



ATMOS SARL
ECOLE CENTRALE DE NANTES
LABORATOIRE D'OPTIQUE ATMOSPHERIQUE DE LILLE
ECOLE POLYTECHNIQUE DE L'UNIVERSITE DE NANTES

RAPPORT DE MASTER

Ecole doctorale "Mécanique, Thermique et Génie Civil"

Option : Thermique-Energétique

MODELISATION DU TRANSFERT RADIATIF DANS L'ULTRAVIOLET A TRAVERS UNE COUCHE NUAGEUSE EPARSE

Présenté et soutenu publiquement par :

Jean-Charles DUPONT

9 septembre 2005

à l'Ecole Polytechnique de l'Université de Nantes

devant le Jury composé de :

P. DUPONT, Professeur Ecole Polytechnique de l'Université de Nantes
B. BOUROUGA, Professeur Ecole Polytechnique de l'Université de Nantes
P. BEN ABDALLAH, Chargé de Recherche CNRS et rattaché au Laboratoire de Thermocinétique de l'Université de Nantes
L. BERGER, Responsable Recherche et Développement ATMOS SARL
T. BESNARD, Directeur et Gérant ATMOS SARL

Directeur de stage :

- Dr. L. BERGER, ATMOS SARL
- Pr. C. BROGNIEZ, Laboratoire d'Optique Atmosphérique de Lille
- Dr. P. BEN ABDALLAH, Laboratoire de Thermocinétique de l'Ecole Polytechnique de l'Université de Nantes

Remerciements

Je tiens à remercier tout particulièrement Dr. Laurent Berger (Responsable Recherche et Développement ATMOS) et Dr. Thierry Besnard (Gérant de la Société ATMOS) pour leur accueil et leur disponibilité tout au long de mon stage de Master II. Ils ont su m'intégrer et me guider dans le travail qui m'était confié en me donnant des objectifs clairs et en m'expliquant concrètement la finalité du travail que j'allais accomplir.

Je tiens également à remercier les Professeurs Colette et Gérard Brogniez qui m'ont donné de précieux conseils et de nombreuses explications tout au long du stage dès lors que le besoin s'en faisait sentir (compréhension phénoménologique des transferts radiatifs).

Je tiens également à adresser mes remerciements au Dr. Didier Gillotay pour m'avoir mis à disposition un grand nombre de mesures météorologiques réalisées sur le Site d'Uccle et pour sa disponibilité à répondre à mes questions tout au long de l'avancement du travail.

J'adresse aussi mes remerciements au Dr. Philippe Ben Abdallah pour avoir assuré mon encadrement de stage de Master II.

Enfin, je remercie toute l'équipe ATMOS pour leur accueil, leur assistance et leur sympathie à mon égard, me permettant ainsi d'effectuer mon stage dans d'excellentes conditions tant sur le plan de l'épanouissement scientifique que personnel.

Sommaire

<i>Introduction.....</i>	<i>1</i>
1 Etude de l'éclairement solaire : aspect expérimental et physique du phénomène.....	2
<i>1.1 Présentation du site d'Uccle.....</i>	<i>2</i>
<i>1.2 Paramètres conditionnant le transfert radiatif atmosphérique.....</i>	<i>3</i>
1.2.1 L'Angle Zénithal Solaire.....	3
1.2.2 Les nuages.....	3
1.2.3 La nature et le profil de concentration en aérosols.....	4
1.2.4 L'altitude et l'albédo de surface du site.....	4
1.2.5 La température au niveau du sol et la pression atmosphérique.....	4
1.2.6 Le profil vertical de concentration en ozone dans l'atmosphère.....	5
<i>1.3 Présentation des différents types de journées.....</i>	<i>5</i>
<i>1.4 Effets des constituants atmosphériques.....</i>	<i>7</i>
1.4.1 Définitions et calcul de l'épaisseur optique atmosphérique totale.....	7
1.4.2 Atténuation du rayonnement solaire par les molécules.....	8
1.4.3 Atténuation du rayonnement solaire par les aérosols.....	9
1.4.4 Cas de l'atténuation du rayonnement solaire par l'ozone.....	10
1.4.5 Epaisseurs optiques et visibilité d'une journée type « ciel clair ».....	10
1.4.5.1 Détermination de l'épaisseur optique totale par SPUV-10.....	10
1.4.5.2 Visibilité et coefficient volumique d'extinction total à 0.55 μm	11
2 Modélisation de l'éclairement UV reçu au sol.....	12
<i>2.1 Présentation des Codes de Transfert Radiatif.....</i>	<i>12</i>
<i>2.2 Simulations du ciel clair avec le CTR Libradtran.....</i>	<i>13</i>
2.2.1 Introduction.....	13
2.2.2 Paramétrage.....	14
2.2.3 Influence des aérosols sur le rayonnement reçu au sol.....	14
2.2.4 Influence de l'ozone sur le rayonnement reçu au sol.....	15

2.2.5 Ajustement de la simulation.....	16
2.2.6 Remarques et conclusions.....	16
2.3 Calculs du flux UVB en configuration nuageuse éparsée.....	18
2.3.1 Introduction.....	18
2.3.2 Sélection des journées types.....	18
2.3.3 Calcul du flux UVB diffus.....	19
2.3.3.1 Exploitation des images seuillées du TSI.....	19
2.3.3.2 Exploitation des images brutes du TSI.....	22
2.3.3.3 Comparaison entre le flux réel et les flux simulés par les deux méthodes proposées.....	23
2.3.4 Calcul du flux UVB direct	24
2.3.5 Remarques et conclusions.....	26
Conclusions & Perspectives.....	28
Annexes.....	29
<i>Annexe 1 : Calcul de l'équation du temps.....</i>	30
<i>Annexe 2 : Influence de SZA et du type d'atmosphère.....</i>	32
<i>Annexe 3 : Simulations avec le CTR Modtran.....</i>	35
<i>Annexe 4 : Eclairement UV issu de Modtran et interpolations polynomiales.....</i>	40
Bibliographie.....	41

Introduction

Mon stage de Master II, réalisé au sein de la société ATMOS en collaboration avec le Laboratoire d'Optique Atmosphérique (L.O.A.) de Lille, consiste en la modélisation du transfert radiatif dans l'UltraViolet (UV) à travers une couche nuageuse épaisse afin de mettre en évidence l'impact des nuages sur le rayonnement UV au sol. Dans un premier temps, nous exposerons un modèle paramétrique du flux UV reçu au sol dans le cas d'un ciel clair. Nous utiliserons ensuite ce modèle pour comparer le flux UV reçu au sol en présence de nuages avec le flux donné par le modèle dans le cas du ciel clair. A partir des différences constatées, nous proposerons une méthode pour calculer le flux UV reçu au sol en fonction de la distribution radiale des nuages.

L'encadrement du stage a été conjointement assuré par : Dr. Laurent Berger, au sein de la société ATMOS, Pr. Colette Brogniez du LOA, Professeur à l'Université des Sciences et Technologies de Lille et le Dr. Philippe Ben Abdallah, Chargé de Recherche au CNRS et rattaché au Laboratoire de Thermocinétique de l'Université de Nantes. Les données expérimentales proviennent du site d'Uccle où le Dr. Didier Gillotay est Chef de Travaux.

Pour effectuer les simulations de spectre solaire au sol et le rayonnement total qui en découle par intégration, il a été nécessaire de faire appel à des Codes de Transfert Radiatif (CTR), à savoir Modtran et Libradtran. Les données brutes obtenues sont ensuite exploitées et traitées avec le logiciel Scilab.

Le paramétrage des deux Codes de Transfert Radiatif nécessite d'une part la connaissance de divers paramètres atmosphériques comme par exemple, la concentration en ozone, la visibilité liée à la concentration et au type d'aérosols et la couverture nuageuse ; d'autre part, la connaissance des facteurs propres au site d'observation, à savoir l'albédo de surface ou encore la position géographique qui conditionne directement l'évolution de l'Angle Zénithal Solaire au cours de la journée. Les données relatives au site d'observation sont faciles à connaître. Quant aux données atmosphériques, leur détermination est plus délicate mais constitue une étape indispensable pour la suite de la modélisation.

Les conditions atmosphériques réelles du lieu d'observation, ici le site d'Uccle au sein de l'Institut d'Aéronomie Spatiale de Belgique (I.A.S.B.) ont été mesurées et nous ont permis d'ajuster les résultats de la modélisation aux mesures de rayonnements sur site.

1 Etude de l'éclairement solaire : aspect expérimental et physique du phénomène

1.1 Présentation du site d'Uccle

Les mesures expérimentales sont obtenues sur le site d'Uccle qui se trouve au sein de l'Institut d'Aéronomie Spatiale de Belgique (I.A.S.B.) implanté à Bruxelles.

Depuis 1993, l'I.A.S.B. a mis en place une station automatique qui mesure la quantité de rayonnement UltraViolet au sol. Ces relevés combinent différentes techniques expérimentales : mesures spectrales, mesures sur une bande étroite de longueurs d'onde et mesures intégrées sur tout le spectre solaire. La combinaison de ces différentes techniques permet d'étudier l'influence de certains paramètres atmosphériques (ozone, aérosols, etc.) sur le transfert radiatif atmosphérique dans l'UltraViolet. Cependant, ces mesures de rayonnement solaire doivent être complétées avec des mesures de nébulosité et des mesures météorologiques (Pression, Température, Humidité, Vitesse du vent, etc.) afin d'avoir une connaissance la plus large possible des conditions pouvant influencer le transfert radiatif dans l'atmosphère terrestre.

Ainsi, la station de mesure de l'I.A.S.B. est composée de nombreux instruments (*Figure 1*) que l'on peut classer selon les trois types de mesures précédemment évoqués :

- Mesures de rayonnement solaire [15]:
 1. Pyranomètres ⁽¹⁾ UVA, UVB et total (Modèles UVA-1, UVB-1 et TSP-700)
 2. Photomètre solaire ⁽²⁾ (Modèle SPUV-10)
- Mesures météorologiques [16]:
 1. Sonde de température et d'humidité
 2. Pluviomètre
 3. Baromètre
 4. Anémomètre Girouette
- Mesures de nébulosité [2]:
 1. TSI (Total Sky Imager)

Les relevés concernent l'année 2003 et ont été effectués sur le site d'Uccle à Bruxelles. Dans le but d'avoir des conditions de nuages fractionnés (« broken clouds ») les plus nombreuses possibles, l'étude concerne les mois allant de mai à septembre 2003.

Les mesures des appareils sont moyennées sur différentes fenêtres temporelles (*Tableau 1*).

⁽¹⁾ Instrument qui mesure le rayonnement incident sur une large bande (global, diffus et/ou direct).

⁽²⁾ Instrument qui mesure l'éclairement direct sur une bande étroite.

<i>Grandeur mesurée</i>	<i>Fréquence</i>
Rayonnement solaire	1 minute
Nébulosité	5 minutes
Visibilité	3 heures
Ozone	24 heures

Tableau 1 : Cadence des relevés [15]

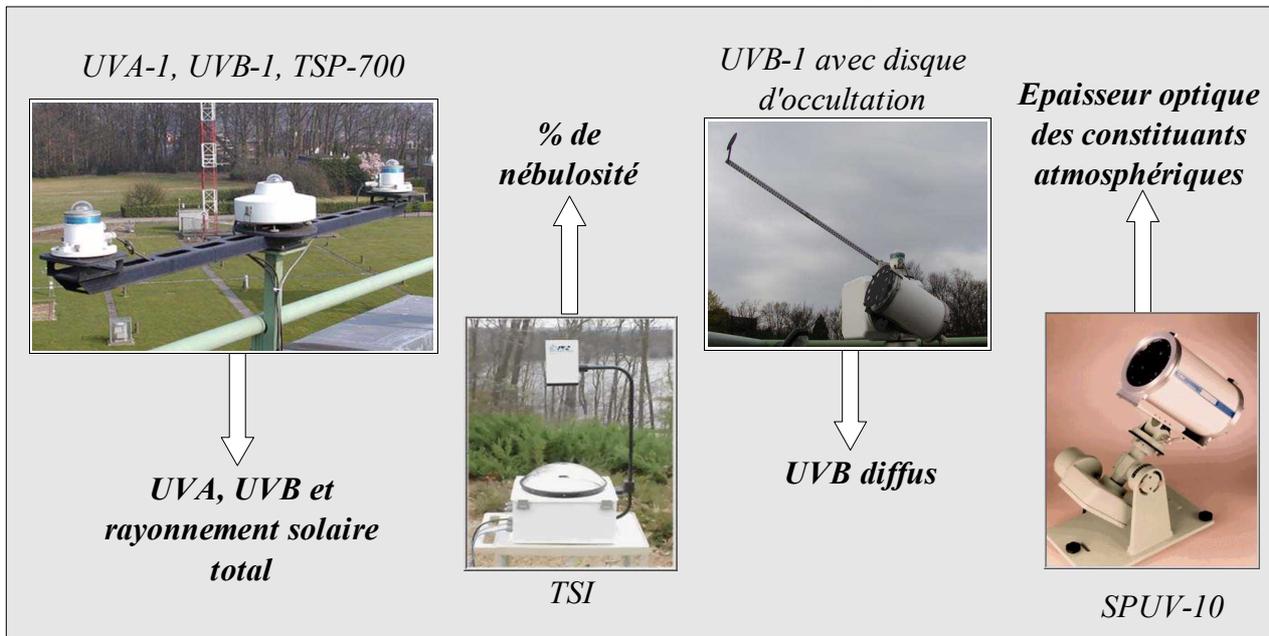


Figure 1 : Principaux instruments météorologiques du site d'Uccle et mesures associées [15]

1.2 Paramètres conditionnant le transfert radiatif atmosphérique

Pour utiliser la simulation numérique, divers paramètres tels la position du soleil et les paramètres atmosphériques comme la concentration en aérosols et en ozone doivent être connus afin de calculer le rayonnement UV reçu au sol. Nous allons maintenant présenter les différents paramètres nécessaires à la validation des simulations.

1.2.1 L'Angle Zénithal Solaire

L'Angle Zénithal Solaire (SZA, Solar Zénith Angle) est le paramètre qui provoque la plus grande variation diurne de l'éclairement UV au sol en un endroit considéré pour une journée du type « ciel clair » : éclairement quasiment nul au lever et au coucher du soleil (SZA=90°) et éclairement maximal au midi solaire du lieu considéré lorsqu'il n'y a pas de nuage (ANNEXE 2).

Il existe une équation qui permet de calculer SZA en fonction de nombreux paramètres tels l'heure de la journée et le lieu géographique de la mesure (ANNEXE 1 et [9]).

1.2.2 Les nuages

Les nuages sont la principale cause de variation des UV après l'Angle Zénithal Solaire. Généralement ils provoquent une baisse de l'éclairement UV au sol dépendant de leur épaisseur

optique. Ils peuvent dans certains cas provoquer localement une hausse lorsque la couverture nuageuse est fractionnée et que la disposition géométrique des nuages est favorable. Les paramètres fondamentaux pour la validation des simulations via la typologie des nuages sont :

- l'épaisseur optique de la couche nuageuse ;
- l'altitude et la répartition spatio-temporelle des nuages considérés ;
- la distribution en taille des gouttes composant le nuage.

1.2.3 La nature et le profil de concentration en aérosols

Les gaz (N₂, O₂, etc.) ne sont pas les seuls constituants de l'atmosphère, puisque de nombreux phénomènes produisent des suspensions de particules liquides ou solides. Ces poussières, cristaux ou gouttelettes ont des diamètres moyens très divers s'échelonnant pour l'essentiel, entre 0.01 µm et quelques dizaines de µm. Il faut remarquer que les nuages sont des aérosols mais sont classés séparément. Les aérosols se situent principalement dans la couche limite, c'est-à-dire entre le sol et environ 2 km d'altitude, mais on peut les trouver également à des altitudes supérieures. Il existe différents types d'aérosols dont les sources peuvent être naturelles ou liées à l'activité humaine (pollen, cheveux, poussières désertiques, suies et poussières industrielles, etc.). Les aérosols ont donc des effets divers sur les UV :

- atténuation des UV par absorption et diffusion (*Chapitre 1.4.3*) ;
- augmentation de la quantité d'UV reçus au sol en raison de la destruction de la couche d'ozone stratosphérique à la suite de réactions chimiques favorisées par la présence d'aérosols.

Les aérosols urbains se trouvent à des altitudes inférieures à 1500 m et présentent un coefficient d'absorption plus important (natures différentes par rapport au milieu rural) et par conséquent des indices d'absorption différents [3].

1.2.4 L'altitude et l'albédo de surface du site

L'albédo de surface d'un sol, compris entre 0 et 1, joue un rôle non négligeable car il définit la proportion de l'éclairement UV qui est réfléchi par le sol et qui sera ensuite rediffusé par l'atmosphère vers le sol en présence notamment de nuages. L'albédo moyen en ce qui concerne un milieu urbain est de l'ordre de 0.15 et peut aller jusqu'à 1 pour de la neige fraîchement tombée [2, 17]. L'altitude joue également un rôle sur le rayonnement UV car en diminuant l'épaisseur de la couche atmosphérique se situant au-dessus du sol, on réduit le trajet optique et on limite donc les phénomènes d'atténuation par ces constituants [16].

1.2.5 La température au niveau du sol et la pression atmosphérique

La température et la pression modifient les sections efficaces d'absorption moléculaire des gaz et la section efficace de diffusion Rayleigh [6, 14]. La température et la pression au niveau du sol sont

alors utilisées pour faire une extrapolation sur toute la colonne verticale à l'aide de profils standards.

1.2.6 Le profil vertical de concentration en ozone dans l'atmosphère

L'ozone est parmi les composants de l'atmosphère celui qui présente le plus fort caractère d'absorption des UVB (*Tableau 3*). La quantité totale d'ozone dans l'atmosphère est exprimée généralement en Dobson (DU). Cette unité exprime la hauteur en centième de millimètre que ferait la totalité des molécules d'ozone contenues dans une colonne d'atmosphère si elles étaient ramenées à la pression de un atmosphère et à la température de 0 °C [3].

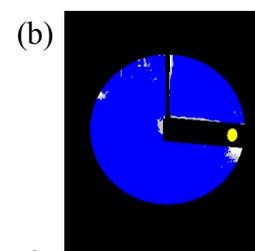
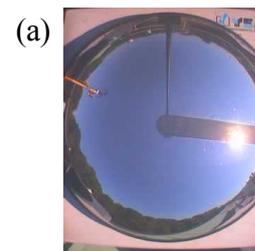
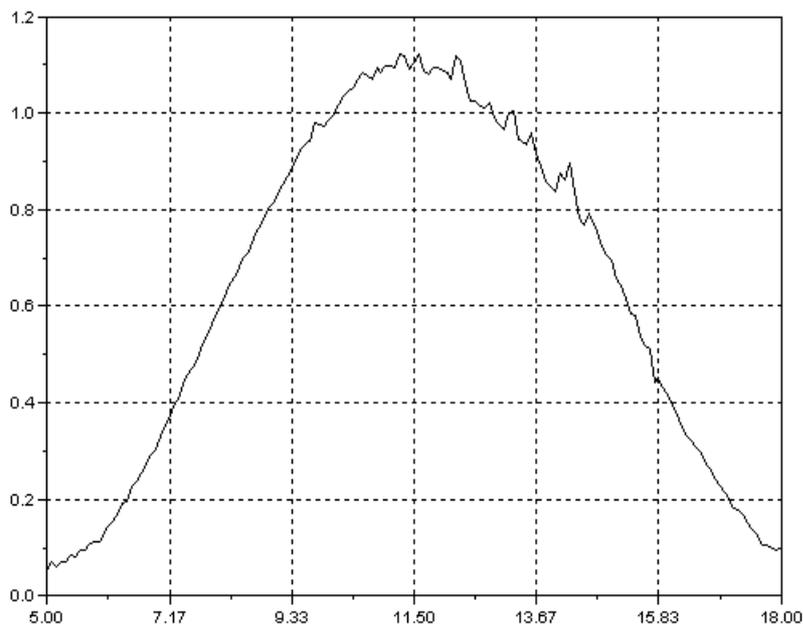
La colonne verticale totale fournie quotidiennement par l'I.A.S.B. et l'I.R.M. (Institut Royal Météorologique) est une moyenne de 10 à 200 mesures effectuées dans la journée. La forte variabilité de l'ozone nécessite un suivi permanent de la hauteur de la colonne d'ozone afin de relier les variations d'UV reçus au sol avec la variabilité de l'ozone.

1.3 Présentation des différents types de journées

Le ciel d'une journée peut être classé en trois types liés à la nébulosité du jour concerné : ciel clair (*Figure 2*), ciel totalement couvert (*Figure 3*) et ciel avec des nuages épars (configuration « broken clouds », *Figure 4*). Une classification rapide selon ces différents types de journée peut être réalisée par l'analyse des données suivantes issues du pyranomètre UVB et du TSI :

- le rapport $UVB_{Direct} / UVB_{Diffus}$ obtenu à l'aide des données du pyranomètre UVB-1 ;
- les images TSI (% ciel clair, % nuages et disque solaire apparent ou non).

$UVB_{Direct} / UVB_{Diffus}$



Heures de la journée (TU)

Figure 2 : Rapport $UVB_{Direct} / UVB_{Diffus}$ et images TSI [(a) brutes et (b) seuillées], le 14 juillet 2003

Dans le cas d'une journée dont le ciel est totalement couvert (*Figure 3*), le rapport $UVB_{Direct} / UVB_{Diffus}$ est presque nul (masquage quasi total du disque solaire). Les pics visibles sur la *Figure 3*,

avec une amplitude qui n'excède pas 0.23, sont directement liés à la densité de la couche nuageuse qui interagit avec les rayons lumineux en provenance du soleil.

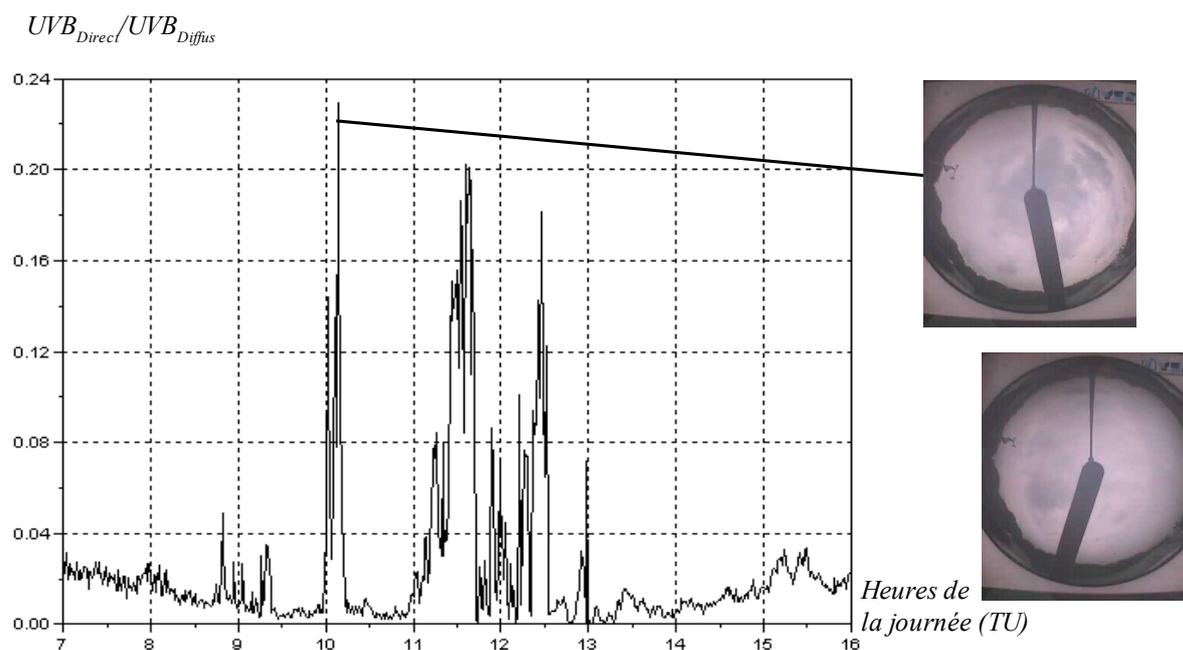
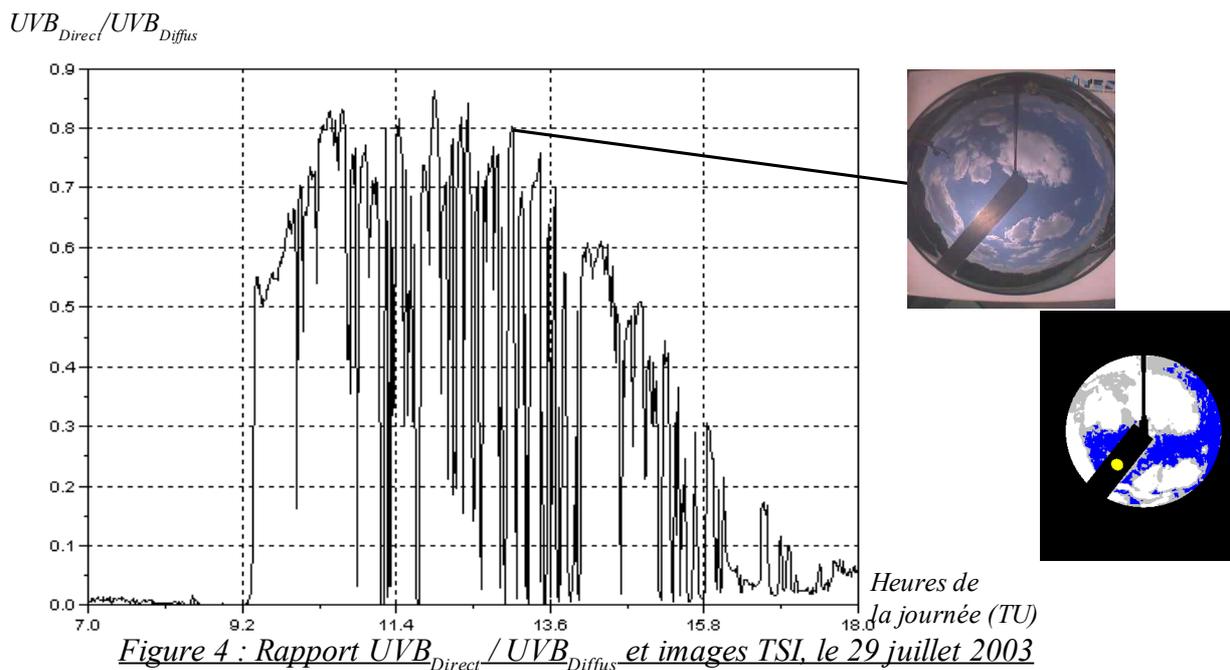


Figure 3 : Rapport $UVB_{Direct}/UVB_{Diffus}$ et images TSI, le 05 mai 2003

L'épaisseur optique des nuages est alors plus faible et permet une hausse soudaine de l'éclairement UV direct reçu au sol (rapport $UVB_{Direct}/UVB_{Diffus}$ plus élevé).

Dans le cas d'une journée en configuration nuageuse épaisse (*Figure 4*), le rapport $UVB_{Direct}/UVB_{Diffus}$ comporte d'importantes fluctuations dues aux passages de nuages devant le disque solaire qui provoquent une forte variation du rayonnement direct reçu au sol.



Nous avons tracé sur la *Figure 5* le flux UV reçu par ciel clair et par configuration de nuages

éparses pour le 18 et 19 juillet 2003. Nous observons d'une part une atténuation du rayonnement UV reçu au sol (effet déjà constaté sur la *Figure 3*) due aux nuages, et une augmentation du flux UV reçu (*Figure 5*) par rapport à la configuration en ciel clair (18 juillet 2003) d'autre part. Cette augmentation peut être attribuée à l'effet miroir [12] lié à une configuration nuageuse particulière sachant que tous les autres paramètres atmosphériques sont inchangés entre ces deux journées.

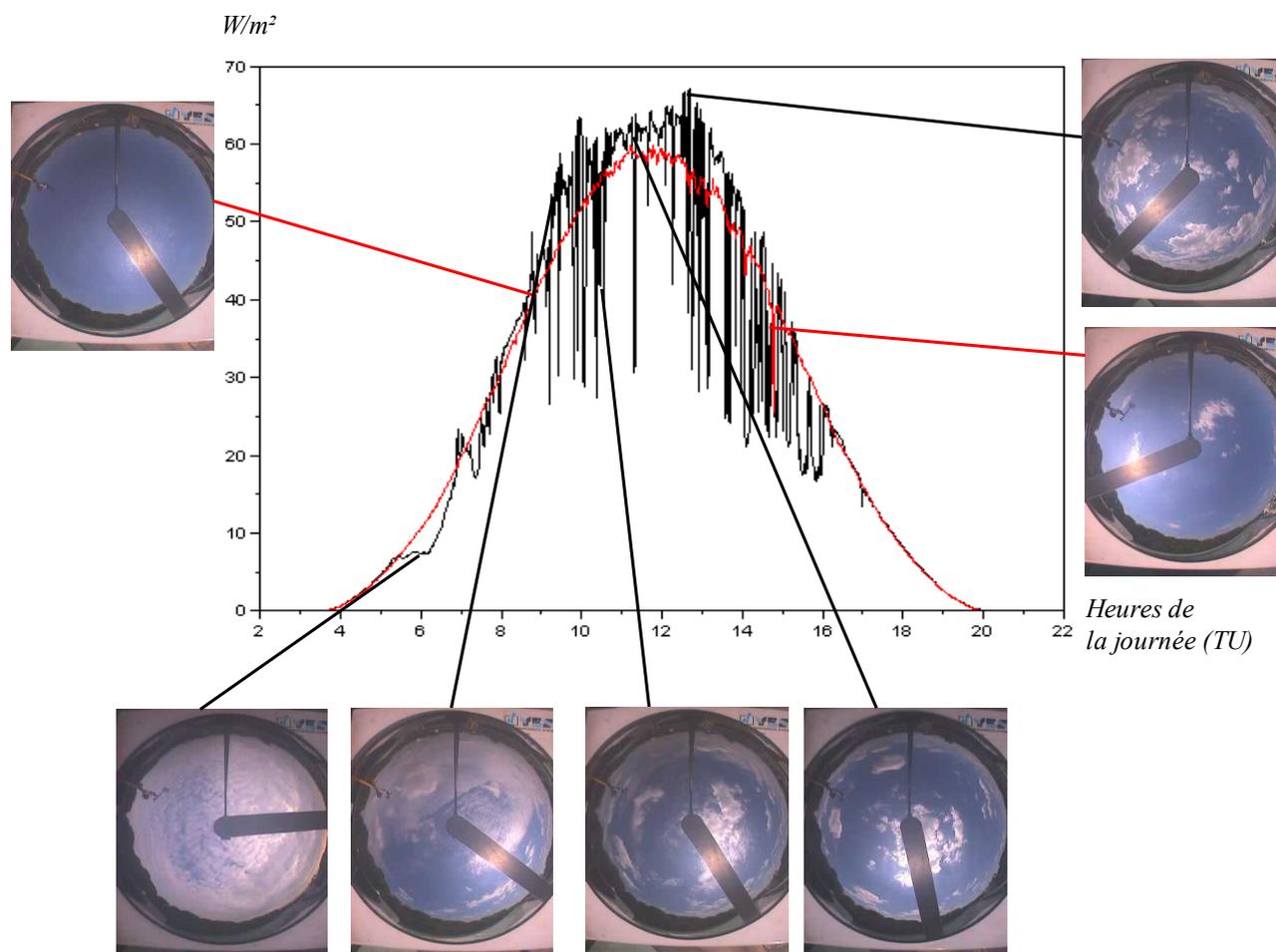


Figure 5 : Comparaison entre les rayonnements UV des 18 (ciel clair, courbe rouge) et 19 (nuages éparses, courbe noire) juillet 2003

1.4 Effets des constituants atmosphériques

Le spectre solaire observé au sol est très érodé par rapport à celui qui est mesuré hors atmosphère [10]. Cette extinction est due aux divers processus d'interactions qui se produisent entre les photons et les constituants gazeux, solides ou liquides de cette dernière.

1.4.1 Définitions et calcul de l'épaisseur optique atmosphérique totale

Il est possible de regrouper les phénomènes responsables de l'extinction du rayonnement solaire dans l'atmosphère, en trois grands processus distincts :

- la diffusion moléculaire Rayleigh ;
- la diffusion de Mie, la réfraction et l'absorption (continue) par les aérosols ;

- l'absorption sélective par l'ozone, par la vapeur d'eau et par les autres gaz (NO_x, SO₂, O₂).

On peut faire correspondre 5 coefficients volumiques spécifiques d'extinction notés respectivement

$\sigma_{Rayleigh}(\lambda, z)$, $\sigma_{Aérosol}(\lambda, z)$, $\sigma_{O_3}(\lambda, z)$, $\sigma_{H_2O}(\lambda, z)$ et $\sigma_{Gaz}(\lambda, z)$ exprimés en m⁻¹.

Leur somme constitue l'extinction totale, notée $\sigma_{Extinction}$, suivant l'expression [3, 14] :

$$\sigma_{Rayleigh}(\lambda, z) + \sigma_{Aérosol}(\lambda, z) + \sigma_{O_3}(\lambda, z) + \sigma_{H_2O}(\lambda, z) + \sigma_{Gaz}(\lambda, z) = \sigma_{Extinction}(\lambda, z) \quad (1)$$

L'épaisseur optique [3], notée τ (sans dimension), de chacun des constituants est définie par :

$$\tau_i(\lambda) = \int_{z=0}^{\infty} \sigma_i(\lambda, z) dz \quad (2) \quad \begin{array}{l} \text{Avec,} \\ i = Rayleigh, Aérosol, O_3, H_2O, Gaz \\ z = altitude \\ \lambda = longueur d'onde \end{array}$$

et, $\tau_e(\lambda) = \sum \tau_i$ avec $\tau_e(\lambda)$ l'épaisseur optique totale de l'atmosphère terrestre [6]

La transmittance de l'atmosphère [3] est définie par :

$$T_R(\lambda) = \frac{I(\lambda)}{I_0(\lambda)} \quad (3)$$

avec ,

- $I(\lambda)$ l'éclairement solaire au sol pour une longueur d'onde λ .
- $I_0(\lambda)$ l'éclairement solaire extraterrestre pour une longueur d'onde λ .

Dans le cas où $SZA < 70^\circ$, la formule peut s'écrire sous la forme [6] :

$$T_R(\lambda) = e^{-\frac{\tau_e(\lambda)}{\cos(SZA)}} \quad (4)$$

On a donc la loi logarithmique suivante :

$$\log(I(\lambda)) = \log(I_0(\lambda)) - \frac{\tau_e(\lambda)}{\cos(SZA)} \quad (5)$$

1.4.2 Atténuation du rayonnement solaire par les molécules

La diffusion Rayleigh désigne la diffusion de la lumière solaire par les atomes ou molécules constitutives de l'atmosphère dont la taille est inférieure à 0.1 fois la longueur d'onde λ . L'épaisseur optique Rayleigh $\tau_{Rayleigh}$, peut alors s'écrire [14] :

$$\tau_{Rayleigh} = \frac{\sigma_{mol}(\lambda) \times \mathcal{N} \times R_0}{M_{air} \times g} \quad (6)$$

où,

- $\sigma_{mol(\lambda)}$: la section efficace de diffusion moléculaire (en m^2)
- \mathcal{N} : le nombre d'Avogadro ($\mathcal{N} = 6.02 \times 10^{23} \text{ mol}^{-1}$)
- P_0 : la pression atmosphérique au sol (101 325 Pa)
- M_{air} : la masse molaire équivalente de l'air ($M_{air} = 29 \times 10^{-3} \text{ kg.mol}^{-1}$)
- g : l'accélération de la pesanteur supposée constante ($g = 9.81 \text{ m.s}^{-2}$)

La section efficace de diffusion moléculaire $\sigma_{mol(\lambda)}$ est donnée par la relation suivante [14] :

$$\sigma_{mol(\lambda)} = \frac{32 \times \pi^3}{3} \times \left(\frac{n_s - 1}{n_s} \right) \times \frac{d_p}{\lambda^4} \quad (7)$$

avec ,

- n_s : l'indice de réfraction de l'air dans les conditions standard de température et de pression. Cet indice dépend normalement de la longueur d'onde, on le prendra égal à 1.000296.
- n_s : le nombre de molécules par m^3 dans l'atmosphère et dans les conditions standard de température et de pression ($n_s = 2.6875 \times 10^{25} \text{ m}^{-3}$).
- d_p : facteur de dépolarisation, égal à 1.049 [14]

La diffusion Rayleigh est donc d'autant plus forte que la longueur d'onde est faible.

1.4.3 Atténuation du rayonnement solaire par les aérosols

Les aérosols absorbent et diffusent le rayonnement UV dans l'atmosphère. En fonction de la quantité et du type d'aérosol, l'éclairement UV au sol va ainsi être fortement modifié. Plusieurs facteurs permettent de prendre en compte les aérosols dans les simulations :

1. Le coefficient d'Angström, noté α , décrit la manière avec laquelle le rayonnement est atténué spectralement. Il relie les épaisseurs optiques des aérosols à deux longueurs d'onde suivant la loi d'Angström (1929) [14]:

$$\frac{\tau(\lambda_1)}{\tau(\lambda_2)} = \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2} \right)^{-\alpha} \quad (8)$$

Où $\tau(\lambda_1)$ et $\tau(\lambda_2)$ sont les épaisseurs optiques des aérosols respectivement aux longueurs d'onde λ_1 et λ_2 . Le paramètre α est sensible à la répartition en taille de particules des aérosols et à la valeur moyenne de ces tailles : il est proche de zéro lorsque les particules sont très grosses, et voisin de 4 si elles sont très petites.

2. L'épaisseur optique des aérosols à 1 μm de longueur d'onde, notée β , s'appelle le coefficient de trouble d'Angström. Une valeur de β est définie pour la couche limite (0 à 2 km). Pour la troposphère, cette épaisseur optique à 320 nm vaut 0.025, pour la stratosphère jusqu'à 30 km d'altitude, elle vaut 0.003. Pour les couches supérieures (mésosphère et thermosphère), on considère qu'il n'y a plus d'aérosol [14].

En connaissant α et β , on peut calculer l'épaisseur optique des aérosols à une longueur d'onde λ

exprimée en μm suivant la relation :

On en déduit donc, qu'à λ constant, l'épaisseur optique est d'autant plus élevée que la taille des

$$\delta_{aérosols}(\lambda) = \beta \times \lambda^{-\alpha} \quad (9)$$

particules est faible (α important).

1.4.4 Cas de l'atténuation du rayonnement solaire par l'ozone

Dans la bande spectrale étudiée, la part de l'ozone est prépondérante par rapport aux autres espèces chimiques (*Figure 6*).

L'épaisseur optique d'absorption de l'ozone, notée δ_{O_3} , peut se calculer avec la formule suivante [6]:

$$\delta_{O_3(\lambda)} = \frac{Ozone \times \mathcal{N} \times \sigma_{eff(\lambda)}}{V_m \times 10^3} \quad (10)$$

Où,

- $\sigma_{eff(\lambda)}$: la section efficace (en m^2) d'absorption de l'ozone à la longueur d'onde λ ;
- V_m : le volume molaire dans les conditions normales de température et de pression ($V_m = 22.4 \text{ l.mol}^{-1}$) ;
- Ozone : épaisseur de la colonne d'ozone en Unité Dobson (DU).

Il découle donc la valeur de l'épaisseur optique d'absorption de l'ozone exprimée en fonction de l'épaisseur de la colonne d'ozone qui se résume à la formule simplifiée suivante (\mathcal{N} et V_m connus) :

$$\delta_{O_3(\lambda)} = 2.6875 \times 10^{16} \times \sigma_{eff(\lambda)} \times Ozone \quad (11)$$

La section efficace de l'ozone étant connue [17], on est en mesure de calculer l'épaisseur optique de l'ozone en fonction de la longueur d'onde.

1.4.5 Epaisseurs optiques et visibilité d'une journée type « ciel clair »

1.4.5.1 Détermination de l'épaisseur optique totale par SPUV-10

Le SPUV-10 permet d'avoir les mesures d'éclairement solaire direct pour les dix canaux centrés sur les longueurs suivantes : 300, 310, 318, 368, 500, 610, 675, 778, 862 et 1039 nm (largeur de bande de 2 nm pour les canaux UV et 10 nm pour le visible et les proches infrarouges).

Il sera alors possible de calculer l'épaisseur optique totale pour ces 10 longueurs d'onde (*Equation 5*). Le calcul des différentes épaisseurs optiques est rendu possible par l'étude du rayonnement reçu au sol à ces longueurs d'ondes. Les données journalières pour chacune des longueurs d'onde permettent de calculer les épaisseurs optiques spécifiques à chacune des espèces chimiques présentées précédemment à partir de l'*Equation 5*. Les épaisseurs optiques totales, de l'ozone et de la diffusion Rayleigh en fonction de la longueur d'onde pour une journée du type ciel clair (14 juillet 2003) sont présentées dans le *Tableau 2*.

1.4.5.2 Visibilité et coefficient volumique d'extinction totale à 0.55 μm

En ce qui concerne les aérosols, il y a deux inconnues (α et β , *Equations 8 et 9*) qui dépendent uniquement de la nature des aérosols. Or, sur le site d'Uccle, nous ne disposons pas d'instrument de mesure qui permettent d'estimer quotidiennement α et β . Nous ne pouvons donc pas calculer l'épaisseur optique des aérosols à l'aide de l'*Equation 9*. Cependant, la valeur à une longueur d'onde à 1039 nm en donne une bonne estimation (*Tableau 2*) : les épaisseurs optiques des autres constituants atmosphériques sont négligeables à cette longueur d'onde [6].

Un observateur se trouvant à l'I.A.S.B. donne la visibilité⁽¹⁾ horizontale du site d'observation toutes les 3 heures. Il apparaît intéressant de donner tout de même un ordre de grandeur des différentes épaisseurs optiques si on fixe pour les aérosols des valeurs de α et β arbitrairement.

⁽¹⁾ *Distance jusqu'à laquelle un observateur situé près du sol ou de la mer peut voir et identifier un objet dans une direction donnée de l'atmosphère, à un instant et en un lieu déterminés [14].*

En utilisant les *Equations 1, 5, 6 et 11*, on obtient les résultats suivants :

<i>Longueur d'onde (μm)</i>	<i>Épaisseurs optiques (exemple du 14 juillet)</i>				
	<i>Totale</i>	<i>Aérosols</i>	<i>Ozone</i>	<i>Rayleigh</i>	<i>Gaz restant</i>
0.300	5.91	0.58	3.78	1.18	0.37
0.310	2.76	0.55	0.84	1.038	0.33
0.318	2.02	0.53	0.34	0.94	0.22
0.368	0.97	0.43	0.00017	0.52	0.028
0.500	0.43	0.23	0.0084	0.11	0.0448
1.039	0.0975	0.09007	0	0.0068	0

Tableau 2 : Différentes épaisseurs optiques pour six longueurs d'onde du SPUV-10
Épaisseurs optiques

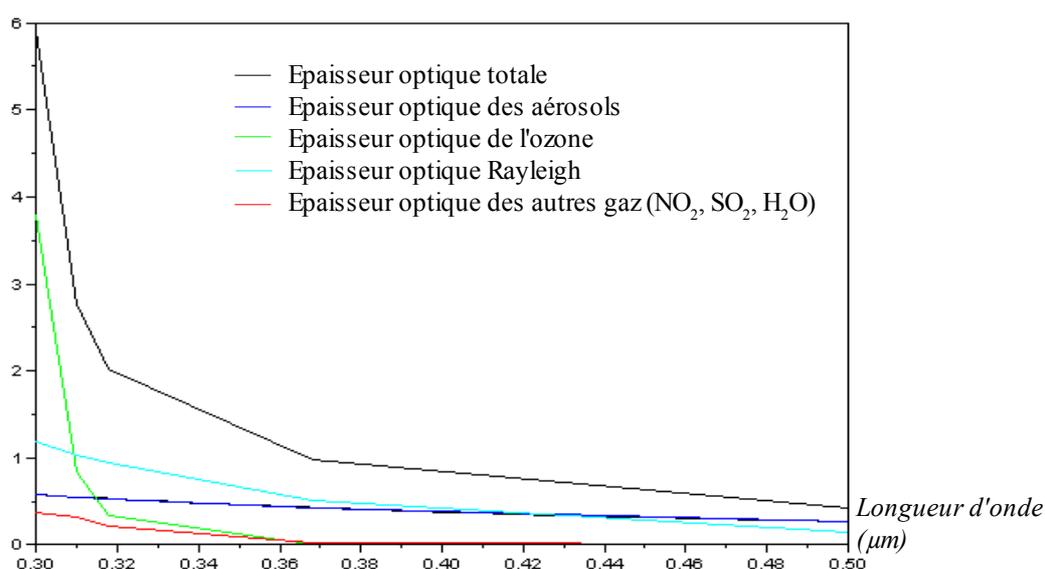


Figure 6 : Épaisseurs optiques en fonction de la longueur d'onde (exemple du 14 juillet 2003)

En ce qui concerne le calcul de l'épaisseur optique des aérosols, on a considéré une visibilité de 11
Rapport de stage Master II : Transfert Radiatif Atmosphérique dans l'UltraViolet

km et donc un coefficient d'Angström α valant 1.5 [3]. Le coefficient β vérifiant l'Equation 8 vaut alors 0,0954. Ce paramétrage définit une atmosphère de site urbain [3].

Une sélection de jours de ciel clair est faite dans le but d'opérer par la suite un certain nombre de simulations destinées à voir l'influence de l'épaisseur optique des aérosols (conditionnant la visibilité horizontale du site d'observation) et de la concentration en ozone le jour de la mesure sur le site d'Uccle.

2 Modélisation de l'éclairement UV reçu au sol

2.1 Présentation des Codes de Transferts Radiatifs

Les Codes de Transferts Radiatifs (CTR) permettent de modéliser le transfert radiatif à travers les cents premiers kilomètres de l'atmosphère terrestre.

- MODTRAN est l'acronyme de « MODerate spectral resolution atmospheric TRANsmittance », développé par l'« Air Force Research Laboratory » [1, 7]. Le Code Modtran calcule la radiance et la transmittance pour des nombres d'onde allant de 20 à 50 000 cm^{-1} (de 200 nm à $5 \cdot 10^3 \mu\text{m}$) avec un pas de 2 cm^{-1} pour le visible et les infrarouges et de 20 cm^{-1} pour les Ultraviolets (de 200 à 440 nm).

- LIBRADTRAN est l'acronyme de « LIBrary for RADiative TRANsfer » développé par Arve Kylling et Bernhard Mayer [8]. Libradtran est une suite d'outils qui permet le calcul des transferts radiatifs atmosphériques. Il peut être employé afin de calculer les radiances pour des longueurs d'onde comprises entre 200 et 850 nm [8].

Les CTR Modtran et Libradtran sont des modèles de bandes à trois paramètres (coefficient volumique d'absorption, pas et largeur de discrétisation des longueurs d'onde). Le principe de résolution est basé sur le fait que la détermination expérimentale des coefficients volumiques d'extinction des gaz pose des difficultés lorsque ceux-ci présentent des raies d'absorption séparées. Ces raies ayant en effet une largeur bien inférieure à la résolution des instruments utilisés pour la mesure des facteurs de transmission, on a recours à des modèles de bandes élaborés à partir d'hypothèses relatives à leur profil, à leur intensité et à leur répartition. Leurs bases de données sont directement dérivées de la base de données HITRAN (High-resolution TRANsmission molecular absorption database, [17]) pour chacune des 37 espèces moléculaires majoritaires présentes dans l'atmosphère, plus les sections efficaces pour les « grosses molécules » telles les CFC .

Lors des simulations effectuées avec les CTR nous allons utiliser des profils standard de concentration (ozone, aérosols) en choisissant uniquement la valeur intégrée au sol et le profil standard correspondant. En effet, Modtran et Libradtran permettent de modifier les profils verticaux des constituants atmosphériques (ANNEXE 2). Cependant, ne disposant pas de radiosondages

fréquents à l'IASB, je n'ai pas pu configurer ces profils. Les effets de réfraction dans l'atmosphère et de courbures de la Terre sont pris en compte. Le modèle de l'atmosphère est un empilement de 33 couches atmosphériques, de 0 à 100 km d'altitude. Les paramètres physiques (pression, température, coefficients d'absorption et d'extinction) sont définis pour chaque couche avec un gradient défini par défaut à l'intérieur de chacune d'elles. Quand le trajet optique traverse une couche du modèle, les composantes atmosphériques nécessaires sont calculées et sommées le long du trajet et dans la bande spectrale [7].

La diffusion par les particules solides et liquides est prise en considération par une décomposition de l'angle solide en secteurs. Cette partition se fait en uniquement deux secteurs avec Modtran et en six avec Libradtran. La précision des calculs sera d'autant plus importante que le nombre de secteurs est grand.

La transmission atmosphérique d'une couche est calculée en faisant le produit des transmissions associées aux molécules et aux aérosols pour chaque couche. En ce qui concerne la transmission atmosphérique totale, il s'agit du produit des transmissions de chacune des couches. Les différentes couches atmosphériques traversées sont supposées être à l'équilibre thermique.

2.2 Simulations du ciel clair avec le CTR Libradtran

2.2.1 Introduction

L'objet de cette partie consistera à modéliser le plus fidèlement possible le rayonnement quotidien reçu au sol que l'on aurait avec un ciel parfaitement clair. Il sera alors indispensable de tenir compte des fluctuations journalières des aérosols et de la concentration en ozone. On considérera que les autres constituants atmosphériques n'ont qu'une faible variabilité au cours de la plage d'étude avec des concentrations moyennes définies par défaut.

Les simulations avec le CTR Modtran n'ont pas donné satisfaction. Les résultats obtenus et la méthode de calcul utilisée seront néanmoins exposés en ANNEXE 3. Les problèmes rencontrés avec Modtran ont été constatés lors de l'étude du rayonnement UV. En effet, l'étude portant sur le rayonnement global (UV, visible et infrarouge) est cohérente avec les données issues de la littérature. Par contre lors des comparaisons entre le flux UV reçu au sol au niveau de la station d'Uccle et le flux simulé sous Modtran, on observe une différence de l'ordre de 50 % (ANNEXE 4). Cet écart est dû au fait que la discrétisation en secteurs de l'angle solide pour la prise en compte de la diffusion est nettement meilleure sous Libradtran (6 zones avec Libradtran et 2 zones avec Modtran comme dit précédemment).

Le logiciel de CTR Libradtran donne la possibilité de modifier à notre guise la visibilité du site d'observation d'une part et la quantité d'ozone d'autre part. On ajustera quotidiennement la visibilité et l'ozone dans les simulations par ciel clair.

2.2.2 Paramétrage

Le CTR permettra de simuler le flux solaire reçu au sol pour une configuration de ciel clair. Pour le paramétrage, un certain nombre de données sont fixées pour toutes les simulations (altitude, albédo de surface, etc.), tandis que d'autres vont varier quotidiennement (ozone, SZA, aérosols, etc.). Nous ferons alors un certain nombre d'hypothèses afin de limiter le nombre de paramètres variables :

- Le type d'aérosol dans la couche limite et leur situation au dessus de 2 km seront considérés comme stables et homogènes pendant les mesures effectuées sur le site d'Uccle.
- La saison considérée sera l'été et configurera partiellement le profil vertical des aérosols sur cette période.

Libradtran est un CTR fonctionnant pour des longueurs d'onde comprises entre 280 et 850 nm. Cette plage de longueur d'onde est suffisante pour le calcul du rayonnement solaire UV (280 à 380 nm) et pour le visible (380 à 760 nm).

Les effets conjoints de l'ozone et des aérosols ont une place prépondérante dans les simulations par ciel clair.

2.2.3 Influence des aérosols sur le rayonnement reçu au sol.

Dans ce paragraphe, nous allons quantifier l'influence des aérosols sur le flux UV reçu au sol. Le CTR Libradtran donne la possibilité de modifier la visibilité horizontale (indirectement l'épaisseur optique des aérosols) en conservant tous les autres paramètres atmosphériques constants. Il est alors possible de voir l'influence de la visibilité sur le rayonnement solaire reçu au sol. Nous avons donc fait varier la visibilité de 5 km à 35 km (Figure 7a) avec une concentration en ozone de 300 DU. Ce graphique met en évidence le fait que la décroissance du flux reçu au sol n'est pas linéaire en SZA et que la décroissance est de plus en plus faible au fur et à mesure que la visibilité croît (Figure 7b).

Eclairement UV (W/m^2)

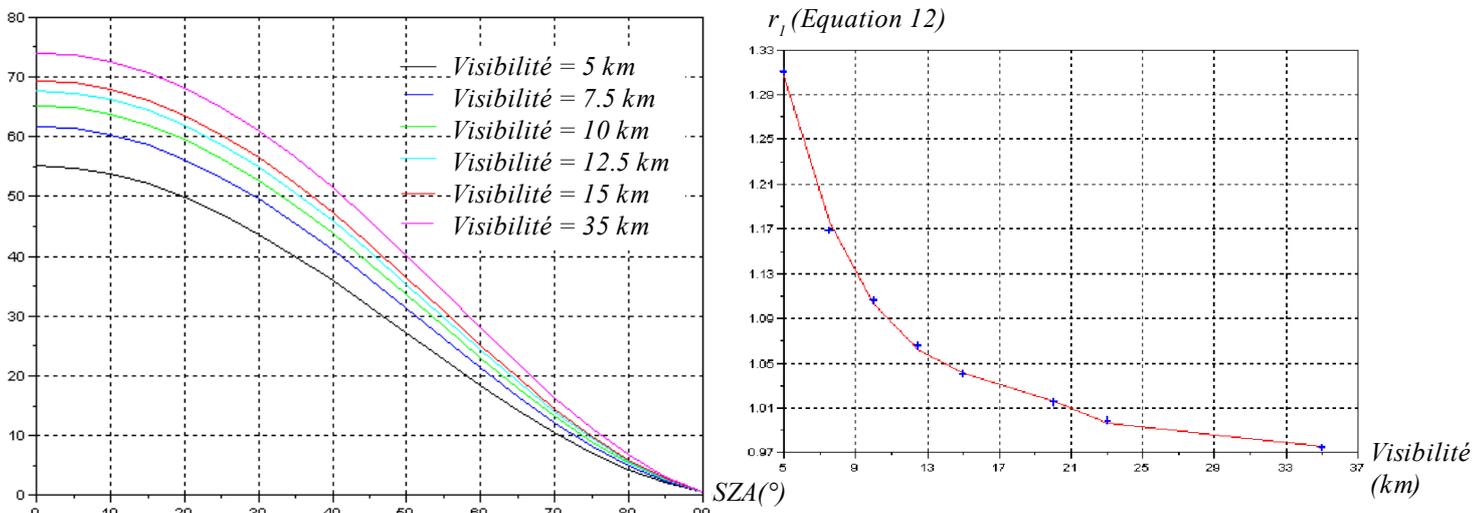


Figure 7a et 7b : Rayonnement solaire pour différentes visibilités en fonction de SZA et rapports r_1

En effet, il est possible d'illustrer ce phénomène en traçant le rapport correspondant au maximum de l'éclairement aux différentes visibilités choisies sur le maximum de l'éclairement à 23 km de visibilité (*Figure 7b et Equation 12*).

$$r^1_{(Vis = \text{Visibilité en km})} = \frac{E_{UV \text{ Max (Vis)}}}{E_{UV \text{ Max (Vis = 23 km)}}} \quad (12)$$

Par la suite, seul l'éclairement avec une visibilité horizontale de 23 km et une quantité d'ozone de 300 DU sera utilisé et pris comme référence en conservant le rapport r_1 .

Ce rapport peut être approximé par un polynôme de degré 4 :

$$r^1_{(Vis = \text{Visibilité en km})} = 1.822 - 0.148 \times VIS + 10.6 \cdot 10^{-2} \times VIS^2 - 3.41 \cdot 10^{-4} \times VIS^3 + 4.0 \cdot 10^{-6} \times VIS^4 \quad (13)$$

Par le biais de cette approximation, il est possible de calculer le rayonnement solaire reçu au sol pour une visibilité donnée avec une concentration en ozone de 300 DU. Il est désormais indispensable d'effectuer la même opération pour étudier l'impact de la couche d'ozone sur le rayonnement UV reçu au sol.

2.2.4 Influence de l'ozone sur le rayonnement reçu au sol.

L'influence de l'ozone est mise en évidence en comparant les éclaircements reçus au sol pour différentes colonnes d'ozone et l'éclairement incident hors atmosphère.

Un tableau récapitulatif permet de montrer les effets de l'ozone sur le rayonnement UV en utilisant des valeurs extrêmes et empiriques de concentration en ozone (*Tableau 3*).

	Rayonnement suivant les différentes régions spectrales			
Régions spectrales	Hors atmosphère	10 DU	270 DU	470 DU
UVC (W/m ²)	7.6	0.093	0	0
UVB (W/m ²)	18.0	4.6	1.4	0.8
UVA (W/m ²)	65.6	54.78	54.17	53.75

Tableau 3 : Influence de l'ozone (10, 270 et 470 DU) sur le flux UV pour un ciel clair et SZA=0°

Pour la suite, appliquons le même raisonnement que pour les aérosols en faisant varier la couche d'ozone de 270 à 470 DU avec une visibilité de 50 km. L'effet des aérosols est alors négligeable sur le rayonnement UV. On pose alors le coefficient r_2 :

$$r^2_{(Oz = \text{Colonne d'ozone})} = \frac{E_{UV \text{ Max (Oz)}}}{E_{UV \text{ Max (Oz = 300 DU)}}} \quad (14)$$

La quantité d'ozone est un facteur qui a un rôle de moindre importance vis-à-vis le rayonnement UV global reçu au sol. En effet, son rôle est de toute première importance en ce qui concerne les UVC et les UVB en supprimant la quasi totalité de ces premiers très dangereux pour la santé [10]. Comme pour le cas de l'influence des aérosols, il sera utile pour la suite d'interpoler le rapport r_2 et donc indirectement le flux UV reçu au sol pour une quantité d'ozone de 300 DU et une visibilité de

50 km. Les conditions de référence, indexées par les rapports respectifs, r_1 et r_2 , qui serviront pour la suite des calculs seront :

- rayonnement solaire avec 300 DU pour l'ozone et une visibilité de 50 km noté E_2 ;
- rayonnement solaire avec 300 DU pour l'ozone et une visibilité de 23 km noté E_1 .

La caractérisation de la décroissance de l'influence de l'ozone à mesure que son épaisseur augmente (gradient de plus en plus faible) se fait de la même manière que précédemment.

L'utilisation de ces deux courbes (influence de l'ozone et des aérosols) permettra alors de revenir simplement à l'éclairement pour des conditions de visibilité et d'ozone données lors des mesures effectuées à l'IASB.

$$r^2_{(Oz = \text{Colonne totale en Dobson})} = 1.062 - 2.703 \cdot 10^{-4} \times Oz + 2.122 \cdot 10^{-7} \times Oz^2 \quad (15)$$

De cette formule obtenue par interpolation polynomiale de second degré, nous pouvons en déduire le rayonnement reçu au sol par le biais du CTR Libradtran pour n'importe quelle quantité d'ozone comprise entre 270 et 470 DU avec une visibilité fixée à 50 km.

2.2.5 Ajustement de la simulation

Les deux simulations précédemment effectuées permettent de calculer le flux UV reçu au sol pour un système à une seule variable (quantité d'ozone ou visibilité horizontale). Or, pour une journée donnée, les deux variables considérées doivent être prises en compte simultanément. L'influence de chacun des deux paramètres, pour une journée de ciel clair, peut alors être calculée par la résolution de l'équation matricielle ci-dessous. Il s'agit ensuite de répéter l'opération pour un certain nombre de jours de ciel parfaitement clair pour ajuster les deux variables précédentes (Equation 16). Sur une période de cent vingt jours, seules quinze journées sont parfaitement dégagées.

$$\left[UV_{\text{mesuré}, i} \right] = \left[\left(r_1 \times E_{1, i(300 \text{ DU}, 23 \text{ km})} \right) \quad \left(r_2 \times E_{2, i(300 \text{ DU}, 50 \text{ km})} \right) \right] \begin{bmatrix} \beta_1 \\ \alpha_1 \end{bmatrix} \quad (16)$$

- $UV_{\text{mesuré}, i}$: valeurs d'éclairement UV issues du site d'Uccle à l'instant i (ciel clair) ;
- r_1 : rapport traduisant l'influence des aérosols sur l'éclairement UV par rapport à E_1 (13) ;
- r_2 : rapport traduisant l'influence de l'ozone sur l'éclairement UV par rapport à E_2 (15) ;
- $E_{1, i(300 \text{ DU}, 23 \text{ km})}$: éclairement simulé pour une quantité d'ozone de 300 DU et une visibilité de 23 km à l'instant i ;
- $E_{2, i(300 \text{ DU}, 50 \text{ km})}$: éclairement simulé pour une quantité d'ozone de 300 DU et une visibilité de 50 km à l'instant i ;
- α_1 et β_1 sont des coefficients qui seront calculés par le critère des moindres carrés et qui traduiront le poids respectif de la couche d'ozone d'une part et des aérosols d'autre part

sur l'éclairement UV reçu au sol.

Il est nécessaire de connaître quotidiennement la quantité d'ozone (DU) et la visibilité horizontale (km) pour calculer respectivement r_2 et r_1 . Pour chaque journée étudiée, on obtient un couple de valeurs α_1 et β_1 représentatives du poids respectif de la concentration en ozone et de la visibilité.

2.2.6 Remarques et conclusions

On calcule ensuite les coefficients α_1 et β_1 pour les quinze journées de ciel parfaitement dégagé. L'écart type par rapport à la moyenne respective de chacun des coefficients est de 1.6 pour α_1 et 1.8 pour β_1 .

Pour des soucis de simplifications, on considérera pour la suite des calculs les valeurs moyennes :

$$\overline{\alpha_1} = -4.820 \text{ et } \overline{\beta_1} = 5.881$$

En conservant ces deux valeurs moyennes, il est possible d'effectuer des comparaisons entre le rayonnement solaire reçu au sol en configuration « broken clouds » (*le 11 juillet 2003*) et une configuration hypothétique de ciel parfaitement clair (*Figure 8*).

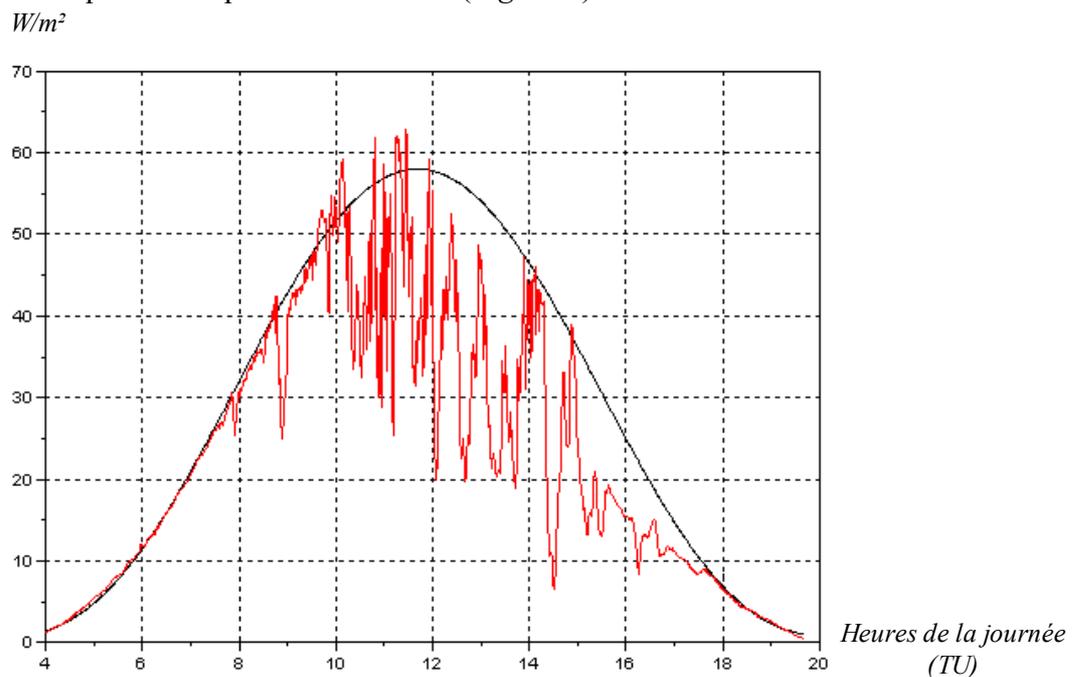


Figure 8 : Rayonnement UV mesuré (rouge, nuages éparses) et simulé (noir, ciel clair hypothétique)

Le flux simulé en condition de ciel clair est globalement supérieur à celui en nuages éparses sauf à quelques exceptions près : on observe une bonne cohérence entre les deux courbes avec une quasi-superposition lorsque l'on n'a pas de nuage (de 4h00 à 7h45 et de 17h30 à 19h45). Les fortes fluctuations peuvent s'expliquer par une configuration nuageuse particulière qui engendrerait par effet miroir une hausse soudaine de l'éclairement UV avec une amplitude dépassant le flux simulé.

2.3 Calculs du flux UVB en configuration nuageuse épars

2.3.1 Introduction

Le TSI est un système automatique d'imagerie couleur du ciel qui fournit durant la période diurne des images du ciel et des valeurs de nébulosité. Les images du ciel sont capturées à l'aide d'une caméra CCD pointée vers un miroir hémisphérique tournant et réchauffé. Une bande d'occultation solaire sur le miroir bloque le rayonnement solaire direct afin de ne pas endommager la caméra CCD [15].

Le système TSI effectue un seuillage de l'image couleur en trois classes (Figure 9) : bleu (ciel bleu), gris (nuages fins) et blanc (nuages épais). La classe de nuage est déterminée par une analyse du rapport énergétique du rouge sur le bleu [2].

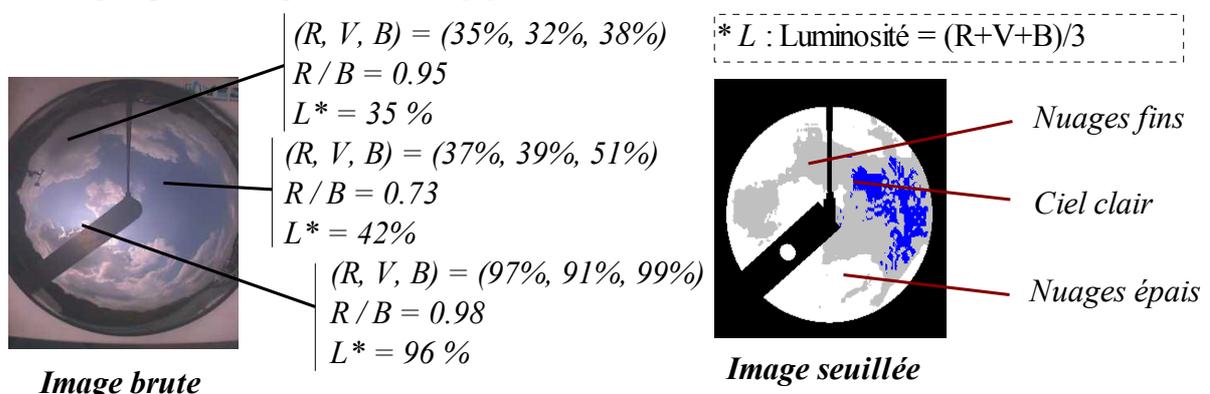


Figure 9 : Image brute (R, V, B : Rouge, Vert, Bleu) et retraitée issue du TSI d'Uccle

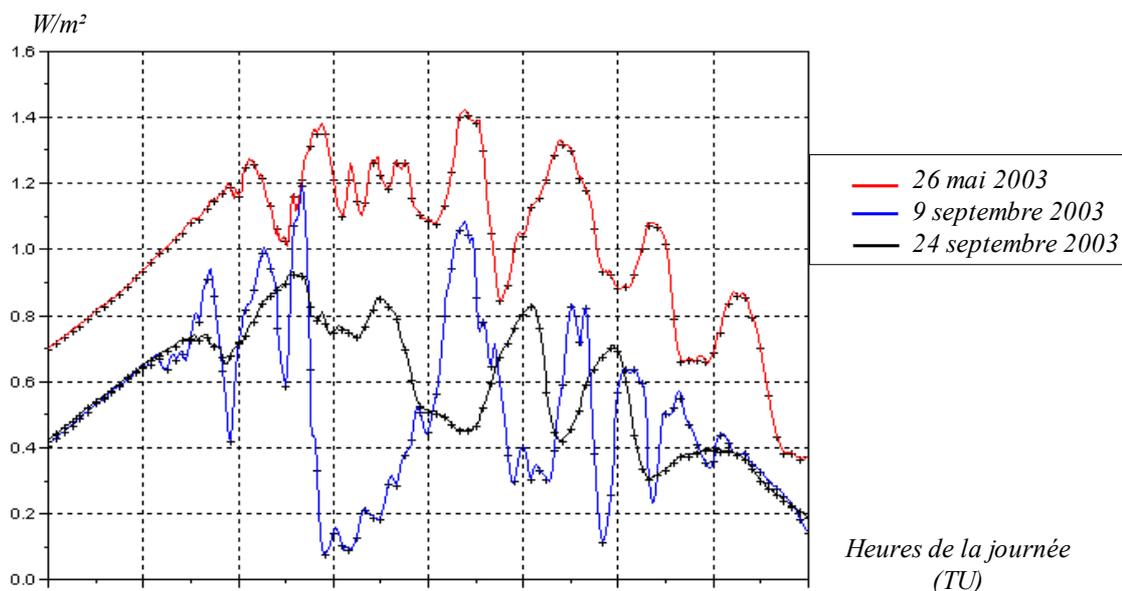
Notre travail est divisé en deux parties. On analysera dans un premier temps les images retraitées du TSI, et dans un second temps on étudiera les images brutes. Pour étudier la répartition spatiale des nuages, nous allons calculer la distribution nuageuse radiale par rapport au centre du soleil. Celle-ci est obtenue par le calcul de la distance orthodromique.

2.3.2 Sélection des journées types

Après avoir parcouru l'ensemble de la période allant de mai à septembre, 3 journées, qui présentent une variabilité temporelle lente avec des nuages épars denses et homogènes, ont été retenues : le 26 mai et les 9 et 24 septembre 2003.

La sélection de ces trois journées s'est effectuée à l'aide de l'observation de l'évolution du flux UV total d'une part, et avec la typologie nuageuse d'autre part. En effet, cette étude a commencé par la recherche de variations progressives et durables du flux UV que l'on tente de corrélérer avec la configuration nuageuse du moment considéré.

Le graphique du flux UVB diffus pour les trois journées types retenues pour la suite des calculs est donné en Figure 10 :



Figures 10 : Flux UVB diffus pour les trois journées types considérées

2.3.3 Calcul du flux UVB diffus

2.3.3.1 Exploitation des images seuillées du TSI

Nous allons proposer une méthode pour calculer le flux UVB diffus en fonction de la distribution nuageuse obtenue avec les images seuillées du TSI.

On peut dès lors présenter les résultats d'une journée sélectionnée, le *26 mai 2003*, à savoir :

- La configuration nuageuse par une représentation 3D de la distribution radiale en fonction du temps et des images du TSI (*Figures 11 et 12*) ;
- Les rayonnements UVB diffus et directs (*Figure 13*) ;

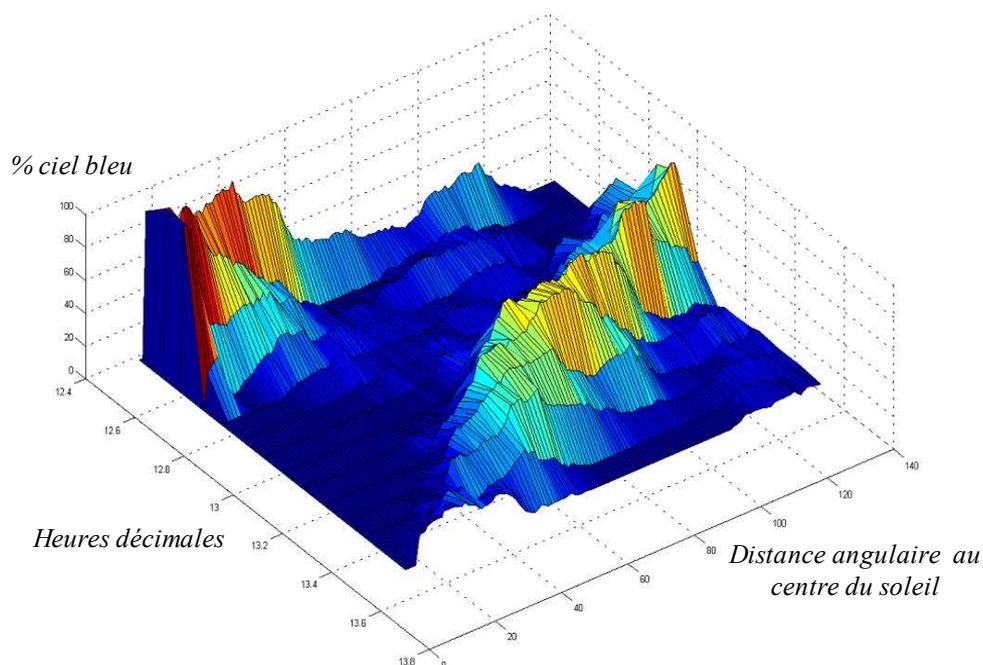


Figure 11 : Evolution radiale et temporelle de la nébulosité, le 26 mai 2003

A 12h25, le disque solaire est bien visible, ce qui se vérifie sur le diagramme 3D et sur les images TSI et n'est plus visible par la suite jusqu'à 13h25.

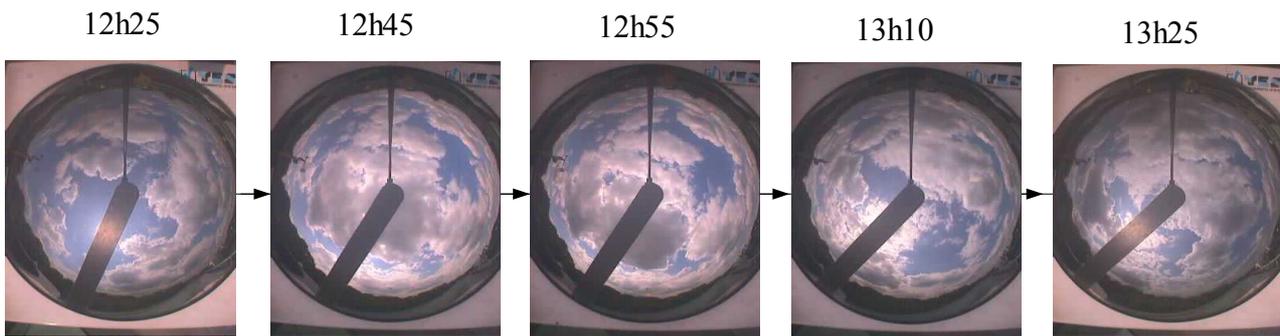


Figure 12 : Images TSI relatives à la période considérée

Par contre à 12h45, le pourcentage de ciel bleu est très faible avec la présence de nuages gris d'épaisseur optique importante qui masquent totalement le disque solaire engendrant une baisse soudaine du rayonnement UVB diffus et direct (Figure 13).

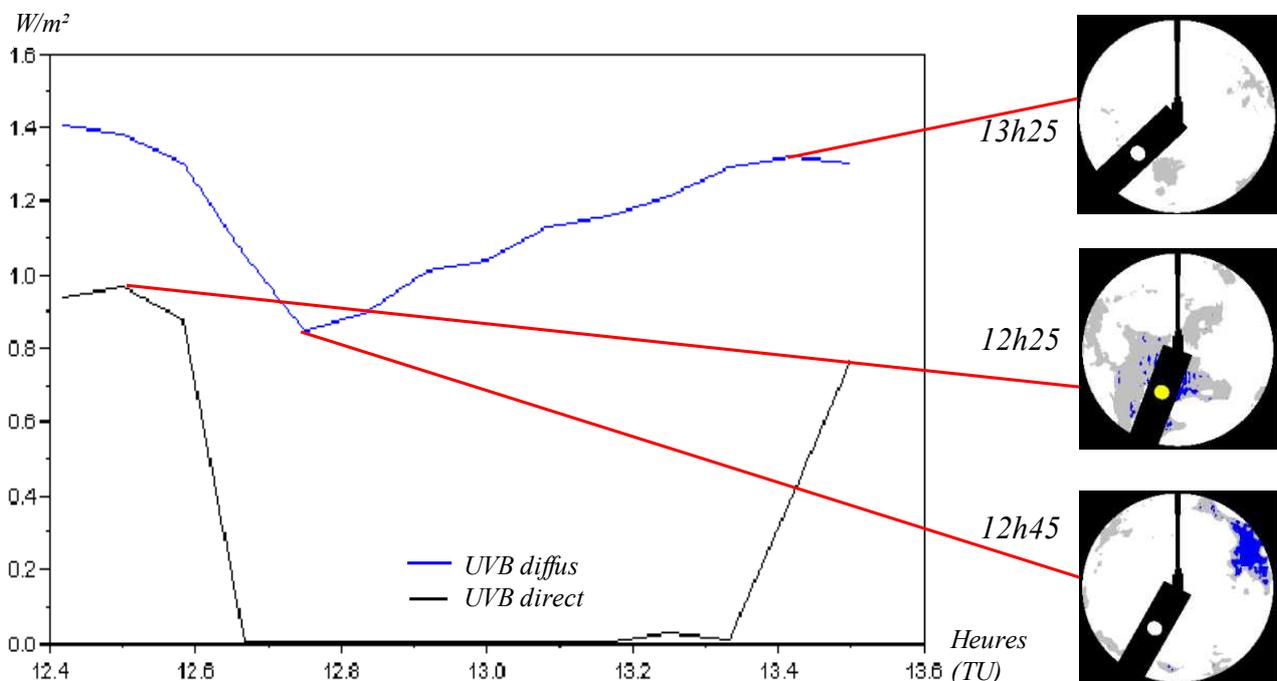


Figure 13 : UVB diffus et direct entre 12h25 et 13h30 le 26 mai 2003 et images TSI caractéristiques

Remarques : L'étude n'a pas pu être réalisée sur l'UVA diffus car la station d'Uccle n'a pas d'instrument de mesure fournissant les mesures intégrées correspondantes.

Les représentations graphiques précédentes mettent en évidence un lien direct entre ces configurations nuageuses éparées et le rayonnement UV reçu au sol. Afin d'estimer les effets des nuages, nous allons étudier le rapport, noté R_p , des UVB diffus avec ou sans nuages :

$$R_p = \frac{\text{UVB diffus en nuages éparés}}{\text{UVB diffus en ciel clair simulé}} \quad (17)$$

- « UVB diffus en ciel clair simulé » est calculé à partir du modèle proposé dans le paragraphe 2.2.3 par l'Equation 16.

On suppose que l'influence réelle du ciel bleu est une fonction décroissante de la distance angulaire au soleil, notée r (Equation 18 et 19). De plus, le nombre de pixels considérés sur un même rayon ($Nb\ pixels$), r permet de quantifier l'influence réelle de la couverture nuageuse sur le rayonnement UV reçu au sol. Dans l'objectif d'avoir une donnée unique caractéristique de la couverture nuageuse éparsée, on considère l'Equation 19 :

$$(PCB)_r = \frac{(\% \text{ pixels bleu} + \% \text{ pixels gris})}{r + 1} \times (Nb\ Pixels)_r \quad (18)$$

$$Int = \int_0^\pi (PCB)_r d r \quad (19)$$

On peut voir les résultats des journées du 26 mai, 9 et 24 septembre 2003 (Figure 14) qui présentent des configurations nuageuses éparsées avec des nuages globalement uniformes et épais avec une variabilité lente sur une durée relativement longue (supérieure à 1 heure).

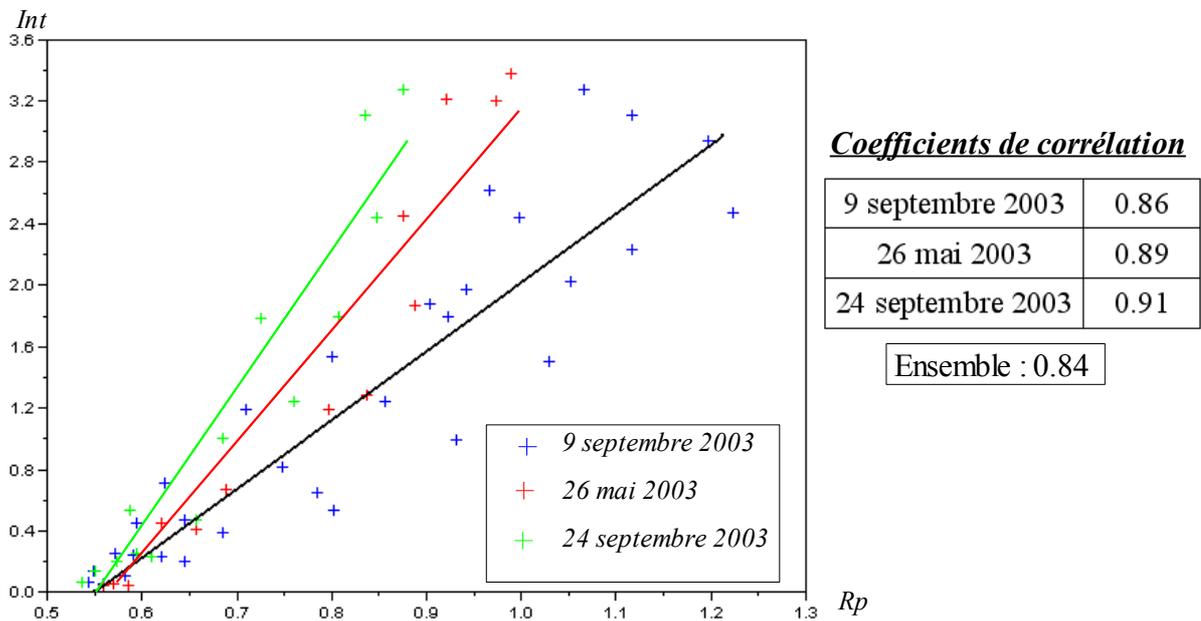


Figure 14 : Points expérimentaux, régressions linéaires et coefficients de corrélation associés

Les régressions linéaires effectuées sur les trois nuages de points expérimentaux, permettent d'aboutir aux coefficients présentés dans le Tableau 4. On peut également effectuer une régression linéaire sur l'ensemble des points des trois journées, notée Ensemble.

	26 mai 2003	9 septembre 2003	24 septembre 2003	Ensemble
a	5.082	4.704	5.537	4.873
b	-2.719	-2.590	-3.017	-2.671

Avec :

$$Int = a * Rp + b$$

Tableau 4 : Coefficients des régressions linéaires, simulation (1)

Par la suite, nous considérons les valeurs moyennes des coefficients a et b. L'objectif de cette interpolation est donc de calculer le flux UVB diffus à partir des simulations effectuées dans la partie précédente corrélées avec les mesures de nébulosité issues des images seuillées du TSI.

Reprenant l'équation de droite précédente, on a :

$$Int = a \times \frac{UVB\ diffus\ nuages\ éparsés}{UVB\ diffus\ ciel\ clair\ simulé} + b \quad (20)$$

Vient alors la formule suivante :

$$UVB \text{ diffus nuages éparses} = (Int - b) \times \frac{UVB \text{ diffus ciel clair simulé}}{a} \quad (21)$$

On peut alors calculer le rayonnement UVB diffus en configuration nuageuse éparsée pour une journée quelconque (*Figure 15*).

Cependant, on observe que les caractéristiques physiques des nuages ne paraissent pas constantes sur les trois journées d'observation avec des épaisseurs optiques variables qui pourraient expliquer les écarts des coefficients a et b des interpolations précédentes. La prise en compte de la couleur des nuages (dosage RVB) semble alors nécessaire afin d'optimiser les résultats des simulations.

2.3.3.2 Exploitation des images brutes du TSI

La couleur des nuages est liée à la distribution énergétique RVB (Valeurs des pixels de l'image brute, *Figure 9*). Cette couleur est en partie liée à l'épaisseur optique des nuages dans le cas d'une système mono-couche. Nous allons donc proposer une méthode équivalente qui prend en compte la couleur des nuages dans le but d'optimiser les résultats des simulations précédentes. Le dosage RVB de chaque pixel de l'image brute du TSI est effectué avec un nouveau programme.

On considérera désormais l'intégrale, notée $Int \text{ RVB}$ et on conservera l'Equation 17 :

$$Int \text{ RVB} = \int_0^{\pi} \frac{\frac{(Valeur \text{ des Pixels Bleus})_r}{(Valeur \text{ des Pixels Rouges})_r} \times (Nb \text{ Pixels})_r}{r + 1} dr \quad (22)$$

On a donc une formule analogue à l'Equation 21 :

$$Int \text{ RVB} = a_{RVB} \times \frac{UVB \text{ diffus nuages éparses}}{UVB \text{ diffus ciel clair simulé}} + b_{RVB} \quad (23)$$

Le ciel sera d'autant plus bleu que le rayonnement UVB diffus sera important. Ceci traduit le fait que l'interpolation précédente est une fonction croissante (coefficient directeur positif, *Tableau 5*). Si on effectue le calcul des coefficients a_{RVB} et b_{RVB} pour les trois journées types que l'on a choisi précédemment (26 mai, 9 et 24 septembre 2003), on aboutit aux valeurs suivantes :

	26 mai 2003	9 septembre 2003	24 septembre 2003	Ensemble	<i>Avec :</i>
a_{RVB}	$0,702.10^{-3}$	$0,597.10^{-3}$	$0,655.10^{-3}$	$0,627.10^{-3}$	$Int_{RVB} = a_{RVB} * Rp + b_{RVB}$
b_{RVB}	$1,645.10^{-3}$	$1,751.10^{-3}$	$1,684.10^{-3}$	$1,714.10^{-3}$	

Tableau 5 : Coefficients des régressions linéaires, simulation (2)

Il est alors possible de calculer un nouveau flux UVB diffus simulé pour une configuration de nuages éparsés par l'intermédiaire de la formule suivante :

$$UVB \text{ diffus nuages éparses} = (Int \text{ RVB} - b_{RVB}) \times \frac{UVB \text{ diffus ciel clair simulé}}{a_{RVB}} \quad (24)$$

2.3.3.3 Comparaison entre le flux réel et les flux simulés par les deux méthodes proposées

Les simulations 1 et 2 (*Figure 15*) correspondent aux études décrites respectivement aux *chapitres 2.3.3 et 2.3.4*. Elles permettent le calcul du rayonnement UVB diffus reçu au sol pour une configuration nuageuse éparse en ce qui concerne les trois journées type précédemment évoquées.

En effet, le calcul de l'éclairement UVB diffus se fait par l'intermédiaire des *Equations 21 ou 24* selon la méthode proposée à l'aide :

- des coefficients a et b déterminés précédemment (*Tableaux 4 et 5*)
- de l'éclairement UVB diffus obtenu par simulation (ciel considéré comme totalement dégagé, *chapitre 2.2.5*)
- de la nébulosité en fonction de la distance radiale (*Equations 19 et 22*)

On peut dès lors appliquer ces résultats à une journée quelconque avec une configuration nuageuse éparse afin d'en déduire le flux UVB diffus reçu au sol. Considérons la journée du *15 Août 2003*.

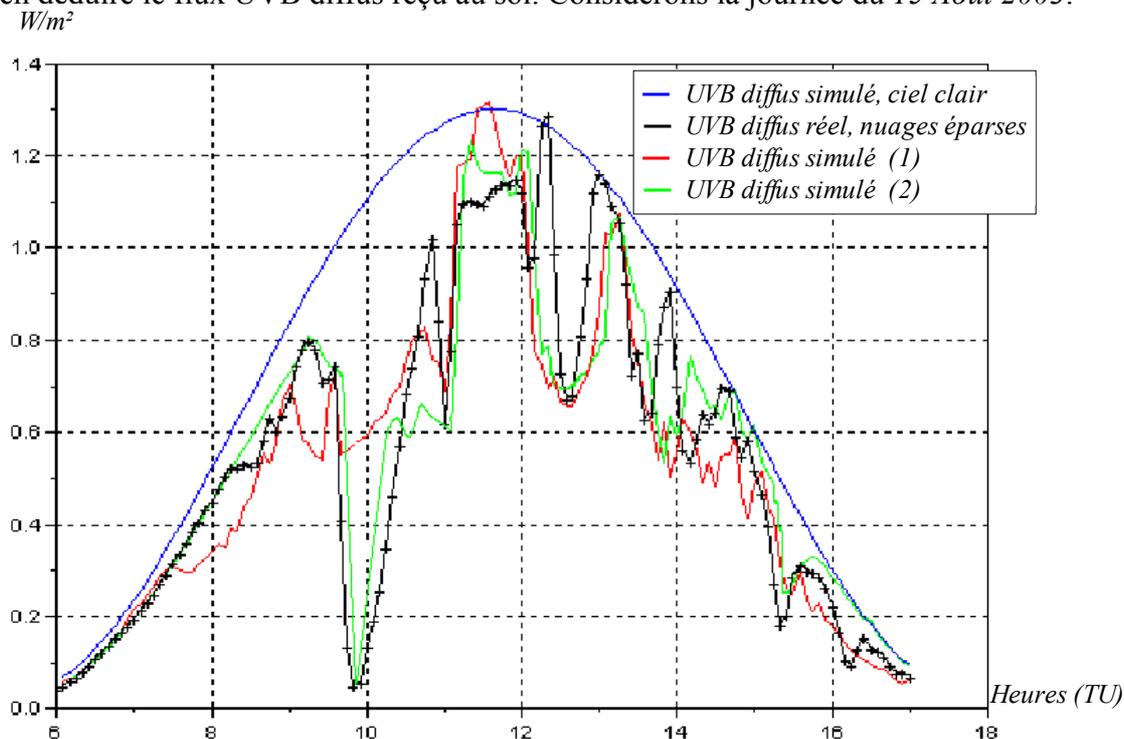


Figure 15 : Rayonnement UVB diffus réel et simulé pour le 15 Août 2003

Les interpolations précédentes, visant toutes les deux à corrélérer la nébulosité avec le flux UV reçu au sol, donnent les résultats présents sur la *Figure 16*. On note une bonne synchronisation temporelle des fluctuations entre les simulations et le rayonnement UVB diffus réel.

Cependant, on relève des écarts d'amplitude que l'on peut caractériser par un écart absolu moyen sur l'ensemble de la journée (*Tableau 6*) :

	Simulation	<i>Journées types</i>			<i>Moyenne sur les 3 jours</i>	<i>Journée quelconque</i>
		<i>26 mai</i>	<i>9 septembre</i>	<i>24 septembre</i>		
Ecart absolu moyen W/m ²	1	0.0721	0.109	0.087	0.089	0.125 (3.2%*)
	2	0.0482	0.0814	0.0523	0.061	0.092 (2.4%*)

Tableau 6 : Ecarts absolus moyens pour les deux simulations effectuées sur les journées type et comparaison avec une journée d'étude quelconque (15 Août 2003)

* moyenne des écarts relatifs

Ce tableau met en évidence la meilleure précision de la simulation 2 (de l'ordre de 30 %) et donc l'intérêt de considérer la valeur exacte du rapport Rouge sur Bleu et non pas le seuillage automatique effectué par le TSI.

2.3.4 Calcul du flux UVB direct

Le calcul du flux UVB direct repose sur le même principe que l'étude du *chapitre 2.3.3.2* avec la prise en considération des images brutes du TSI. Néanmoins, certaines modifications auront lieu pour cette simulation. On prendra en considération :

- L'occultation ou non du disque solaire (donnée par le TSI) qui jouera un rôle de toute première importance sur le flux UVB direct reçu au sol ;
- La nébulosité se trouvant à une faible distance angulaire du disque solaire (inférieur à 25°). Cette valeur de 25° est empirique et n'a pas de justification physique mais on observe que la dynamique nuageuse provoque en moyenne un déplacement des nuages de 25° en 5 minutes. Ainsi, on considérera que la nébulosité à une distance angulaire inférieure à 25° est représentative de l'état de nébulosité occultant ou non le disque solaire. Cette approximation est nécessaire car la bande d'occultation du TSI empêche de voir directement la configuration nuageuse devant le disque solaire.

De plus, on considérera désormais une relation paramétrique en fonction de *SZA* (*Equation 25*) qui permettra le calcul du rayonnement UVB direct au sol pour un ciel clair. En effet, les simulations effectuées au *chapitre 2.2.5* ne restituent pas l'allure du flux UVB direct : l'atténuation due à la sphéricité de la terre (forts angles zénithaux) est nettement plus importante que pour le flux UVB diffus (provenant de tout l'hémisphère et donc moins influencé par l'augmentation directe du trajet optique pour les forts angles zénithaux). Ceci engendre une concavité plus forte (*Figure 17*) que pour la simulation du *chapitre 2.2.5* (*Figure 8*).

Le flux UVB direct pour un ciel clair (journée du *14 juillet 2003* pour avoir une plage de *SZA* importante : de 90° à 29°) peut être approximé par le polynôme de degré 3 suivant :

$$P_{UVB\ direct} = 1.169 + 0.231 \times SZA - 1.596 \times SZA^2 + 0.625 \times SZA^3$$

On considérera que la nébulosité moyenne, sur une distance angulaire inférieure à 0.14 radian (25°),

des Equations 28 et 29 pour le calcul du flux UVB direct reçu au sol.

$$Moyenne = \frac{\int_0^{25^\circ} \frac{(Valeurs\ des\ Pixels\ Bleus)_r}{(Valeurs\ des\ Pixels\ Rouges)_r} dr}{25} \quad (26)$$

$$Rapport = \frac{UVB\ direct\ en\ nuages\ éparses}{P_{UVB\ direct}} \quad (27)$$

Ces deux grandeurs permettent d'obtenir le graphique suivant pour les journées du 26 mai et 9 septembre 2003 :

Moyenne

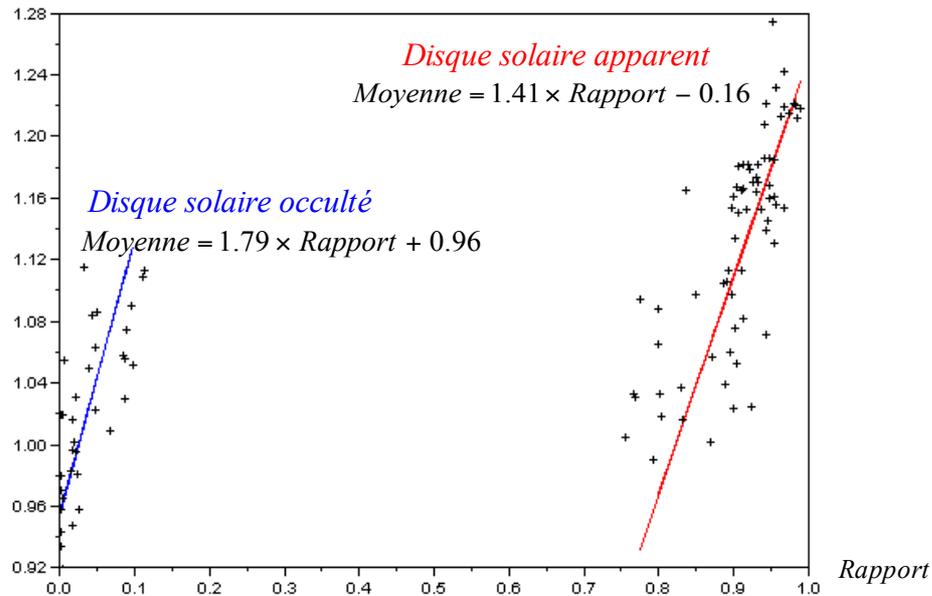


Figure 16 : Points expérimentaux de nébulosité moyenne et régressions linéaires associées

Les coefficients de corrélation sont respectivement de 0.92 et 0.89 pour le cas du disque solaire occulté et le cas du disque solaire apparent.

On obtient deux zones distinctes caractéristiques de l'occultation ou non du disque solaire qui permettent le calcul du flux UVB direct pour une configuration de nuages éparses en utilisant les deux équations de droites présentes sur la Figure 16 :

1. Disque solaire occulté : $UVB\ direct\ en\ nuages\ éparses = \frac{Moyenne - 0.96}{1.79} \times P_{UVB\ direct}$ (28)

2. Disque solaire apparent : $UVB\ direct\ en\ nuages\ éparses = \frac{Moyenne + 0.16}{1.41} \times P_{UVB\ direct}$ (29)

En sélectionnant les images TSI où le disque solaire est visible ou non, il est possible de calculer le flux UVB direct dans une configuration de nuages éparses en faisant appel aux Equations 28 et 29.

On peut dès lors présenter les résultats de la simulation pour la journée du 15 Août 2003 :

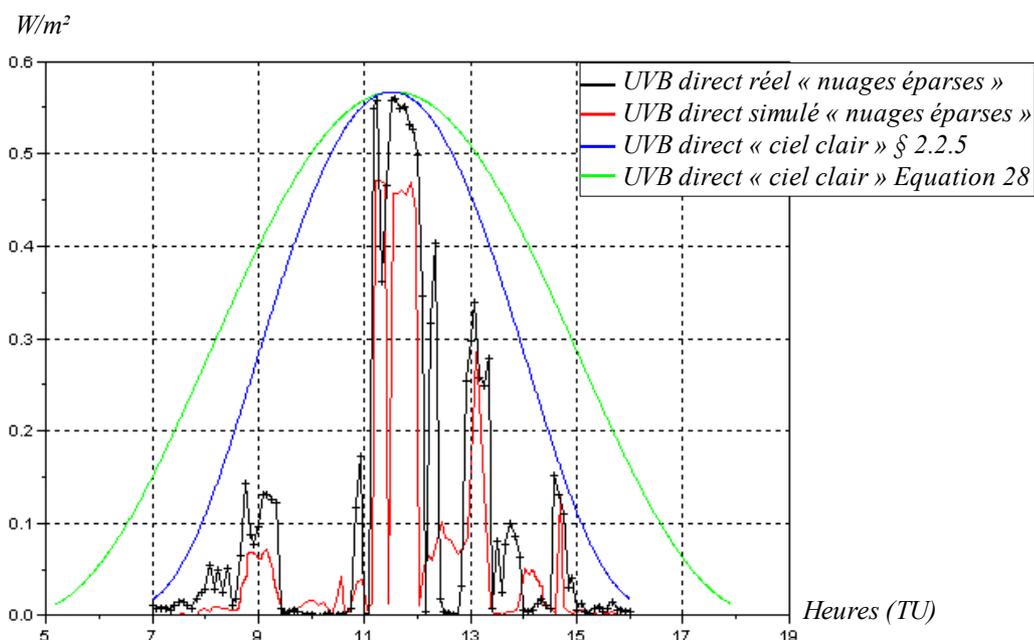


Figure 17 : Rayonnement UVB direct réel et simulé pour le 15 Août 2003

On obtient donc une bonne cohérence des résultats tant sur le plan temporel que du point de vue de l'amplitude avec un écart moyen entre la simulation et le flux réel de 0.023 W/m^2 (moyenne des écarts relatifs : 5.2 %). Il existe cependant des écarts résiduels ponctuels qui peuvent être importants (comme on va le voir dans le paragraphe suivant).

2.3.5 Remarques et conclusions

Après avoir calculé indépendamment les flux UVB directs (*chapitre 2.3.4*) et diffus (*chapitre 2.3.3.2*), il est possible de calculer par sommation le flux UVB global pour la journée du 15 Août 2003 (*Figure 18*).

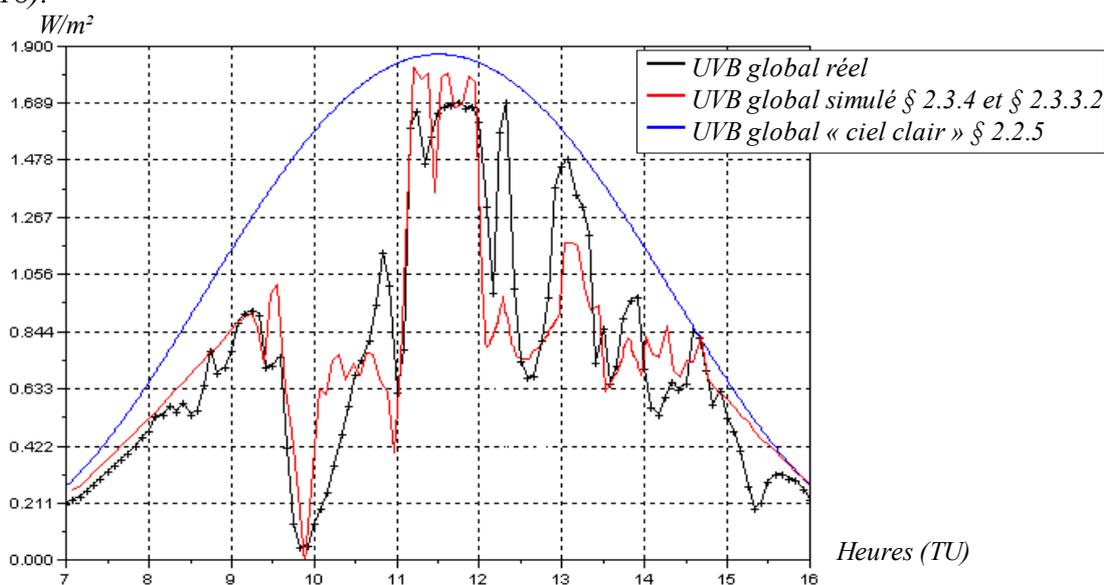


Figure 18 : Rayonnement UVB réel et simulé (cas « ciel clair » et « nuages éparses »)

L'écart moyen entre le rayonnement UVB réel et celui simulé pour la configuration de nuages

éparses du 15 août est de 0.115 W/m^2 (moyenne des écarts relatifs : 7.6 %). Cet écart vaut quant à lui 0.57 W/m^2 entre la simulation pour un ciel complètement clair et la configuration nuageuse éparses (moyenne des écarts relatifs : 35.7 %). Cette nette différence entre les deux écarts justifie l'intérêt de la simulation en configuration de nuages éparses avec une précision largement améliorée.

Globalement, les allures des courbes des rayonnements UVB réels et simulés en configuration de nuages éparses sont proches avec néanmoins certains pics ponctuels qui diffèrent nettement. On peut noter par exemple les pics à 10h50 et 12h20 présents sur le flux réel et absents du cas simulé. Ces pics peuvent s'expliquer par un mauvais seuillage des images du TSI lors du dosage des couleurs RVB. En effet, les images du TSI de 10h50 et 12h20 (*Figure 19*) montrent que les nuages ont à cet instant une épaisseur optique de faible importance qui conduit à un flux UVB direct et/ou diffus nettement plus élevé que ce que prévoyaient les simulations. De plus, la configuration nuageuse de 10h20 semble multi-couches engendrant des phénomènes d'ombres sur les nuages inférieurs (nuages plus foncés conduisant à une mauvaise analyse du dosage RVB).

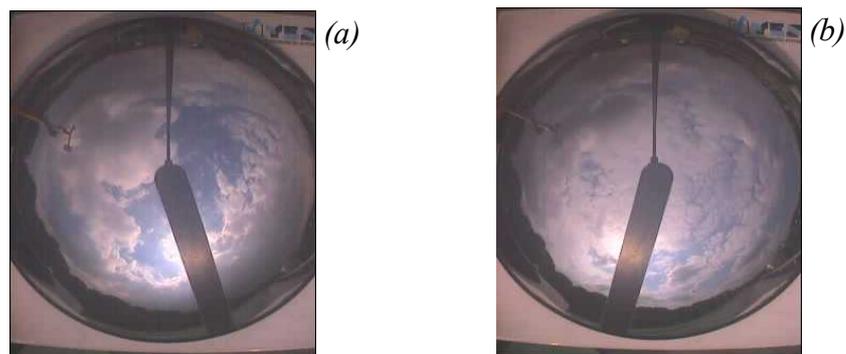


Figure 19 : Images TSI de 10h50 (a) et 12h20 (b)

Nous pouvons donc conclure que cette étude est perfectible même si les résultats obtenus donnent une bonne approximation du flux UVB global reçu au sol pour une configuration nuageuse éparses de caractéristiques relativement simples : distribution nuageuse mono-couche avec des nuages homogènes d'épaisseur optique constante. Des améliorations pourraient donc être apportées afin d'élargir la validité du modèle à une configuration nuageuse plus complexe (épaisseur optique variable, système multi-couches, etc.).

Conclusions – Perspectives

Le sujet du stage consiste en la modélisation du transfert radiatif dans l'atmosphère à travers une couche nuageuse épaisse. Les différents paramètres atmosphériques influençant le transfert radiatif comme par exemple, la concentration en ozone, la visibilité horizontale liée à la concentration et au type d'aérosols et la couverture nuageuse ont été présentés et étudiés. De plus, l'évolution temporelle de ces différents paramètres a été décrite.

Un modèle paramétrique du rayonnement UVB reçu au sol par ciel clair basé sur des résultats obtenus par un Code de Transfert Radiatif a été élaboré. Ce modèle nécessite la connaissance de la valeur intégrée de la colonne d'ozone et de la visibilité horizontale. Les différents paramètres du modèle ont été ajustés à l'aide de journées types.

Ensuite, ce modèle a été utilisé pour étudier l'impact de la distribution nuageuse radiale sur le rayonnement UVB direct et diffus. Pour représenter cette distribution nuageuse, nous avons choisi d'intégrer la distribution radiale des nuages par rapport à la position du soleil. La distribution radiale nuageuse est calculée à partir des images couleur brutes du ciel ou des images couleur seuillées. Le résultat de cette intégration a été corrélé avec le rayonnement UVB reçu au sol. Cette corrélation nous a permis de proposer un modèle fournissant le flux UVB reçu au sol en fonction de la répartition radiale nuageuse. Le modèle basé sur la distribution radiale nuageuse utilisant les images couleur brutes donne les meilleurs résultats.

Ceci constitue une première approche procurant une connaissance du rayonnement UVB au sol à partir de mesures automatiques de la couverture nuageuse, de la valeur de la colonne d'ozone et de visibilité horizontale.

Afin d'aller plus avant dans ce travail, il a été décidé de réaliser différents travaux complémentaires pour étudier la validité temporelle, saisonnière et géographique du modèle. A l'heure de la rédaction de ce rapport, ces travaux sont en cours et feront l'objet d'une communication ultérieure.

Une autre piste de recherche est l'utilisation d'un instrument de couverture nuageuse fonctionnant dans la bande des 9-14 μm , cette dernière permettant d'accéder à l'altimétrie nuageuse.

Annexes

ANNEXE 1 : Calcul de l'équation du temps

L'angle zénithal est fonction du moment de la journée mais également du lieu géographique où se situe l'observation. Il est alors possible d'établir une équation qui permet de calculer SZA en fonction des paramètres suivants :

- Moment de la journée (heures, minutes, secondes), t_{UTC} en heures (UTC signifie Universal Time)
- Jour de l'année (année, mois, jour), d en jours (numéro du jour de l'année)
- Position du site d'observation (λ =latitude, ϕ =longitude)
- Jour du solstice d'été ($d_r=22$ Juin)
- Nombre de jours dans une année ($d_y=365.25$) et d'heures dans une journée ($t_d=24$)
- L'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre par rapport à l'écliptique ($\Phi_r=0.409$ radian soit 23.27° , *Figure 1*)

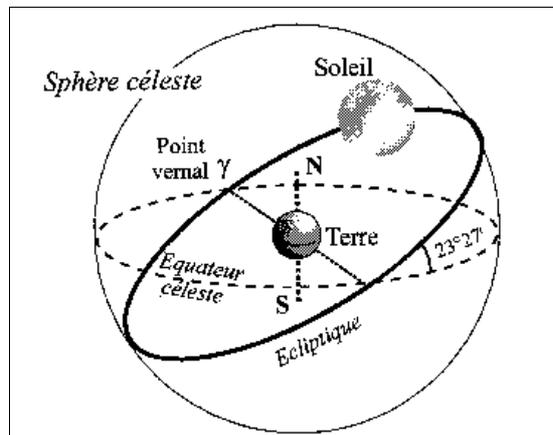


Figure 1 : Sphère céleste et écliptique [3]

=> Pour le calcul des jours de l'année (jour de l'étude et du solstice d'été), il est nécessaire de convertir une date en numéro du jour dans l'année.

Soit une date D M A avec :

- D : Jour du mois
- M : Mois
- A : Année

On calcule les nombres suivants [9]:

$$N_1 = Ent \left[\frac{275 \cdot M}{9} \right] \quad N_2 = Ent \left[\frac{(M+9)}{12} \right]$$

Nota : « Ent » représente la partie entière de l'expression entre crochets (pour notre cas d'étude, c'est-à-dire pour une grandeur positive, il s'agit de la partie du nombre qui précède la virgule.

avec $K=2$ pour une année commune et $K=1$ pour une année bissextile.

$$N=N_1-N_2*K+D-30$$

N correspond alors au numéro du jour de l'année.

L'Equation 1 est l'équation qui traduit les effets de la saison par une approximation de l'orbite de la Terre autour du Soleil à une orbite circulaire.

$$\gamma_s \approx \phi \cdot \cos\left[\frac{2 \cdot \pi \cdot (d-d_r)}{d_y}\right] \quad (1)$$

Où γ_s correspond à la déclinaison solaire

Cette approximation est valable car l'excentricité de l'orbite n'est que de 0.07. Les résultats obtenus sont donc tout à fait corrects en première approximation.

L'équation suivante est l'équation du temps. Elle décrit les effets du jour de l'année et de la position géographique du site de mesure.

$$\sin(SEA) = \sin(\lambda) \sin(\gamma_s) - \cos(\lambda) \cos(\gamma_s) \cos\left(\frac{2 \cdot \pi \cdot t_{UTC}}{t_d} - \phi\right) \quad (2)$$

SEA correspond à l'Angle d'Élévation Solaire (Solar Elevation Angle) et on a la relation logique $SZA = \pi/2 - SEA$ (radian).

Un exemple de variations de l'angle d'élévation solaire (SEA en °) à l'IASB est présenté sur la Figure 2 :

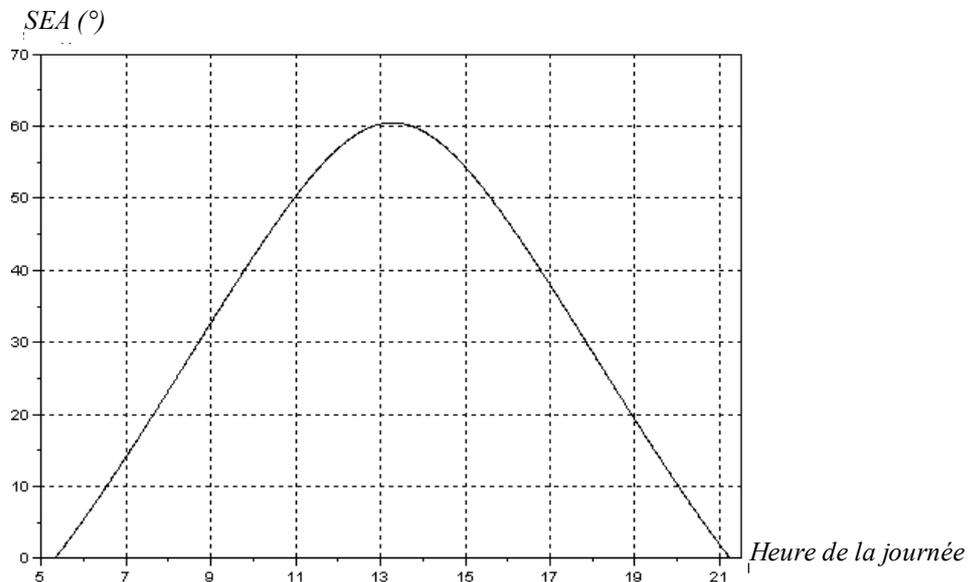
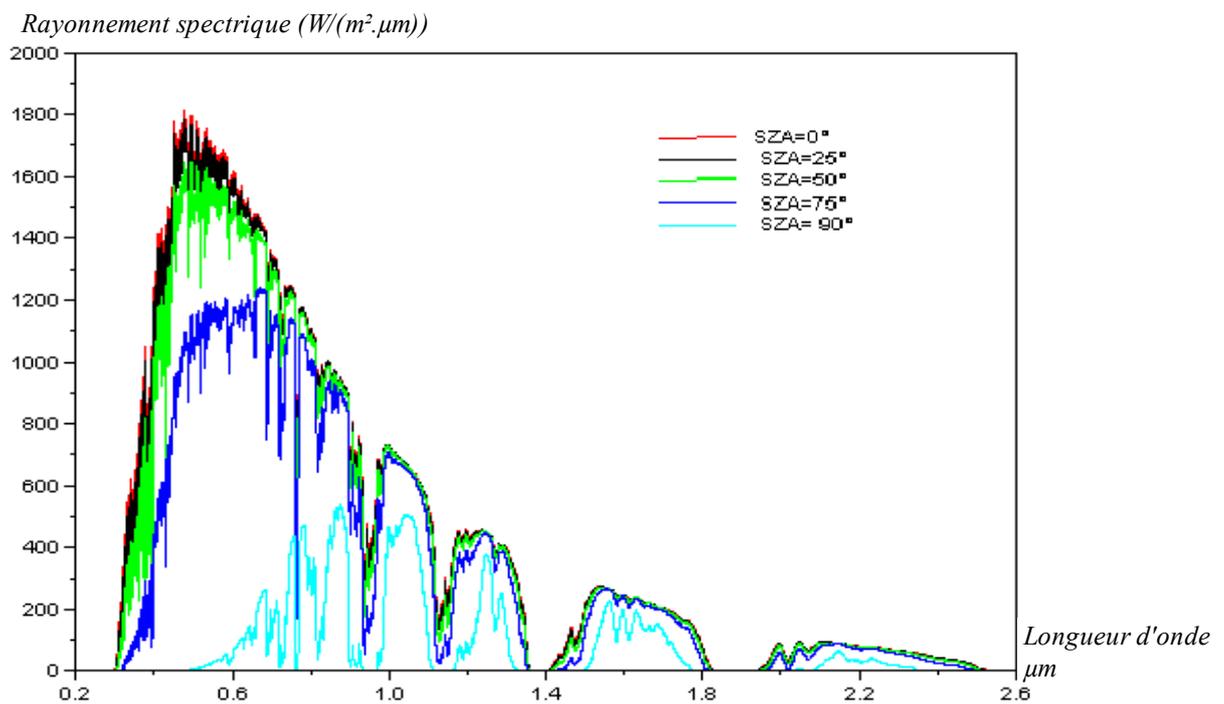


Figure 2 : Angle d'élévation solaire au cours de la journée du 14 juillet 2003 à l'IASB

ANNEXE 2 : Influence de SZA et du type d'atmosphère

• *Influence de SZA*

Plus l'angle zénithal sera important (lever et coucher du soleil), plus le trajet optique des photons sera important. Ainsi, les phénomènes d'absorption et de diffusion seront accrus ce qui engendrera une atténuation des photons d'autant plus importante. Modtran permet dans les simulations de modifier SZA en conservant tous les autres paramètres constants (composition de l'atmosphère en ozone et en aérosols, conditions de nébulosité uniforme, altitude et albédo du site d'observation).



Cette simulation met en évidence les éclaircissements spectraux pour des angles zénithaux de 0°, 25°, 50°, 75° et 90°. On constate que les éclaircissements spectraux ne baissent que faiblement pour des angles zénithaux de moindre amplitude (inférieurs à 50°) alors que la décroissance est beaucoup plus rapide lorsque les angles zénithaux sont supérieurs à 50°.

De plus, on observe un décalage des maxima vers le rouge (longueur d'onde de 700 nm environ) de ces éclaircissements spectraux.

- pour SZA = 0°, E_{\max} correspond à une longueur d'onde de 465 nm
- pour SZA = 50°, E_{\max} correspond à une longueur d'onde de 495 nm
- pour SZA = 90°, E_{\max} correspond à une longueur d'onde de 870 nm

Ceci s'explique par le fait que les phénomènes de diffusion, dont l'importance est inversement proportionnelle à la longueur d'onde, et d'absorption seront d'autant plus accentués que l'angle SZA sera grand (trajet optique plus grand).

- **Influence du type d'atmosphère**

Lors de la paramétrisation sous Modtran et Libradtran, il est possible de choisir un certain nombre de types d'atmosphère comme par exemple :

1. Atmosphère sans aérosol
2. Atmosphère rurale avec une visibilité de 23 km
3. Atmosphère rurale avec une visibilité de 5 km
4. Atmosphère urbaine avec une visibilité de 5 km

Les simulations permettent donc de suivre simultanément les évolutions de l'éclairement reçu au sol (W/m^2) en fonction du type d'atmosphère considéré pour des angles zénithaux solaires allant de 0 à 90° (Figure 4).

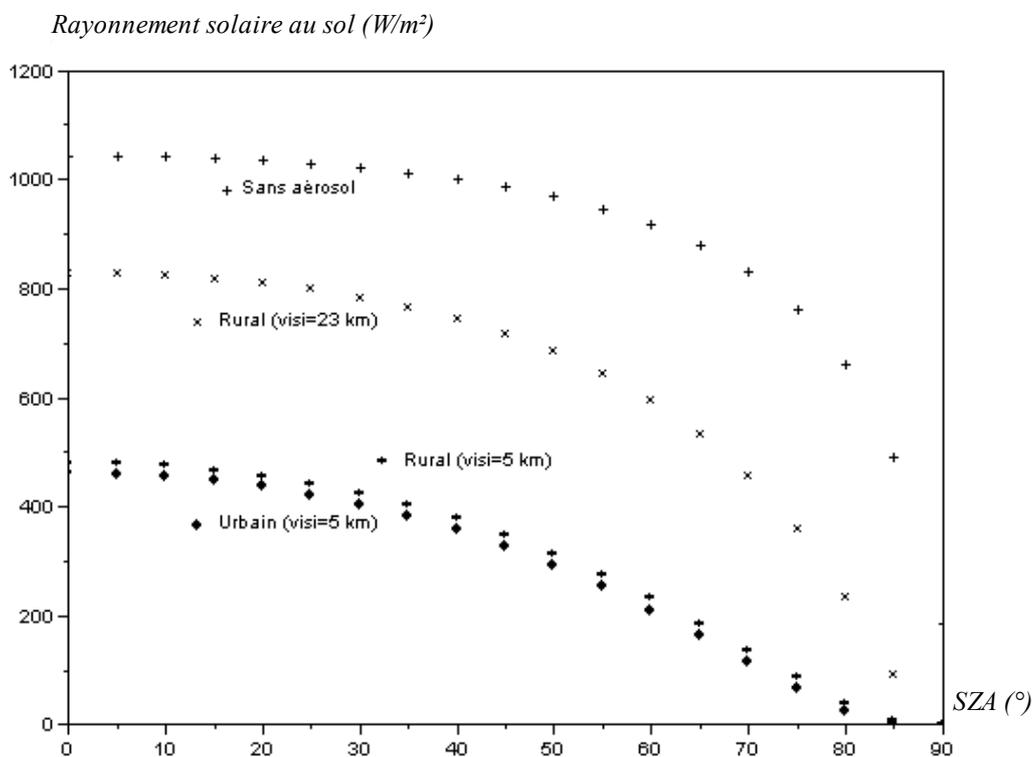


Figure 4 : Influence conjointe de SZA et du type d'atmosphère sur le rayonnement solaire global reçu au sol

L'atmosphère rurale se différencie de l'atmosphère urbaine par la nature des aérosols et par voie de conséquence le coefficient d'extinction des aérosols. Leur concentration détermine la visibilité du site d'observation (concentration d'autant plus faible que la visibilité sera grande). Pour tous les cas simulés, on note la présence d'un palier qui sera d'autant plus large que le coefficient d'atténuation de l'atmosphère sera faible ($SZA < 15^\circ$ pour une visibilité de 5 km alors que ce palier est nettement plus large pour le cas sans aérosol : $SZA < 35^\circ$).

Pour ces simulations, le profil d'ozone est celui par défaut (300 DU) mais il faudra par la suite

utiliser la valeur de la colonne d'ozone issue des mesures du site d'Uccle.

Les deux logiciels de simulations numériques, Modtran et Libradtran, permettront la modélisation de conditions atmosphériques réelles rencontrées à l'IASB. Pour être en mesure d'effectuer une comparaison pertinente des mesures réalisées au sol avec les résultats obtenus par les simulations, il est indispensable de paramétrer au mieux les données d'entrée nécessaires aux calculs (ozone, visibilité, type d'aérosols, etc.).

ANNEXE 3 : Simulations avec le CTR Modtran.

- **Principe**

Les simulations avec un logiciel de CTR tel Modtran permettent l'obtention des courbes des *Figures 5 et 6*. Lors du paramétrage des simulations, il est possible de choisir le type d'atmosphère (urbaine, rurale):

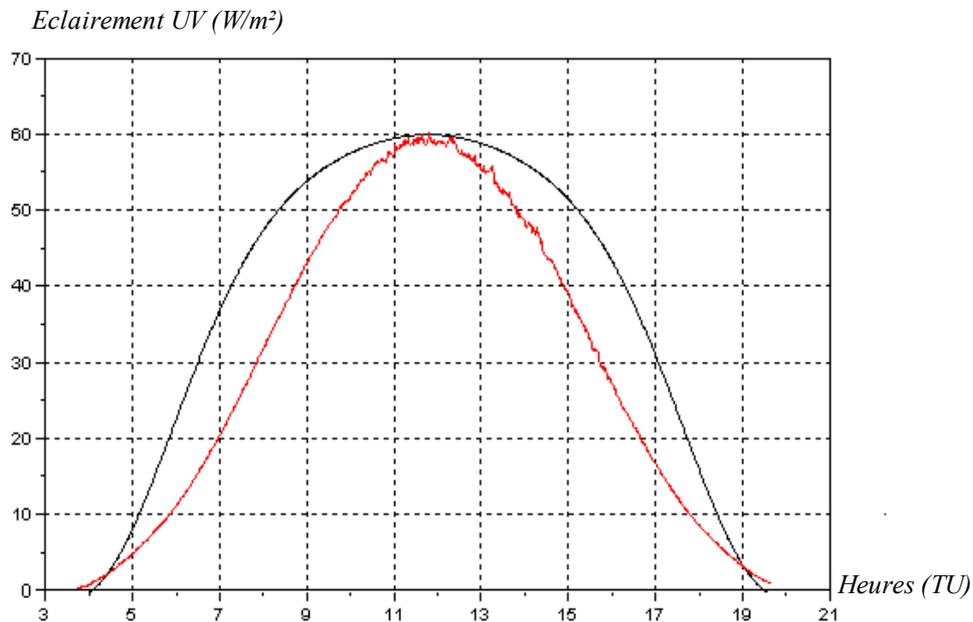


Figure 5 : Eclairement UV mesuré (courbe rouge) et simulé (courbe noire) pour une atmosphère sans aérosol

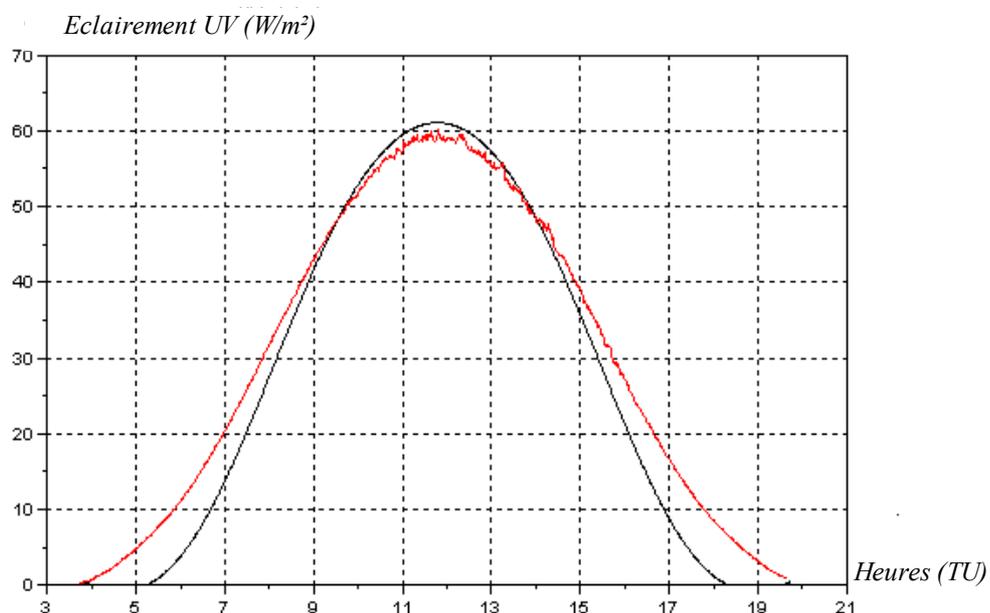


Figure 6 : Eclairement UV mesuré (courbe rouge) et simulé (courbe noire) pour une atmosphère rurale avec une visibilité de 5 km

Les courbes simulées ont été pondérées par un facteur multiplicatif dans le but d'ajuster au mieux les maxima des courbes simulées et expérimentales (le 14 juillet 2003) : les éclairements UV issus

de Modtran sont en effet nettement inférieurs aux valeurs expérimentales (de l'ordre de 50 %).

Les courbes simulées ne sont pas des sorties directes du logiciel de CTR. En effet, le CTR a servi à calculer l'éclairement UV pour un nombre restreint de SZA. Pour cela, diverses opérations ont successivement été effectuées :

1. Paramétrage de l'atmosphère pour la modélisation (ozone, type d'aérosols, visibilité (5 ou 23 km), etc.).
2. Lancement du calcul avec SZA donné (début : 0°) et enregistrement des données de sortie pour cet angle.
3. Modification de SZA et acquisition des données de sortie (SZA allant du lever au coucher du soleil par pas de 5°) pour chaque SZA.
4. Interpolation des données de sortie qui permet l'obtention d'une relation du type : Eclairement = f(SZA) avec un polynôme de degré 4. Compte tenu de l'allure de cette courbe, on fait le choix de faire une régression polynomiale en cosinus pour obtenir une précision nettement meilleure (ANNEXE 4).
5. Les données ultraviolet du site d'Uccle permettent le calcul de SZA qui est rendu possible à partir de l'heure UTC donnée simultanément avec les relevés des pyromètres que l'on injecte dans le calcul de l'Equation 2.
6. Cet SZA calculé pour chaque minute est ensuite la donnée d'entrée pour le polynôme calculé précédemment et permet l'obtention de l'éclairement simulé en fonction de l'heure (TU).

Interpolations polynomiales de degrés 4 des éclairements UV pour les deux types d'atmosphère :

<i>Coefficients</i>	<i>Type d'atmosphère</i>	
	<i>Sans aérosol</i>	<i>Rural (visibilité de 5 km)</i>
a ₀	- 0.69	0.46
a ₁	9.67	- 18.84
a ₂	326.76	55.92
a ₃	- 472.80	143.95
a ₄	202.83	- 105.03

Table1 : Coefficients du polynôme d'interpolation en cosinus

Ces coefficients sont calculés à partir d'une résolution matricielle (système linéaire matriciel, voir Equation 3) et permettent d'en déduire les deux polynômes d'interpolation P₁ et P₂.

$$|E_i| = \begin{vmatrix} 1 & \cos(\theta_i) & \cos^2(\theta_i) & \cos^3(\theta_i) & \cos^4(\theta_i) \end{vmatrix} \times \begin{vmatrix} a_0 \\ a_1 \\ a_2 \\ a_3 \\ a_4 \end{vmatrix} \quad (3)$$

- **Premier ajustement par le critère des moindres carrés**

Les simulations précédentes ne permettent pas la reproduction parfaite des données issues des instruments de l'IASB. En effet, pour le cas sans aérosols (*Figure 5*), la courbe interpolée présente un maximum avec une concavité beaucoup trop faible tandis que cette concavité est trop forte pour l'atmosphère rural (*Figure 6*). Il semble donc nécessaire de combiner les deux simulations précédentes pour approcher au mieux les mesures de l'IASB afin d'aboutir à une relation du type : $UV_{mesuré} = Coef_1 * P_1 + Coef_2 * P_2$.

Pour évaluer les coefficients ($Coef_1$ et $Coef_2$), on étudie tous les SZA de la journée considérée, du lever au coucher du soleil. Cela consiste à écrire sous la forme matricielle :

$$\begin{pmatrix} UV_{mesuré}(SZA \text{ au lever}) \\ UV_{mesuré}(SZA \text{ min}) \\ UV_{mesuré}(SZA \text{ au coucher}) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} P_1(SZA \text{ au lever}) & P_2(SZA \text{ au lever}) \\ P_1(SZA \text{ min}) & P_2(SZA \text{ min}) \\ P_1(SZA \text{ au coucher}) & P_2(SZA \text{ au coucher}) \end{pmatrix} \times \begin{pmatrix} \alpha_1 \\ \beta_1 \end{pmatrix} \quad (4)$$

Avec P_1 et P_2 respectivement les polynômes concernant l'atmosphère sans aérosol et l'atmosphère rural. L'angle SZA est donc fonction du numéro du jour dans l'année et vaut environ 30° au minimum pour le 14 juillet 2003.

Ce calcul permet d'obtenir : $\alpha_1 = 0.347$ et $\beta_1 = 0.609$.

Dans ce cas, on aboutit à :

$$UV_{mesuré}(SZA) = 0.347 \times P_1(SZA) + 0.609 \times P_2(SZA) \quad (5)$$

La combinaison des deux interpolations donne les résultats de la *Figure 7*.

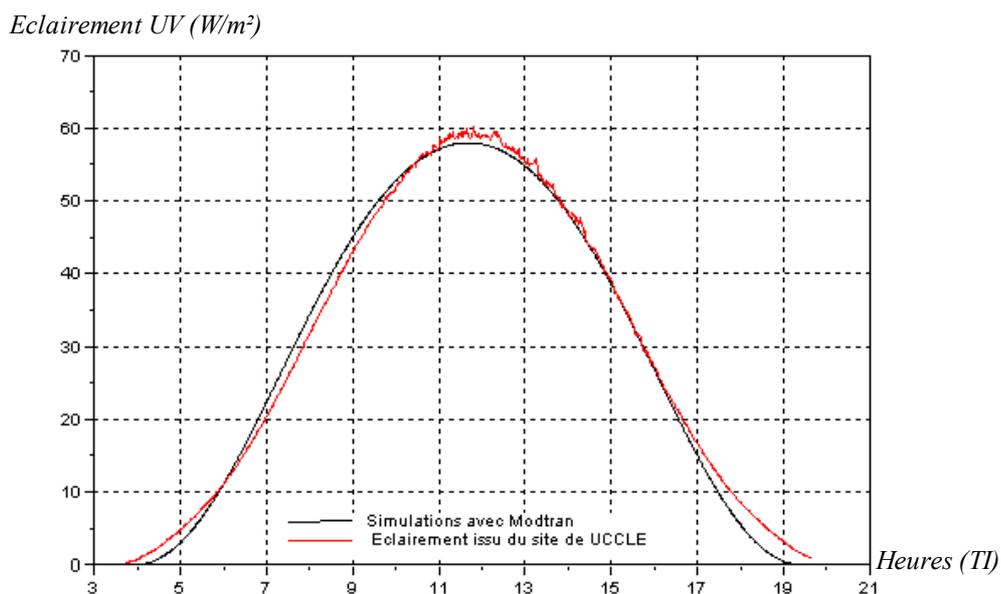


Figure 7 : Spectre solaire mesuré et 1^{er} ajustement

La combinaison des deux simulations permet donc d'affiner nettement la simulation effectuée par

rapport au flux mesuré au sol. Il s'agit par la suite de réitérer cette méthode pour un certain nombre de jours parfaitement dégagés avec l'objectif de trouver une corrélation entre α_1 et β_1 et les paramètres atmosphériques pris en compte que sont la visibilité horizontale et la couche d'ozone.

Malheureusement, aucune corrélation n'a pu être établie entre ces différentes grandeurs. Les modélisations avec les CTR montrent une bonne précision pour le cas ciel clair car les fluctuations du flux UV mesuré au cours de la journée avec les pyranomètres sont faibles et le critère des moindres carrés engendre un écart maximal relativement faible.

- **Deuxième ajustement par le critère des moindres carrés**

Il est également possible d'effectuer une combinaison de simulations ciblées sur les effets de l'ozone d'une part et sur les effets des aérosols d'autre part en condition par ciel clair et parfaitement dégagé. Dans le but d'étudier l'influence de ces deux constituants atmosphériques, on suggère l'étude et la méthode de résolution suivantes :

$$\left| UV_{\text{mesuré}} - P_{(200DU,23km)} \right| = \left[P_{(200DU,23km)} - P_{(400DU,23km)} \right] \left[P_{(200DU,23km)} - P_{(200DU,5km)} \right] \times \begin{vmatrix} \alpha_1 \\ \beta_1 \end{vmatrix} \quad (6)$$

- P_1 correspond à l'interpolation polynomiale en cosinus pour une atmosphère rurale avec une visibilité de 23 km et une colonne d'ozone de 200 DU,
- P_2 correspond à l'interpolation polynomiale en cosinus pour une atmosphère rurale avec une visibilité de 23 km et une colonne d'ozone de 400 DU,
- P_3 correspond à l'interpolation polynomiale en cosinus pour une atmosphère urbaine avec une visibilité de 5 km et une colonne d'ozone de 200 DU,
- $UV_{\text{mesuré}}$ correspond au rayonnement UV mesuré pendant une journée (UVA et UVB) issu du site d'Uccle.

Les coefficients α_1 et β_1 vont quant à eux définir le poids respectif de l'influence de l'ozone et des aérosols sur le rayonnement incident reçu au sol.

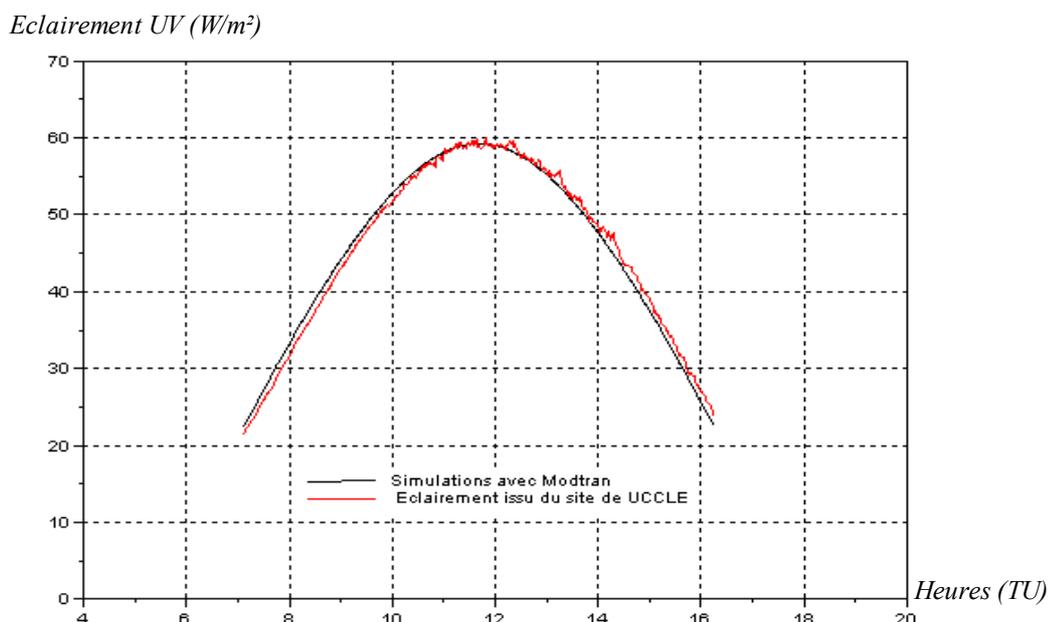


Figure 8 : Spectre solaire mesuré et 2^{ème} ajustement

Dans un souci de limitation des effets de sphéricité de la Terre et de réfraction atmosphérique dus aux SZA supérieurs à 70 °, on se limitera dans la régression à des SZA inférieurs à 70 °.

On obtient donc une approche beaucoup plus fine de la courbe réelle du 14 juillet avec pour ce cas, $\alpha_1 = 29.5$ et $\beta_1 = 0.56$.

Si on réitère cette méthode pour un certain nombre de jours totalement clairs, on obtient les valeurs présentées dans le *Tableau 2* suivant, mais qui ne permettent pas l'obtention d'un lien entre les coefficients α_1 et β_1 et les données en aérosols et en ozone.

<i>Jours de 2003</i>	α_1	β_1	<i>Visibilité (km)</i>	<i>Ozone (DU)</i>
31 mai	35.1	0.22	16.6	345.5
1 juin	26.5	0.34	23	336.4
16 juin	33.8	0.36	15.8	330.4
21 juin	27.1	0.54	27	314.0
10 juillet	17.6	0.70	31	305.8
13 juillet	26.3	0.59	35	312.9
14 juillet	29.5	0.56	35	311.7

Tableau 2 : α_1 et β_1 pour une configuration de ciel clair avec la visibilité et l'ozone

En effet, les tentatives effectuées pour essayer de trouver une corrélation entre α_1 et la visibilité d'une part et entre β_1 et l'épaisseur optique de la couche d'ozone d'autre part, sont restées infructueuses.

Ces résultats étant peu satisfaisants (rayonnement UV nettement inférieur pour la simulation par rapport au cas réel, *ANNEXE 4*), ils n'ont pas été retenus.

ANNEXE 4 : Eclairement UV issu de Modtran et interpolations polynomiales

Le graphique suivant (Figure 9) décrit l'évolution de l'éclairement UV simulé par Modtran, pour une atmosphère rurale et une visibilité de 23 km avec une colonne d'ozone de 300 DU, en fonction de SZA pour trois cas différents :

1. Simulation Modtran
2. Interpolation en SZA de degrés 3 (Equation 7)
3. Interpolation en cos(SZA) de degrés 3 (Equation 8)

Rayonnement UV (W/m^2)

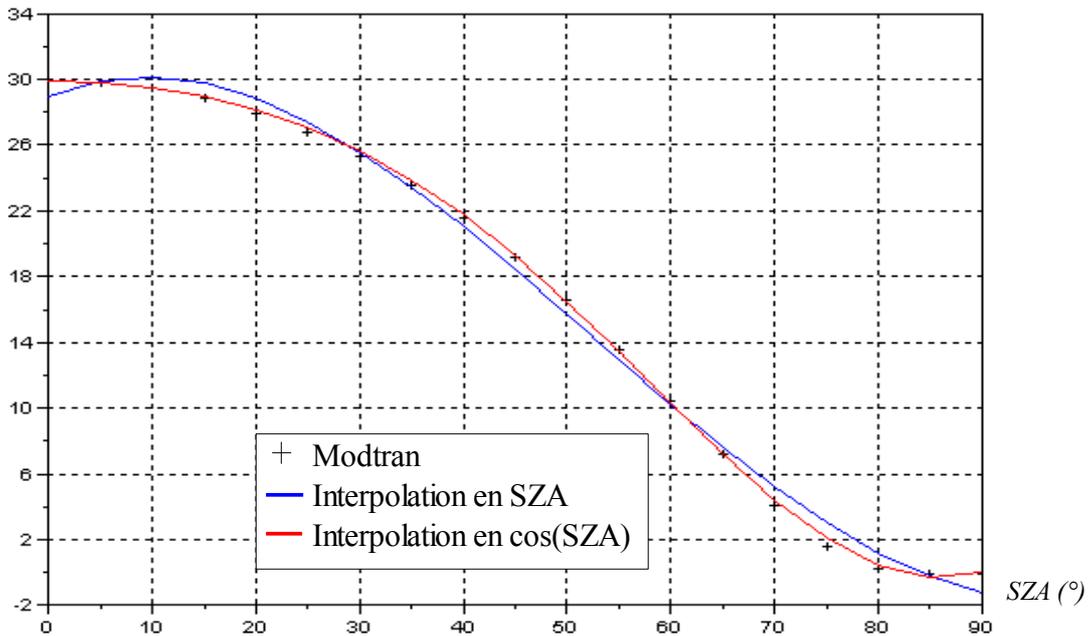


Figure 9 : Comparaison entre l'éclairement UV Modtran et 2 types d'interpolations polynomiales de degrés 3

Coefficients du polynôme de degrés 3 :

<i>Polynôme d'interpolation en cos(SZA) ou SZA de 3^{ème} degrés</i>		
	cos(SZA)	SZA
a ₀	0.056	- 2.01
a ₁	- 11.75	17.47
a ₂	87.42	15.51
a ₃	- 45.83	-0.28
Ecart ²	0.70	20.16

$$UV = \sum_{i=0}^3 [a_i \times SZA^i] \quad (7)$$

$$UV = \sum_{i=0}^3 [a_i \times \cos(SZA)^i] \quad (8)$$

On en déduit donc que le flux UV simulé par Modtran (de l'ordre de 30 W/m^2 au maximum) est nettement plus faible que dans la réalité (de l'ordre de 60 W/m^2 au maximum). De plus, l'interpolation en cos(SZA) est nettement plus précise que celle en SZA.

Bibliographie

• Ouvrages, thèses, manuels d'utilisation des logiciels, publications

[1] Acharya P. K., A. Berk , G. P. Anderson, **1998**, « *Modtran User's manual versions 3.7 and 4.0 card* »

[2] Besnard T., **2004**, « *Etudes des formations nuageuses troposphériques par Spectrométrie Infrarouge* », Thèse de doctorat de l'Université du Maine

[3] Chiron de la Casinière A., **2003**, « *Le rayonnement terrestre dans l'environnement terrestre* », Editions Publibook Université

[4] Ehnberg J. S. G., M. H. J Bollen, **2003**, « *Simulation of global solar radiation based on cloud observations* », International Journal of Solar Energy (Volume 78, Issue 2, p. 157-162)

[5] Gillotay D., D. Bolsée, T. Besnard, **2004**, « *Attenuation of solar UV irradiance by different types of cloud conditions : A potential improvement for UV indices forecast* », Atmospheric Chemistry Conference of the 2005 Annual AMS meeting San Diego, CA, USA

[6] Houët M. (LOA), **2003**, « *Spectroradiométrie du rayonnement solaire UV au sol: Améliorations apportées à l'instrumentation et au traitement des mesures. Analyse pour l'évaluation du contenu atmosphérique en ozone et en aérosols* », Thèse de doctorat de l'Université des Sciences et Technologies de Lille

[7] Kneizys F. X, L.W. Abreu, G. P. Anderson, E. P. Shettle, **1996**, « *The Modtran 2/3 Report and Lowtran 7 Model* », Philips Laboratory and Atmospheric Radiation Measurement

[8] Kylling A., B. Mayer, **2004**, « *Libradtran, Edition 1.0 for libradtran version 1.01* »

[9] Meeus J., « *Astronomical Algorithms* » (1991), Willmann-Bell Inc.

[10] Oliviéri J., P. Bessemoulin, **2000**, « *Le rayonnement solaire et sa composante ultraviolette* », La Météorologie, 8^{ème} série – n°31, p. 42-59

[11] Pachart E. (LOA), **1997**, « *Mesures et modélisation du rayonnement ultraviolet au sol* », Thèse de doctorat de l'Université des Sciences et Technologies de Lille

[12] Sabburg J. M., C. N. Long, **2004**, « *Improved sky imaging for studies of enhanced UV irradiance* », Atmospheric Chemistry and Physics Discussions (p. 6213-6238)

[13] Scilab Group INRIA Metalau Project, **2000**, « *Introduction To Scilab, User's Guide* »

[14] Thomas G. E., K. Stamnes , **1999**, « *Radiative Transfer in the Atmosphere and Ocean* », Cambridge University Press

• Sites internet

[15] YES : <http://www.yesinc.com/products/data/>

[16] YOUNG : <http://www.youngusa.com/>

[17] HITRAN : <http://cfa-www.harvard.edu/HITRAN/>