1 : Illustration théorique de la structure ro-vibrationnelle d'une molécule et le spectre correspondant.

Le spectre présenté dans la figure précédente est spécifique à chaque molécule. Il est l'équivalent pour la matière de nos empreintes digitales : comme chaque individu possède son propre empreinte, chaque molécule possède son propre spectre qui nous permet de l'identification et la détecter. L'IRHRS a plusieurs applications dans le domaine de la physique, mais on s'intéresse aux études réalisées dans le domaine atmosphérique.

I.1.2-IRHRS pour les études atmosphériques.

Dans le cadre des études atmosphériques, l'utilisation de l'IRHRS a commencé très tardivement, au milieu des années 1990. L'utilisation de la spectroscopie IRHRS a pris réellement son essor grâce à différents instruments tels que ACE-fts, TES, TANSO-fts et surtout pour la partie française IASI en vue satellitaire. Ces instruments offrent l'avantage de faire des mesures de jours comme de nuit, ainsi qu'ils permettent d'avoir des concentrations de nombreuses espèces gazeuses (figure 2).

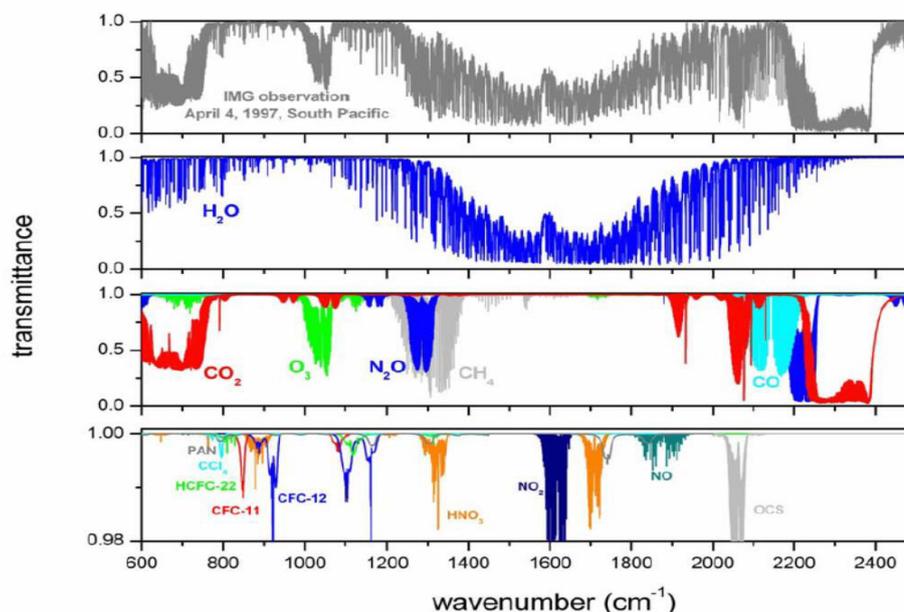


Figure 2 : Exemple d'un spectre IRHRS de l'atmosphère terrestre et les principales bandes d'absorption.

A l'aide de ces instruments on est capable de mesurer énormément des espèces gazeuses mais nous nous intéressons d'avoir des informations sur les aérosols, notamment parce que l'IR donne une réponse différente pour chaque type de particule (partie I.1.1). Malgré le fait que

ces techniques ont commencé vers 1996, aujourd'hui ils constituent l'un des types de mesures les plus importants pour la mesure atmosphérique. Les mesures satellitaires sont sensibles à la troposphère libre, donc si on veut mesurer et analyser des composés (gazeux ou particulaires) qui sont émis et résident majoritairement dans les basses couches atmosphériques (aérosols, nuages), ou des composés ayant des durées de vie courte, les instruments satellitaires ne sont pas les outils adéquats. Cela emporte l'intérêt de faire des mesures identiques à celles satellitaires mais depuis le sol.

I.2-Etat de l'art

Actuellement, Il y a très peu d'instruments qui font des mesures depuis le sol. Il existe 20 dispositifs IRHRS dans le monde regroupés au sein de deux réseaux internationaux qu'on peut voir leur répartition autour du monde dans la figure suivante: NDACC et TCCON (400 photomètres réseau AERONET). Le fonctionnement de ces instruments est assuré par des instituts ou des laboratoires de recherche.

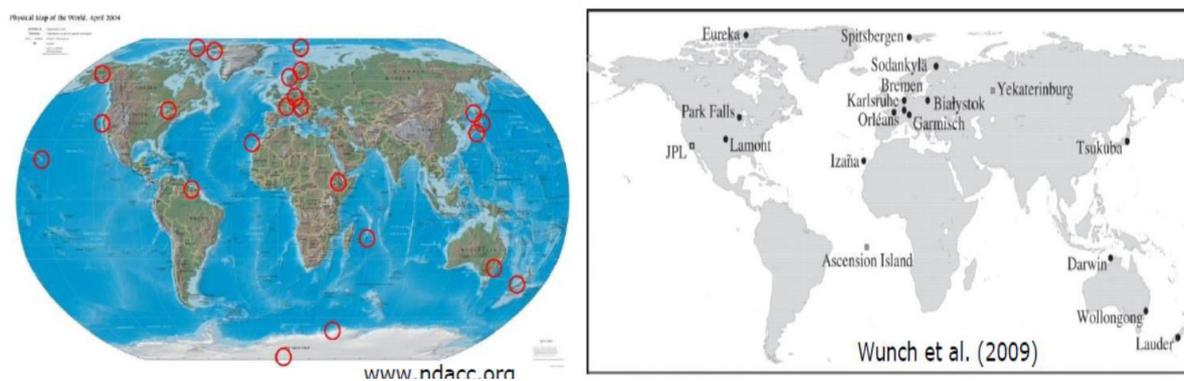


Figure 3 : Localisation des sites de mesures FTIR affiliés aux réseaux NDACC (gauche) et TCCON (droite).

La problématique rencontrée avec ces instruments est leurs grands encombrements et leurs grandes masses (plusieurs centaines de kg), qui les rendent inadaptés aux mesures de terrain, donc utilisés pour la validation des mesures par satellites. Afin de résoudre ce problème, des instruments moins volumineux et moins lourds ont été envisagés [4], mais qui ont : une résolution spectrale grossière, gamme et/ou largeur spectrale inadaptée, utilisent le refroidissement à l'azote liquide, nécessitent de la stabilité de l'optique, rapport signal sur bruit faible. Entre autre, ces instruments ne répondent pas à la problématique initiale de pouvoir faire des mesures dans les basses couches atmosphériques. Donc il faudrait trouver une autre solution.

I.3-L'instrument CHRIS

Plusieurs instruments sont conçus pour la télédétection et la mesure de la composition atmosphérique mais CHRIS étant le meilleur grâce à plusieurs propriétés. L'instrument CHRIS qui a pour acronyme Compact High spectral Resolution Infrared Spectrometer, unique au monde, est financé par le Labex Cappa développé par la société Bruker sur la base d'un cahier de charge établi par Pr. Hervé Herbin et Mme Frédérique Auriol. Cet instrument a des propriétés uniques intéressantes:

1-Haute résolution spectrale (0.18 cm^{-1}) : mieux que TANSO-FTS ou le futur IASI-NG.

2-Large gamme spectrale (domaine spectral compris entre $640 - 5200 \text{ cm}^{-1}$) : peut couvrir l'étendue spectrale des instruments de télédétection spatiale, mais également pour optimiser la quantité d'espèces mesurables ainsi qu'il peut effectuer des mesures précises à l'échelle locale avec une très bonne sensibilité aux constituants physico-chimiques de la basse troposphère (gaz, aérosols, nuages).

3-Transportable : adapté pour les campagnes de mesures sur le terrain.

- Dimensions : $70 \times 40 \times 40 \text{ cm}$ et $m < 40 \text{ kg}$.
- Détecteur Cryocoupleur qui refroidit par effet Peltier pour s'affranchir du refroidissement par azote liquide.
- Fonctionnement quelques heures sur batteries.

Le schéma de la figure précédente montre l'intérieur de l'instrument CHRIS avec toutes ces composantes optiques.

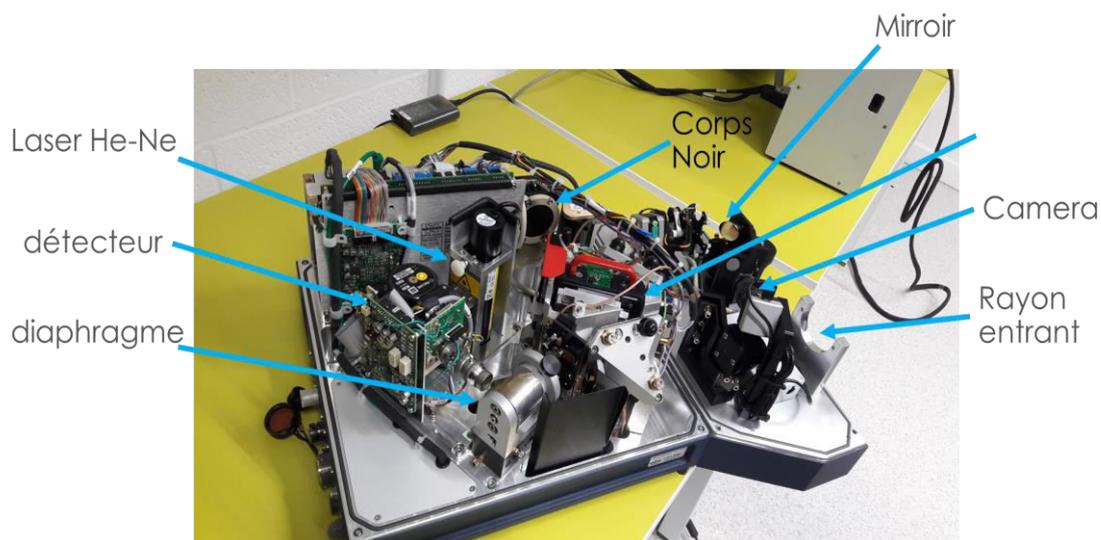


Figure 4 : Descriptif détaillé de l'instrument CHRIS sans le Sun-Tracker.

CHRIS, est composé d'un Sun-Tracker, qui après une orientation adéquate, se cale sur le soleil, et en suit la trajectoire tout au long de la mesure. Les rayons captés sont envoyés par un jeu de miroir dans un spectromètre à transformée de Fourier, composé principalement d'un interféromètre de Michelson et d'un détecteur qui donnent des valeurs de mesures en fonction de la longueur d'onde. Dans les interféromètres classiques les miroirs plans n'amènent presque pas d'alignement optique avant chaque mesure. Mais dans notre instrument le rétro-rélecteur est en point cube, donc le rayon réfléchi est toujours parallèle au rayon incident. On peut voir schématiquement ces 2 miroirs dans la figure suivante.

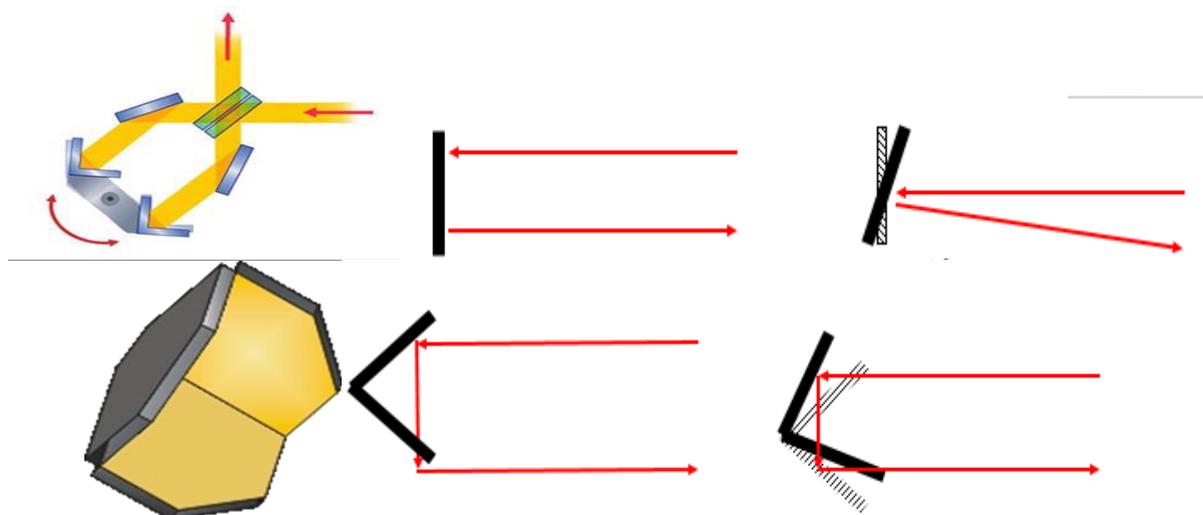


Figure 5 : La différence entre un miroir plan dans un interféromètre classique et le nôtre qui est en point cube.

Des mesures ont été faites à partir de cet instrument. On peut voir un exemple dans la figure 6 où on peut distinguer plusieurs gazes.

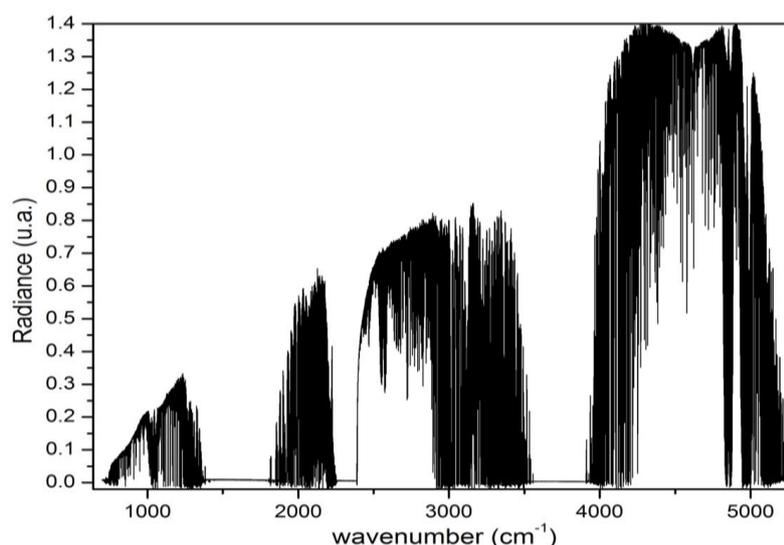


Figure 6 : Spectre Infrarouge (650 – 5300 cm⁻¹) obtenu en ciel clair. En couleur, sont indiqués quelques exemples de gaz absorbants dans cette fenêtre spectrale et dont la concentration dans l'atmosphère peut être déterminée avec précision.

I.4-Objectif du stage

Vu que l'instrument CHRIS est un prototype récent, il faut faire une exploitation quantitative des spectres enregistrés. Pour cela, on est obligé de faire la calibration spectrale et radiométrique. Ainsi qu'il faut tester son fonctionnement sur batterie pour les mesures de terrain. En plus, ce qui est le plus important, il faut voir si on est capable de distinguer le type des particules, non seulement les gazes qui sont dans l'atmosphère, mais les nuages et les aérosols après la calibration et les caractériser (calcul de leur concentration, détermination de leur taille, ...). Donc, l'objectif de ce stage est de caractériser spectralement et radiométriquement ce prototype instrumental, et effectuer les premières analyses en vue de l'obtention de produits géophysiques.

II-Calibration

Le travail ici est divisé en 2 parties: calibration spectrale et calibration radiométrique. La première se fait pour se convertir d'un domaine temporel en domaine fréquentiel. La deuxième pour transformer le spectre mesuré en conte numérique en spectre de radiance.

II.1-Calibration spectrale

La calibration spectrale nous permet de convertir un spectre du domaine fréquentiel au domaine spectral par une transformée de Fourier inverse. Cette calibration s'effectue en comparant les spectres atmosphériques mesurés par notre instrument dans des fenêtres spectrales sélectionnées avec les spectres théoriques d'HITRAN (High-Resolution Transmission Molecular Absorption database est issue d'un travail effectué depuis les années 1960 par l'Air Force Cambridge Research Laboratories (AFCRL), et poursuivi de nos jours par l'Atomic and Molecular Physics Division, Harvard-Smithsonian Center for Astrophysics). Notons que le choix de la vapeur d'eau et du CO₂ est fait à cause des raisons suivantes :

- Leur signal intense dû à leur abondance dans l'atmosphère.
- Ces molécules absorbent un peu partout dans le domaine spectral infrarouge.
- Bandes constituées de raies isolées (il n'y a pas d'interférence entre eux).

Les étapes nécessaires sont énumérées ci-dessous:

1. Sélectionner des points des fichiers HITRAN de la vapeur d'eau et du CO₂:

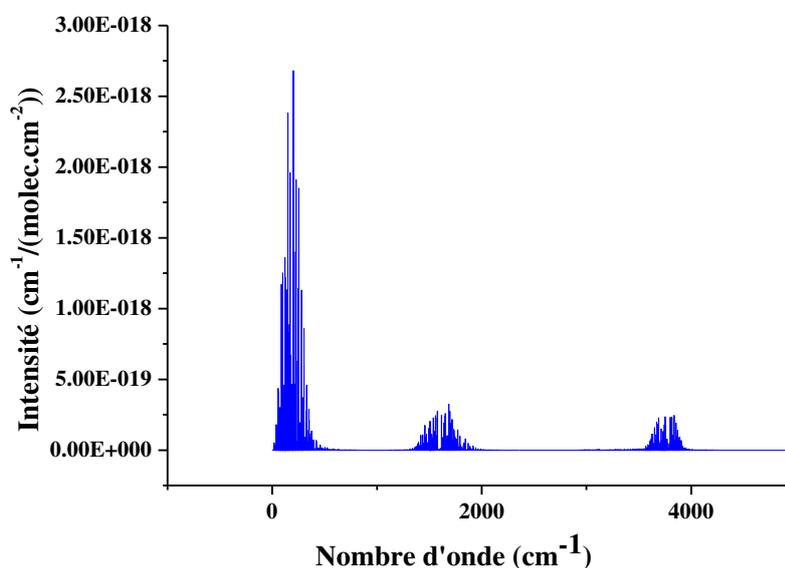


Figure 7: Le spectre HITRAN correspondant à H₂¹⁶O.

- Sélectionner des raies correspondantes à celle d'HITRAN dans nos spectres.

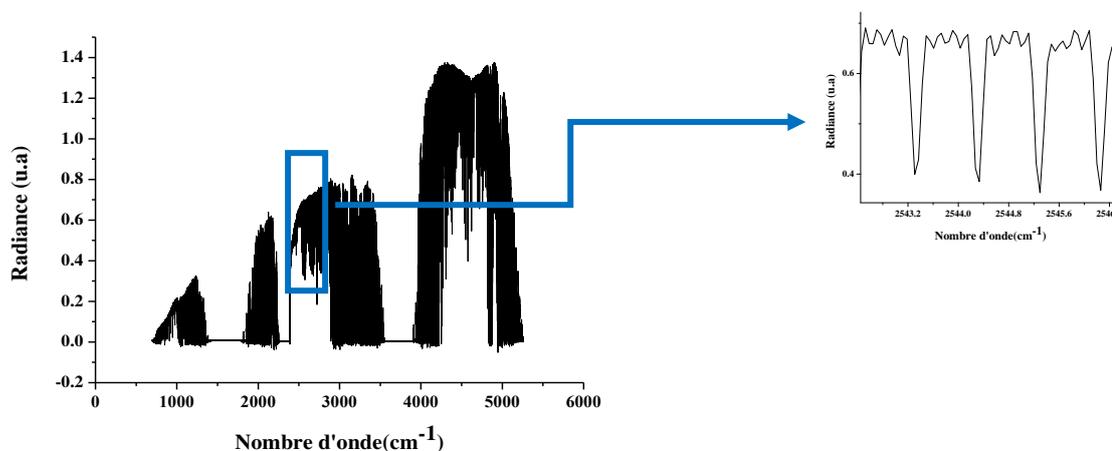


Figure 8: La correspondance entre les données HITRAN et nos spectres.

- Puisque la pression a un effet sur la transition de la molécule, il faut corriger le nombre d'onde par la formule suivante:

$$\nu^*(cm^{-1}) = \nu_0(cm^{-1}) + \delta \times p(atm)$$

où δ est le changement de transition en raison de la pression, un coefficient donné par HITRAN.

- L'écart entre la position théorique d'HITRAN et la ligne mesurée de nos spectres est tracé en fonction du nombre d'onde:

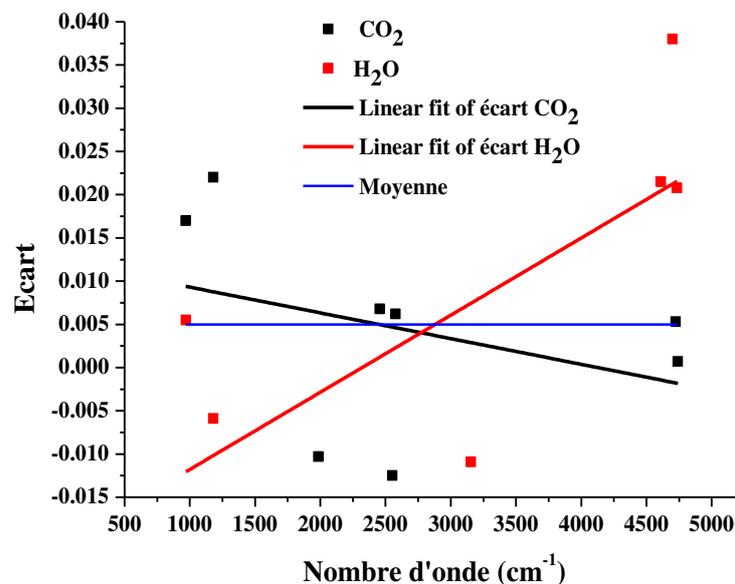


Figure 9: L'écart entre la position théorique des données HITRAN et la ligne mesurée de nos spectres en fonction du nombre d'onde.

En se référant à la figure 6, le maximum d'écart nous a défini la précision de l'instrument qui est de $0.038cm^{-1}$. Ce maximum d'écart est de 4.73 fois plus petit que la résolution instrumentale. A cause de la répartition aléatoire des points correspondants aux écarts entre la

position théorique d'HITRAN et la position des lignes de nos spectres, on a essayé de faire un ajustement linéaire mais ça n'a donné rien de significatif. Pour cette raison on a tracé la moyenne des écarts qui est, comme indique la figure 9, très faible, $5 \times 10^{-3} \text{cm}^{-1}$. Cette moyenne est très faible par rapport au pas d'échantillonnage (0.06025cm^{-1}), et elle est de 36 fois plus petite que la résolution spectrale (0.18cm^{-1}) ! Bien que cette valeur soit peu significative, elle sera prise en compte pour la calibration spectrale nos spectres.

II.2-Calibration radiométrique [5]

Le but de cet instrument est de mesurer non pas seulement les gaz mais aussi les particules dans l'atmosphère (nuages, aérosols). Pour cette raison on a besoin de la radiance absolue obtenue par un processus de calibration radiométrique. Les mesures prises par l'instrument sont exprimées en compte numérique que l'on doit exprimer en radiance ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$) après la calibration. La calibration radiométrique se fait à l'aide d'un corps noir parce que c'est facile à manipuler, on connaît parfaitement la source qui est modéliser par une fonction de Planck. Le corps noir possède une étendue spectrale large dont sa température détermine la région du spectre à calibrer. Dans la figure suivante on présente la différence entre la fonction de Planck d'un corps noir à 353 K (80°C) et l'autre à 813 K (540°C). On peut voir que le corps noir à 353 K n'a presque aucun signal devant celui à 813 K qui a un signal couvrant la majorité du spectre, donc une faible température ne peut calibrer que la partie thermique du spectre ($650\text{-}1400 \text{cm}^{-1}$).

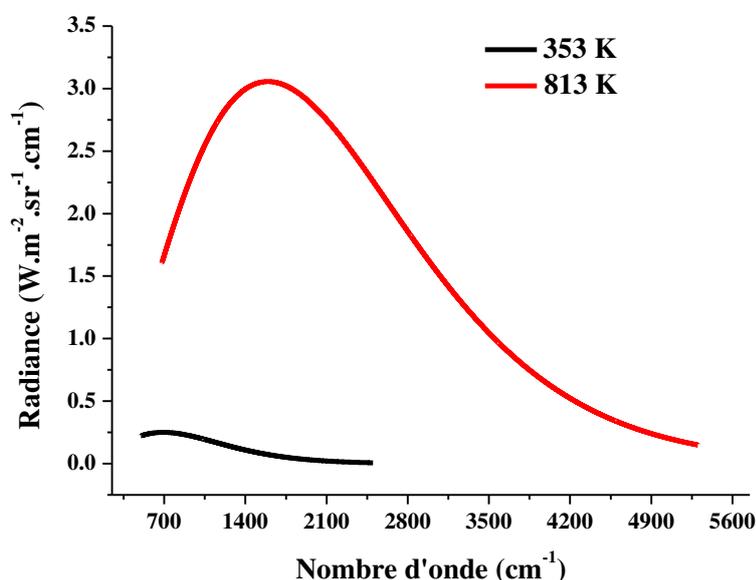


Figure 10: La différence entre un corps noir à 353 K et un autre à 813 K en fonction du nombre d'onde.

Dans un premier temps seule la bande thermique a été calibrée et une méthode générale a été déduite. Ensuite à l'aide du Laboratoire de Mécanique de Lille (Ecole Centrale) on a pu avoir un corps noir avec une température atteignant 540°C (Fig. 7). Le dispositif de l'expérience est montré dans la figure suivante.

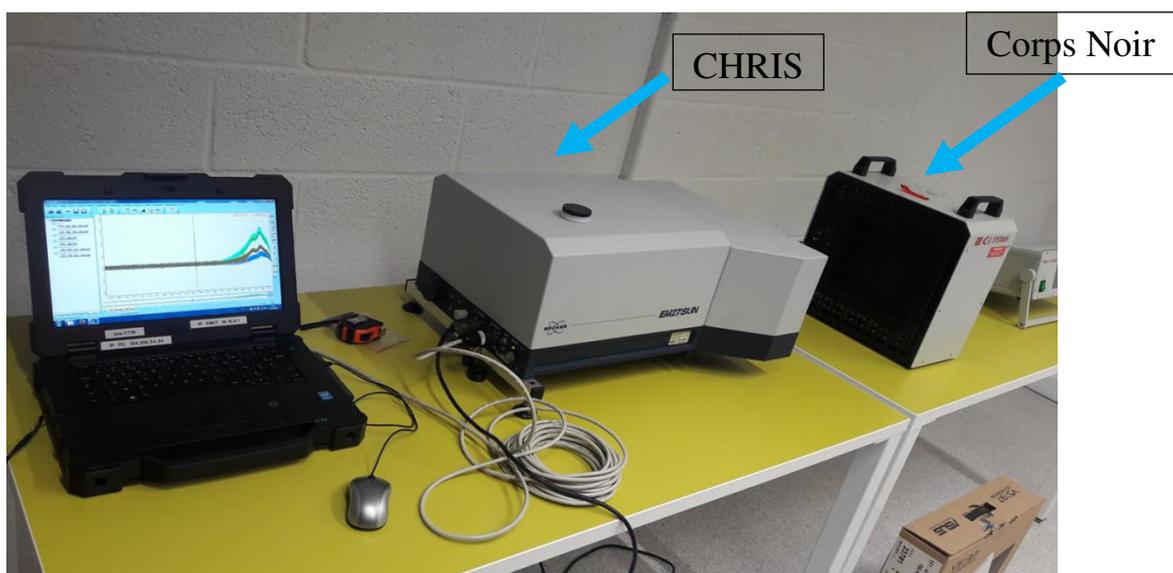


Figure 11: L'expérience réalisée au LML.

Comme CHRIS n'était pas calibré, il nous fallait un qui le soit, pour pouvoir une fois notre spectre calibré, le comparer à des mesures calibrées, afin de le valider. Nous avons à notre disposition des mesures réalisées à l'observatoire atmosphérique Nous avons à notre disposition des mesures réalisés à l'observatoire atmosphérique d'IZANA à Tenerife dans les Îles Canaries (Fig. 12). Ce lieu est choisi pour sa haute altitude de 2370 mètres, sa grande distance avec les activités industrielles du continent et aussi pour ses conditions météorologique stables et favorables aux mesures (un ciel clair 80% de l'année), ce qui limite les absorptions et diffusions éventuelles dues aux nuages et aux particules fines de l'atmosphère.



Figure 12 : Photo de l'observatoire et de la campagne de mesure à IZANA à l'île de Tenerife.

L'instrument utilisé (HR-125) est basé sur le même principe que celui de CHRIS, avec un héliostat qui capte les rayons solaires et les réfléchit vers l'entrée du spectromètre IR à transformée de Fourier, qui fait partie du réseau NDACC. Il est étalonné radiométriquement par un corps noir à 1200°C. Les détecteurs utilisés, MCT (Mercure Cadmium Telluride) et InSb (Antimoniure d'Indium), couvrent une gamme de nombre d'ondes de 700 à 4200 cm^{-1} à eux deux, mais ils doivent être refroidis à l'azote liquide. La résolution maximale est de

0.005 cm^{-1} . Les mesures calibrées de cet instrument que nous avons utilisé à titre comparatif tout au long de notre projet, sont échantillonnées spectralement:

- SF : $700\text{-}1400 \text{ cm}^{-1}$
- SE : $1800\text{-}2200 \text{ cm}^{-1}$
- SC : $2400\text{-}3300 \text{ cm}^{-1}$
- SD : $2000\text{-}2700 \text{ cm}^{-1}$
- SB : $2900\text{-}3500 \text{ cm}^{-1}$
- SA : $4000\text{-}4400 \text{ cm}^{-1}$

Les étapes pour calibrer nos spectres mesurés à IZANA sont les suivantes :

A. Les données du corps noir sont insérées dans OriginPro pour deux différentes températures 380°C et 540°C : Les 2 figures sont tracées et une fonction de lissage est utilisée avec le même nombre de points pour les 2 températures. Le lissage réduit le bruit. Les courbes lissées sont nommées respectivement S_1 et S_2 (correspondant à 380°C et 540°C).

a) Les figures originales sans lissage sont représentées ci-dessous :

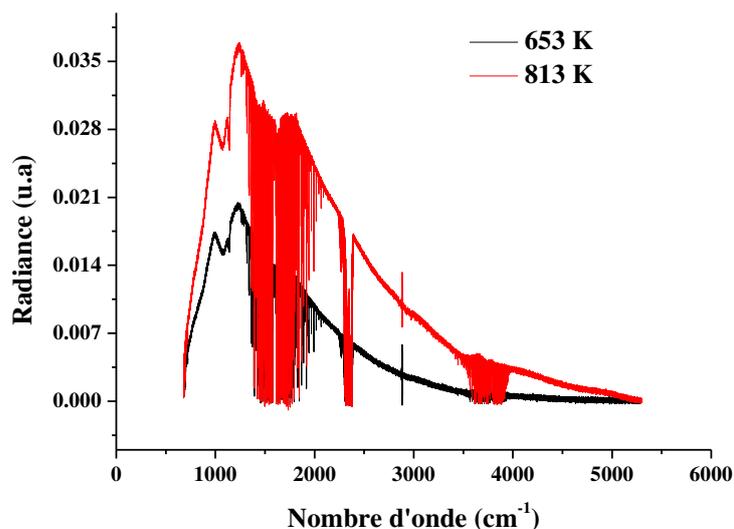


Figure 13 : Corps noir extérieur à 653 K (380°C) et 813 K (540°C) sans lissage.

b) Les corps noir à l'extérieur ne sont pas isolés donc on doit couper les parties où il y a une forte absorption, puis interpoler et enfin lisser comme le montre la figure suivante :

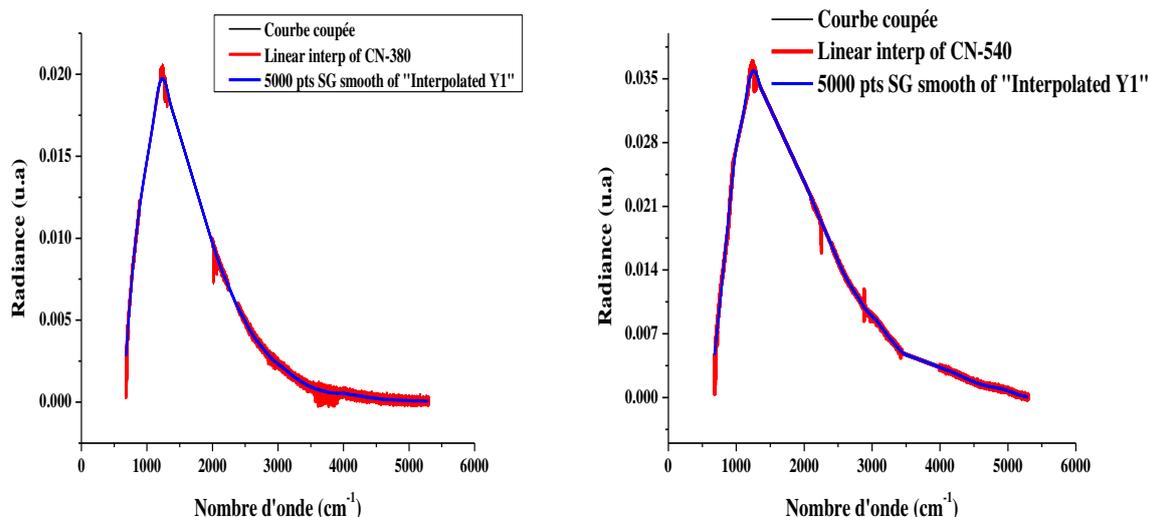


Figure 14 : L'interpolation et le lissage des corps noir.

B. Les données lissées sont utilisées pour calculer la fonction de Planck pour les deux températures notées L_1 et L_2 .

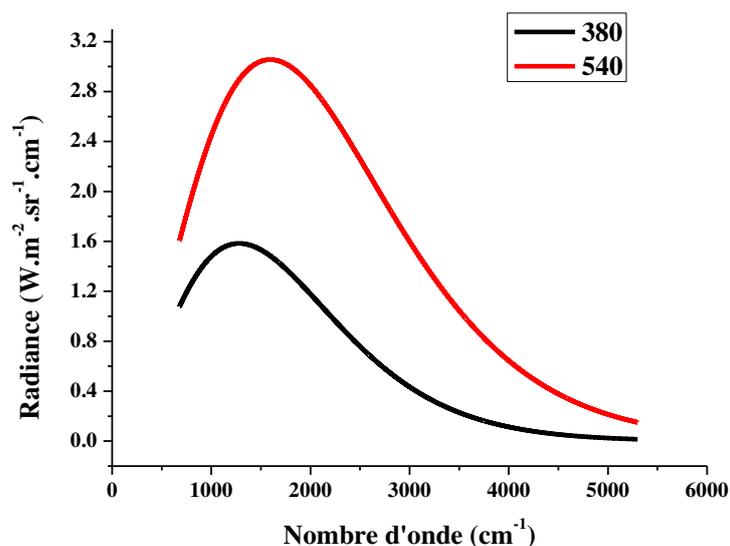


Figure 15 : Les fonctions de Planck correspondants aux températures 653 K et 813 K.

C. Les données du spectre qu'il faut calibrer sont ensuite insérées dans une nouvelle colonne notée S, et corrigées de l'élévation solaire car les mesures ne coïncident jamais en heure.[6]

D. Le gain m et l'offset b sont calculés à partir des équations suivantes :

$$m = \frac{S_1 - S_2}{L_1 - L_2} \quad b = \frac{S_1 * L_2 - S_2 * L_1}{L_2 - L_1} \quad \text{Eq. [II.1]}$$

E. Après avoir calculé le gain et l'offset, le spectre en radiance est calculé à l'aide de la formule :

$$L = \frac{S-b}{m} \quad \text{Eq. [II.2]}$$

F. Il y a un facteur de 3140 qu'on doit multiplier L avec pour égaler l'échelle entre notre spectre calibré et celui d'IZANA, pour qu'on puisse comparer ces 2 spectres.

G. Une étape très importante dans la calibration radiométrique est la convolution : les spectres d'IZANA sont mesurés à haute résolution et pour pouvoir les comparer à nos spectres il faut dégrader leur résolution.

H. Le corps noir n'a pas une émissivité parfaite, pour cela on doit multiplier les fonctions de Planck des corps noir par cette émissivité. Les courbes sont représentées dans la figure suivante où on a choisi les deux températures qui nous intéressent : 673 et 813 K.

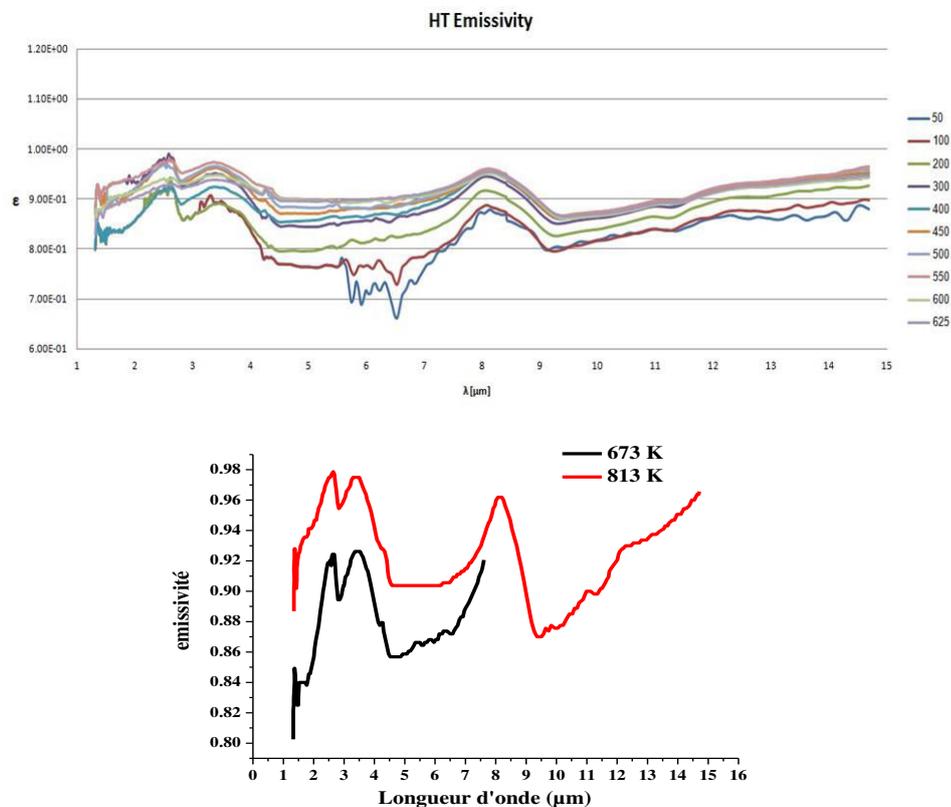


Figure 16 : Les courbes d'émissivités du corps noir extérieur.

I. Les spectres originaux d'IZANA avec les spectres convolués et les nôtres calibrés sont tracés sur le même graphique sur la page suivante.

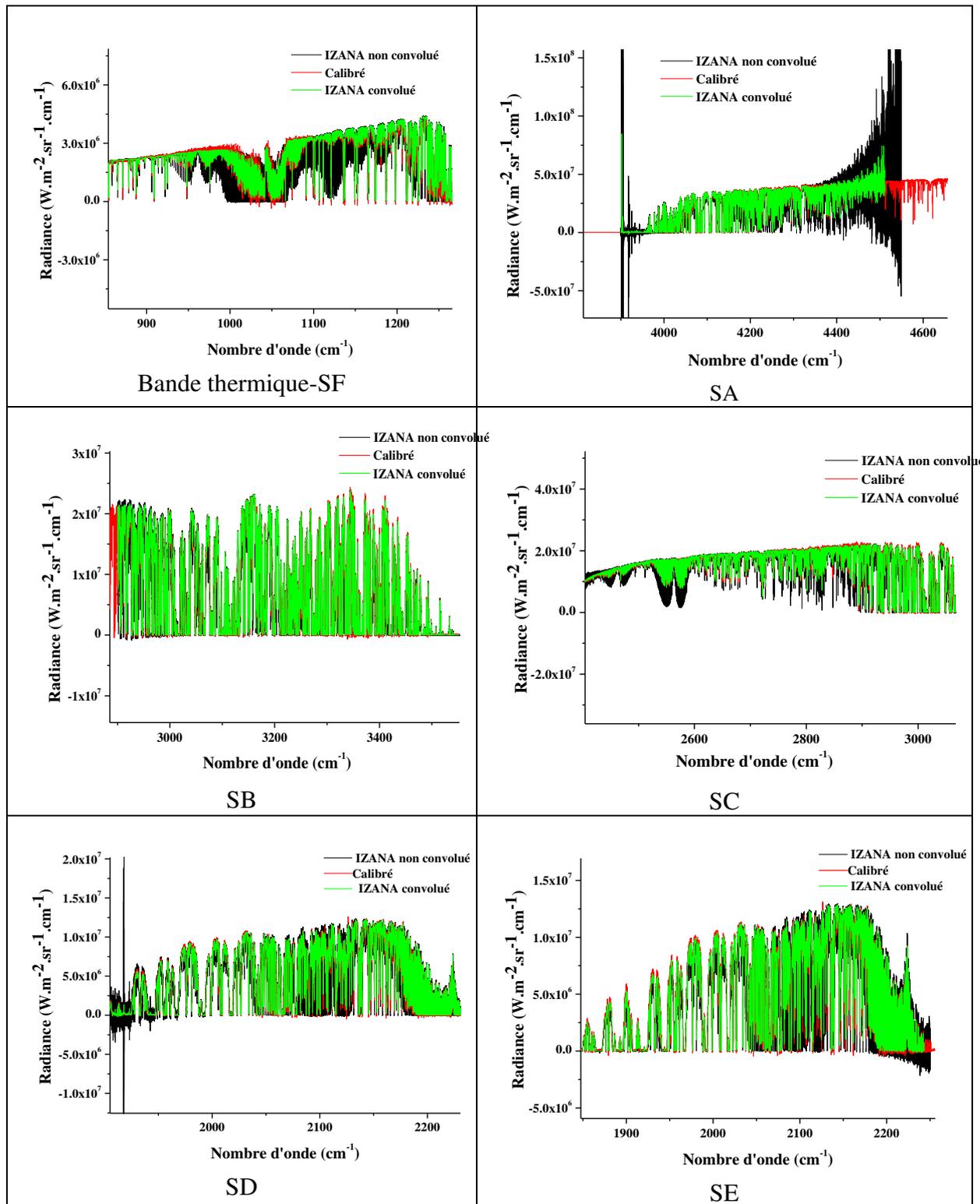


Figure 17 : Différentes bandes calibrées sur un même spectre.

Après avoir calibré et comparé avec les mesures convoluées d'IZANA; on remarque qu'il y a une différence de 2% près ce qui est satisfaisant. Notons que le spectre n'est pas totalement calibré malgré la haute température du corps noir. Pour couvrir tout le spectre il faudrait un corps noir qui peut atteindre une température plus haute que 813 K.

III-Premières exploitations

Plusieurs travaux ont été faits en utilisant différents FTIR. [7],[8],[9] Après la finalisation des aspects techniques et la caractérisation de l'instrument on s'est lancé sur l'exploitation d'autres données pour vraiment tester les capacités de l'instrument. L'aspect expérimental est représenté dans la figure 18.



Figure18 : Mesures locales depuis le toit du Bâtiment P5 (Villeneuve d'Ascq).

D'après les spectres enregistrés, l'identification et l'inversion sont possibles pour restituer la concentration des particules dans l'atmosphère. Pour cela on a pris 2 cas : mesures d'un nuage d'eau liquide à Villeneuve D'Ascq (VDA) et d'autres d'aérosols désertiques prises à M'Bour au Sénégal, lors de la campagne SHADOW-2.

III.1-Mesures d'un nuage d'eau liquide

Les étapes nécessaires pour pouvoir calculer l'épaisseur optique des aérosols AOD (Aerosol optical depth) sont les suivantes :

- A. Prendre deux spectres de mesures : le premier avec un ciel clair (cc) et l'autre avec ciel nuageux. La validité de ces données est faite avec le Sky Imager sur le site du LOA.



Figure 19: La différence entre un ciel clair et un ciel nuageux donner par le Sky Imager le 12/09/2016.

- B. Calculer le rapport cc/nuage.
C. Sélectionner des points non saturés du graphe puis les interpoler pour enfin les lisser.

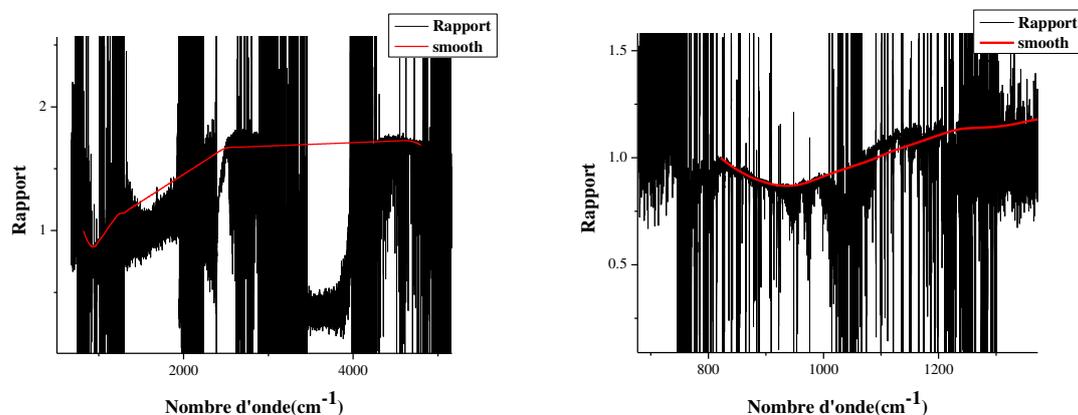


Figure 20 : L'évolution du rapport cc/nuage en fonction du nombre d'onde avec un regard rapproché sur la partie thermique du spectre à VDA.

- D. Pour vérifier que l'évolution de notre rapport cc/nuages est acceptable on le compare avec une simulation de Mie (Fig. 21), dont la théorie de diffusion est parfaitement adaptée aux gouttelettes d'eau. On peut remarquer que l'évolution du rapport suit la même que celle de Mie.

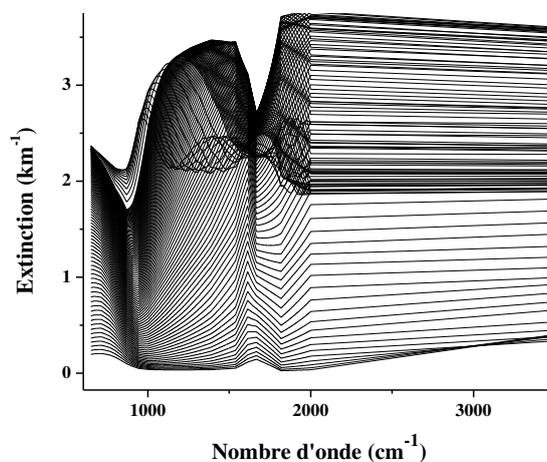


Figure 21 : Simulation d'extinction par différentes tailles (0.1 à 20 μm) de gouttelettes d'eau.

- E. Calculer le logarithme de la valeur à 2 μm pour calculer l'épaisseur optique comme le montre la formule suivante :

$$\frac{R_{cc}}{R_{nuage}} = \frac{P_{cc}T_{cc}}{P_{nuage}T_{nuage}} = \frac{T_{cc}}{T_{nuage}} = \frac{\exp(-AOD_{cc})}{\exp(-AOD_{nuage})} = \frac{1}{\exp(-AOD_{nuage})}$$

$$\Rightarrow \ln\left(\frac{R_{cc}}{R_{nuage}}\right) = \exp(AOD_{nuage}) \quad \text{Eq. [III.1]}$$

La valeur obtenue de l'AOD à 2 μm (i.e. 5000 cm^{-1}) est de 0.23. On peut remarquer de la figure suivante qu'il y a un peu de nuages vers 14h (le temps de mesure des spectres nuageux).

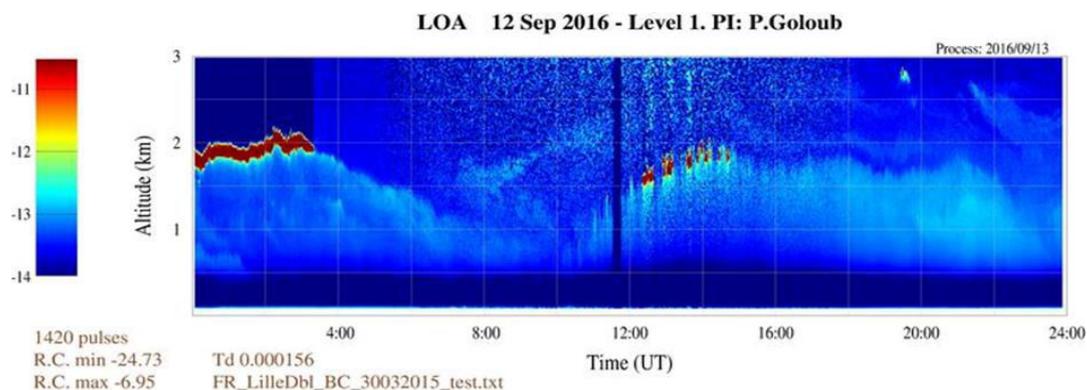


Figure 22 : La distribution des nuages sur le site du LOA.

III.2-Mesures d'aérosols désertiques

Les mêmes étapes sont faites pour les données aérosols et les résultats obtenus sont présentés dans les figures suivantes :

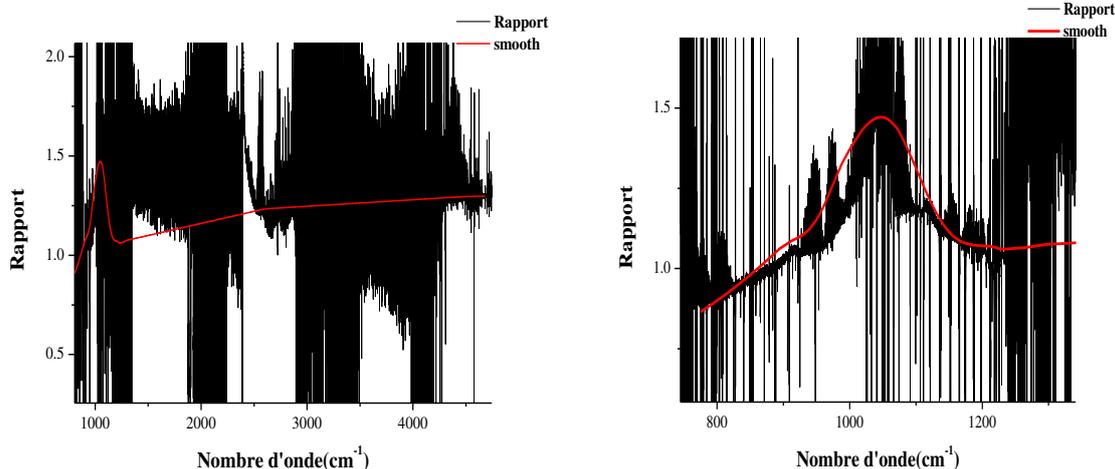


Figure 23 : L'évolution du rapport cc/aérosol en fonction du nombre d'onde avec un regard rapproché sur la partie thermique du spectre à M'Bour.

Pour vérifier que l'évolution de la courbe est bonne, on la compare avec une simulation de Mie représentée dans la figure suivante (Fig.24).

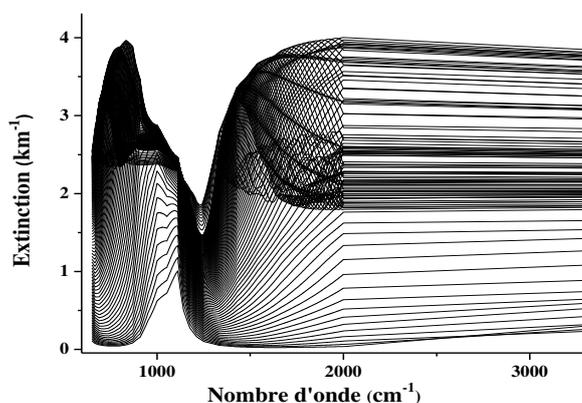


Figure 24 : Simulation d'extinction pour différentes tailles (0.1 à 20 μm) de poussières désertiques.

D'une manière similaire à l'équation III.1, on va calculer l'AOD à 2 μm . La valeur obtenue est de 0.25, tandis que la valeur de l'AOD à 1.64 μm , obtenus par les photomètres du réseau AERONET, est de 0.192 (courbe rouge), ce qui cohérent avec nos résultats.

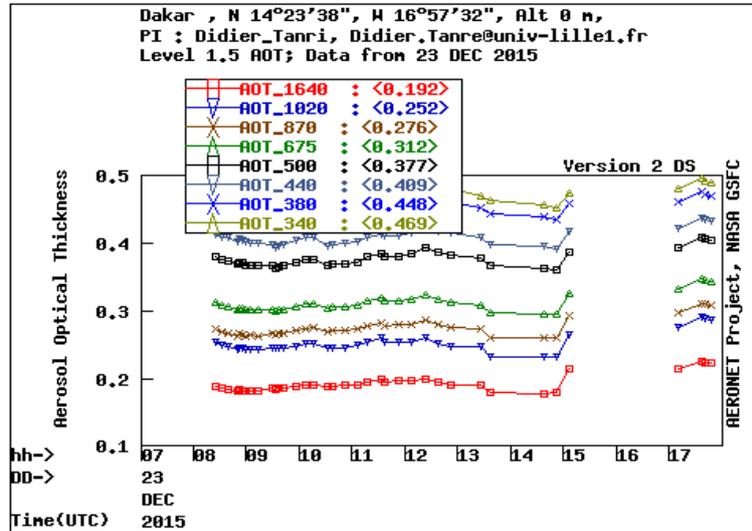


Figure 25 : Mesures effectuées par AERONET. [7]

IV-Conclusion et perspectives

En premier temps, on a pu vérifier la stabilité et la précision de l'instrument. La première expérience effectuée était pour vérifier le fonctionnement sur batterie de l'instrument afin de pouvoir vérifier sa capacité dans des campagnes de mesures où le secteur n'est pas toujours fourni. La calibration spectrale était établie parfaitement à l'aide des spectres d'émission de la vapeur d'eau et du CO₂. La radiance absolue est nécessaire pour pouvoir calculer, non pas seulement la concentration des gazes dans l'atmosphère, mais aussi pour obtenir les concentrations des particules qui résident dans l'atmosphère, pour cela un processus de calibration radiométrique était nécessaire pour obtenir cette radiance. La calibration radiométrique était complétée et une erreur de 2% seulement, est trouvée ce qui est satisfaisant. Ensuite, on a détecté des nuages et des aérosols, la concentration des aérosols et des nuages est calculée et comparée avec des mesures prises par le réseau AERONET. On a montré qu'il y avait une signature spectrale dans le spectre qui correspondait parfaitement à ceux qu'on s'attendait et quand la comparaison était disponible, elle était plutôt encourageante. On peut en conclure qu'on a répondu parfaitement à l'objectif du stage puisque l'on a calibré spectralement et radiométriquement l'instrument CHRIS et démontré son efficacité à détecter des composantes atmosphériques autres que les gazes.

Les perspectives de ce sujet sont nombreuses, l'une d'elles est la mesure en prenant la lune comme source (visée lunaire) qui correspond à une température d'un corps noir d'environ 373 K (100°C). Ainsi, il y a une possibilité d'inverser les mesures des aérosols et des gaz même des nuages. Il y aura des exploitations quantitatives : calcul de la concentration de nombreux gaz, calcul de la concentration et de la distribution en taille des particules,... Il va y avoir des campagnes de mesures dans le cadre d'un travail entre le Labex Cappa et le Labex Voltaire.

V-Bibliographie

1. A. EL HAJJI, S.Z., *LA SPECTROSCOPIE INFRAROUGE*
2. <http://ww2.cnam.fr/physique/DOCUMENTS/POLYS/PHR101/PHR101-IRTF-15-12-08.pdf>. *Spectrométrie d'absorption infrarouge*.
3. Philippe Dubuisson, H.H., *Infrared Observation of Earth's Atmosphere*. 2015: Wiley.
4. Gisi, M., et al., *XCO₂-measurements with a tabletop FTS using solar absorption spectroscopy*. *Atmospheric Measurement Techniques*, 2012. **5**(11): p. 2969-2980.
5. Henry E. Revercomb, H.B., Hugh B. Howell, D. D. LaPorte, William L. Smith, and L. A. Sromovsky, *Radiometric calibration of IR Fourier transform spectrometers: solution to a problem with the High-Resolution Interferometer Sounder*. *Applied Optics*, 1988. **27**(15): p. 3210-3218.
6. Orsay, U.P.-S., *Calculs astronomiques simplifiés*. 2014: p. 10.
7. Höpfner, M., et al., *Mountain polar stratospheric cloud measurements by Ground Based FTIR Solar Absorption Spectroscopy*. *Geophysical Research Letters*, 2001. **28**(11): p. 2189-2192.
8. Mahesh, A., V.P. Walden, and S.G. Warren, *Ground Based Remote Sensing of Cloud Properties over the Antarctic Plateau. Part I: Cloud-Base Heights*. *Journal of Applied Meteorology*, 2001. **40**: p. 1265-1278.
9. Mahesh, A., V.P. Walden, and S.G. Warren, *Ground Based Remote Sensing of Cloud Properties over the Antarctic Plateau. Part II: Cloud Optical Depths and Particle Sizes* *Journal of Applied Meteorology*, 2001. **40**: p. 1279-1294.