Etude du brouillard de rayonnement
Exploitation des données de la campagne ParisFog

Benjamin Ménétrier
Directeur de stage : Thomas Dubos (LMD)

Septembre 2008

Résumé

Afin de mettre en évidence les variables pertinentes dans cette étude du brouillard de rayonnement, les équations régissant les processus dominant sont brièvement développées. On expose ensuite les méthodes employées pour traiter la base de données issue de la campagne ParisFog et l'automatisation des analyses graphiques. Enfin sont détaillés quatre cas de formation ou non d'un brouillard de rayonnement. Une courte partie conclut sur les corrélations qui peuvent exister entre l'humidité relative et la visibilité.

Table des matières

1 Processus dynamiques, thermiques et humides dans la couche limite atmosphérique **3**
1.1 Système de Boussinesq, équations dynamiques 3
1.2 Moyenne de Reynolds 5
1.3 Bilan énergétique, bilans humides 6
1.4 Fermeture du système, paramétrisation 6

2 Exploitation des données de la campagne ParisFog **7**
2.1 Description de la campagne ParisFog 7
2.2 Analyses graphiques 7
2.3 Séparation brouillard / quasi-brouillard 7

3 Résultats et interprétations de cas **8**
3.1 Brouillards radiatifs 8
3.1.1 Cas de référence, le 18 février 2007 8
3.1.2 Second cas : le 27 janvier 2007 11
3.2 Quasi-brouillards radiatifs 14
3.2.1 Premier cas : le 18 décembre 2006 14
3.2.2 Second cas : le 29 janvier 2007 17
3.3 Corrélation entre visibilité et humidité relative 21

Introduction

Le brouillard est un phénomène complexe à étudier, car il se situe à des échelles de temps et d'espace réduites (quelques heures, quelques kilomètres), et met en jeu des processus multiples, qu'ils soient dynamiques, radiatifs, thermodynamiques, microphysiques... La présence d'eau sous deux phases nécessite en outre une attention particulière. L'objet de ce stage est de développer des outils automatiques d'analyse graphique permettant d'établir une chronologie des événements lors de la formation ou non de brouillard. Les flux turbulents ont été préssentis comme processus important, et étudiés en détail.

1 Processus dynamiques, thermiques et humides dans la couche limite atmosphérique

L'objectif de cette partie est de présenter les grandeurs qui interviennent dans la couche de surface. Nous établirons donc les équations générales qui régissent les processus dominant dans la formation du brouillard de rayonnement.

1.1 Système de Boussinesq, équations dynamiques

La couche limite atmosphérique est de faible épaisseur (de l'ordre de 1000 m), ce qui justifie certaines approximations dans les équations d'évolution du fluide. Dans l'approximation du f-plan, l'équation de Navier-Stokes et l'équation de continuité s'appliquent au fluide atmosphérique :

$$\begin{aligned} \rho\frac{Du}{Dt} &= -\rho f v - \frac{\partial p}{\partial x} + \eta\nabla^2 u \\ \rho\frac{Dv}{Dt} &= \rho f u - \frac{\partial p}{\partial y} + \eta\nabla^2 v \\ \rho\frac{Dw}{Dt} &= -\frac{\partial p}{\partial z} - \rho g + \eta\nabla^2 w \end{aligned} \tag{1}$$

$$\frac{D\rho}{Dt} = \rho\ \nabla\cdot\mathbf{u} \tag{2}$$

où $\mathbf{u}$ est la vitesse de composantes u, v et w, ρ est la masse volumique, p la pression, f le paramètre de Coriolis et ηla viscosité dynamique du fluide.

Une analyse des ordres de grandeurs fait ressortir deux nombres sans dimension :

- le nombre de Rossby : $Ro = \frac{\text{accélération particulaire}}{\text{accélération de Coriolis}}$

$$Ro = \frac{|\frac{D\mathbf{u}}{Dt}|}{|f\mathbf{u}|} \sim \frac{U^2/L}{fU} \sim \frac{U}{fL}, \tag{3}$$

- le nombre de Reynolds : $Re = \frac{\text{accélération particulaire}}{\text{accélération due à la viscosité}}$

$$Re = \frac{|\frac{D\mathbf{u}}{Dt}|}{|\eta/\rho\ \nabla^2\mathbf{u}|} \sim \frac{\rho U^2/L}{\eta U/L^2} \sim \frac{\rho L U}{\eta}, \tag{4}$$

où U et L sont les vitesse et longueur caractéristiques du problème.
Dans notre étude, $\rho \sim 1\ kg.m^{-3}$, $U \sim 1\ m.s^{-1}$, $L \sim 10^3\ m$ et $\eta \sim 10^{-5}$. Ainsi : $Ro \sim 10$ et $Re \sim 10^8$. Les effets de la force de Coriolis seront donc peu sensibles à cette échelle spatiale et nous les négligerons en première approximation. De même, on pourra négliger les effets de la viscosité, à part dans la couche visqueuse qui se trouve immédiatement au contact du sol.
Dans l'approximation de Boussinesq, on considère que la masse volumique ρ varie peu autour d'une valeur de référence constante dans le système étudié, à de petites fluctuations près : $\rho(x,y,z,t) = \rho_0 + \tilde{\rho}(x,y,z,t)$, avec $\tilde{\rho} \ll \rho_0$.
De même, on a pour la pression : $p(x,y,z,t) = p_0(z) + \tilde{p}(x,y,z,t)$, avec $\tilde{p} \ll p_0$.
.
L'équilibre hydrostatique est réalisé pour l'état de référence :

$$\frac{\partial p_0}{\partial z} = -\rho_0 g$$

Le système (1) devient ainsi :

$$\begin{aligned}
\rho\frac{Du}{Dt} &= -\frac{\partial \tilde{p}}{\partial x} \\
\rho\frac{Dv}{Dt} &= -\frac{\partial \tilde{p}}{\partial y} \\
\rho\frac{Dw}{Dt} &= -\frac{\partial \tilde{p}}{\partial z} - \tilde{\rho} g
\end{aligned}$$

En effectuant un développement limité à l'ordre 0 :

$$\frac{1}{\rho} = \frac{1}{\rho_0 + \tilde{\rho}} = \frac{1}{\rho_0}\frac{1}{1 + \frac{\tilde{\rho}}{\rho_0}} \sim \frac{1}{\rho_0}(1 - \frac{\tilde{\rho}}{\rho_0}) \sim \frac{1}{\rho_0}$$

D'où :

$$\begin{aligned}
\frac{Du}{Dt} &= -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial \tilde{p}}{\partial x} \\
\frac{Dv}{Dt} &= -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial \tilde{p}}{\partial y} \\
\frac{Dw}{Dt} &= -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial \tilde{p}}{\partial z} - \frac{\tilde{\rho}}{\rho_0} g
\end{aligned} \tag{5}$$

L'équation de continuité se résume à :

$$\frac{D}{Dt}(\frac{\tilde{\rho}}{\rho_0}) = \nabla \cdot \mathbf{u}$$

Or la fluctuation de densité varie lentement, et on obtient une équation dite "incompressible" :

$$\nabla \cdot \mathbf{u} = 0 \tag{6}$$

L'ensemble des équations (5) et (6) est appelé système de Boussinesq.

1.2 Moyenne de Reynolds

Nous avons remarqué que le nombre de Reynolds était très élevé dans notre cas d'étude, ce qui implique un régime d'écoulement turbulent, caractérisé par de forts gradients de vitesse et de température. Pour obtenir des données lisibles, il est donc nécessaires d'appliquer des moyennes temporelles aux grandeurs mesurées. On choisit ici de décomposer les paramètres en utilisant la moyenne de Reynolds :

$$a = \bar{a} + a'. \tag{7}$$

Celle-ci possède les propriétés suivantes :
- $\bar{\bar{a}} = \bar{a}$, ce qui implique $\bar{a'} = 0$,
- $\overline{\bar{a}b} = \bar{a}\bar{b}$,
- $\overline{\partial a} = \partial \bar{a}$.

On décompose la dérivée particulaire en un terme de dérivée locale et trois termes d'advection $\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u\frac{\partial}{\partial x} + v\frac{\partial}{\partial y} + w\frac{\partial}{\partial z}$, puis on écrit les variables u, v, w, $\tilde{\rho}$ et $\tilde{p}$ en la somme de leur moyenne de Reynolds et de leur fluctuation. On applique enfin un opérateur moyenne à l'ensemble, et le système (5) devient :

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{u}\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{v}\frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \bar{w}\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} + \overline{u'\frac{\partial u'}{\partial x}} + \overline{v'\frac{\partial u'}{\partial y}} + \overline{w'\frac{\partial u'}{\partial z}} = -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial \bar{\tilde{p}}}{\partial x}$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \bar{u}\frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \bar{v}\frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \bar{w}\frac{\partial \bar{v}}{\partial z} + \overline{u'\frac{\partial v'}{\partial x}} + \overline{v'\frac{\partial v'}{\partial y}} + \overline{w'\frac{\partial v'}{\partial z}} = -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial \bar{\tilde{p}}}{\partial y}$$

$$\frac{\partial \bar{w}}{\partial t} + \bar{u}\frac{\partial \bar{w}}{\partial x} + \bar{v}\frac{\partial \bar{w}}{\partial y} + \bar{w}\frac{\partial \bar{w}}{\partial z} + \overline{u'\frac{\partial w'}{\partial x}} + \overline{v'\frac{\partial w'}{\partial y}} + \overline{w'\frac{\partial w'}{\partial z}} = -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial \bar{\tilde{p}}}{\partial z} - \frac{\bar{\tilde{\rho}}}{\rho_0}g$$

L'équation de continuité (6) s'écrit simplement :

$$\nabla \cdot \bar{\mathbf{u}} = 0, \nabla \cdot \mathbf{u}' = 0. \tag{8}$$

Cette dernière égalité permet d'écrire les termes turbulents sous la forme $\frac{\partial \overline{\alpha'\beta'}}{\partial \gamma}$.
En considérant que le fluide est homogène dans le plan horizontal, on peut négliger les termes d'advection turbulente horizontale :

$$\begin{aligned}
\frac{\overline{D}}{Dt}\bar{u} &= -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial \bar{\tilde{p}}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z}, \\
\frac{\overline{D}}{Dt}\bar{v} &= -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial \bar{\tilde{p}}}{\partial y} - \frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial z}, \\
\frac{\overline{D}}{Dt}\bar{w} &= -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial \bar{\tilde{p}}}{\partial z} - \frac{\bar{\tilde{\rho}}}{\rho_0}g - \frac{\partial \overline{w'w'}}{\partial z},
\end{aligned} \tag{9}$$

avec $\frac{\overline{D}}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \bar{u}\frac{\partial}{\partial x} + \bar{v}\frac{\partial}{\partial y} + \bar{w}\frac{\partial}{\partial z}$.

1.3 Bilan énergétique, bilans humides

La formation du brouillard est un phénomène complexe associant des processus dynamiques, thermiques et humides. Un bilan énergétique est nécessaire :

$$\rho c_p \frac{D\theta}{Dt} = \frac{\theta}{T}[-\frac{\partial F_r}{\partial z} + \frac{L}{c_p} C]$$

En suivant les mêmes opérations de moyenne que dans le paragraphe précédent, cela donne :

$$\frac{\overline{D}}{Dt}\bar{\theta} = \frac{\bar{\theta}}{\bar{T}}[-\frac{1}{\rho_0 c_p}\frac{\partial F_r}{\partial z} + \frac{L}{c_p} C] - \frac{\partial \overline{w'\theta'}}{\partial z} \tag{10}$$

où θ est la température potentielle, c_p la capacité thermique massique de l'air, F_r le flux radiatif, L la chaleur latente massique de l'eau et C le taux de condensation (en $kg.kg^{-1}.s^{-1}$).

La présence d'eau sous formes de vapeur et de gouttelettes impose d'introduire deux rapports de mélange séparés, q_v pour la vapeur et q_l pour l'eau liquide :

$$\frac{Dq_v}{Dt} = -C \quad \Rightarrow \quad \frac{\overline{D}}{Dt}\bar{q_v} = -C - \frac{\partial \overline{w'q'_v}}{\partial z}, \tag{11}$$

$$\frac{Dq_l}{Dt} = C + \frac{\partial G_c}{\partial t} \quad \Rightarrow \quad \frac{\overline{D}}{Dt}\bar{q_l} = C + \frac{\partial G_c}{\partial t} - \frac{\partial \overline{w'q'_l}}{\partial z}, \tag{12}$$

où G_c est le taux de chute moyen des gouttelettes (sédimentation).

On constate que des processus variés interviennent dans la formation du brouillard de rayonnement, sans qu'aucun d'eux ne soit négligeable. De nombreux paramètres devront donc être observés pour déterminer les processus dominant et leur enchainement. Les termes de flux turbulents, habituellement négligés dans l'étude de l'atmosphère libre, sont ici d'une grande importance mais restent difficiles à quantifier.

1.4 Fermeture du système, paramétrisation

A cause de la non-linéarité fondamentale des équations de Navier-Stokes, l'ensemble des équations (8), (9), (10), (11), (12) et de l'équation d'état des gaz parfaits n'est pas fermé, et ne peut pas l'être par de nouveaux bilans, qui feraient apparaître des moyennes de produits triples, quadruples, etc... des fluctuations. Différentes théories de fermeture turbulente existent (cf. [1]), mais nous ne les détaillerons pas ici. On se contentera de remarquer qu'elles font intervenir des quantités comme :

- l'énergie cinétique turbulente : $TKE = \frac{1}{2}(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2})$,
- la vitesse de friction : $u^{*4} = \overline{u'w'}^2 + \overline{v'w'}^2$.

L'évolutions de ces variables est souvent très complexes et doit être paramétrisée à partir d'hypothèses plus ou moins fortes, pour obtenir des systèmes de complexité variable selon les objectifs des modèles.

2 Exploitation des données de la campagne ParisFog

2.1 Description de la campagne ParisFog

Afin d'étudier les processus complexes inhérents aux événements de brouillard, plusieurs laboratoires (CNRM, IPSL, CEREA) ont mis en commun leurs moyens d'observation sur le site du SIRTA (Ecole Polytechnique, Palaiseau). Les mesures ont eu lieu d'octobre 2006 à mars 2007, à l'aide de différents supports (instruments au sol, mâts instrumentés, ballon captif, radiosondages) et ont porté sur les caractéristiques du sol et de l'atmosphère (température, humidité, pression, vent, précipitations, flux énergétiques, visibilité, propriétés des aérosols, etc...). Ces mesures ont ensuite permis de mieux comprendre les processus dynamiques, microphysiques et radiatifs mis en jeu, et d'améliorer ainsi les modèles numériques à très haute résolution de prévision des événements de brouillard (cf. [2]).

2.2 Analyses graphiques

Une base de données importante a été constituée pendant l'hiver 2006-2007. Mon premier objectif pour ce stage est de concevoir des scripts Matlab permettant d'automatiser les analyses graphiques. L'utilisateur n'a qu'à entrer une date, et le programme peut extraire les données de la base, filtrer les erreurs, effectuer des moyennes, et enfin tracer les graphiques l'un en-dessous de l'autre pour permettre d'établir une corrélation temporelle précise entre les variables retenues :

- le flux solaire descendant et le flux infrarouge descendant,
- la vitesse du vent (3 anémomètres soniques, à 10 m en zones 1 et 4 et à 30m en zone 4),
- la visibilité,
- l'humidité relative (mesurée à 1 m, 2 m, 5 m, 10 m et 30 m),
- la température (mesurée à 1 m, 2 m, 5 m, 10 m et 30 m),
- le gradient vertical et la dérivée temporelle de la température, calculés à partir des mesures précédentes,
- l'énergie cinétique turbulente et la vitesse de friction, calculées sur des moyennes de 10 min à partir des données des anémomètres soniques ,
- la direction du vent,
- les radiosondages (température, humidité relative et vitesse du vent) effectués sur le site du SIRTA.

En choisissant une date, l'utilisateur va obtenir des graphiques couvrant une période de 6 h à 42 h en temps universel (TU), c'est-à-dire de 5 h le jour-même à 17 h le lendemain en temps local (inusité dans la suite). Nous étudions en effet un phénomène nocturne, et devons analyser les conditions de la journée précédant l'événement, l'événement de brouillard éventuel pendant toute la nuit, et les modalités de sa dissipation le lendemain.

2.3 Séparation brouillard / quasi-brouillard

Pour détecter de manière systématique les cas intéressants dans la base de données, Thierry Elias (LMD) a déterminé des critères de "quasi-brouillard" :

- vent inférieur à 4 $m.s^{-1}$,
- humidité relative supérieure à 95 %,
- visibilité inférieure à 5000 m.

Si la visibilité descend en dessous de 600 m, on se trouve alors en conditions de brouillard proprement dit. Afin d'étudier précisément l'évolution des différents paramètres physiques autour de la formation et de la dissipation du brouillard, des marqueurs sont insérés dans tous les graphiques aux instants où la visibilité franchit 600 m (zones grisées). Nous nous intéressons particulièrement aux cas de brouillards radiatifs nocturnes, et des marqueurs jour/nuit sont donc également ajoutés (instants connus grâce à l'angle zénithal).

3 Résultats et interprétations de cas

En séparant les brouillards des "quasi-brouillard" radiatifs, on espère pouvoir mettre en évidence les processus ayant empêché la formation d'un brouillard dense alors que d'autres paramètres y étaient favorables. Quatres cas ont été retenus pour leur pertinence et la qualité des mesures disponibles, parmi une dizaine de cas envisageables.

3.1 Brouillards radiatifs

3.1.1 Cas de référence, le 18 février 2007

Ce cas de fin de campagne a été très bien documenté et étudié en détail par Thierry Elias. Le ciel est clair pendant la journée (passage de nuages entre 8 h et 12 h visibles sur la fig.1). Le soir, le flux infrarouge descendant est faible car rien ne rétrodiffuse le rayonnement thermique du sol, qui se réfroidit. Tous les critères de quasi-brouillard puis de brouillard sont remplis (fig.2). Le brouillard se forme vers 23 h et disparaît (selon le critère de visibilité) vers 33 h et se transforme en un stratus bas qui maintient le flux infrarouge élevé. Dans ce cas typique de brouillard de rayonnement, une forte stratification en température s'installe, bien qu'elle soit ici diminuée par le passage d'un nuage à 19 h (fig.3). Cette situation très stable change quand les premières gouttelettes se condensent car de nouveaux phénomènes entrent en jeu et provoquent une stratification neutre. Il peut s'agir d'une convection froide : la surface supérieure du brouillard se réfroidissant par rayonnement infrarouge, une couche plus froide se forme et plonge vers le sol par gravité, entraînant un brassage de la parcelle condensée (cf [3]). Des phénomènes radiatifs (réémission infrarouge au sein de la parcelle condensée) peuvent aussi expliquer cette homogénéisation. L'apparition de gouttelettes nécessite des noyaux de condensation en nombre suffisant. Or, on constate sur la figure 4 que quelques heures avant la formation du brouillard, le vent est passé de secteur Ouest (air assez "propre") à Nord puis Est (en provenance de Paris donc chargé d'aérosols). Les signaux en turbulence sont toujours très bruités, même si on remarque un minimum local en TKE et en u* juste avant la condensation, suivi d'un maximum local. Pendant l'épisode de brouillard, la TKE est de l'ordre de 0,2 $m^2.s^{-2}$.

Analyses graphiques du 18 février 2007 :

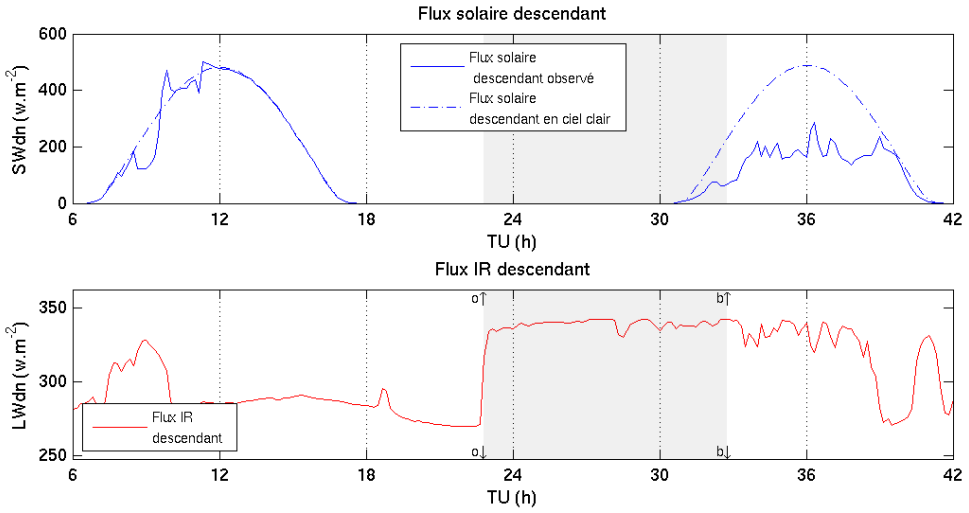

FIG. 1 : Flux solaire descendant (en haut) et flux infrarouge descendant (en bas)

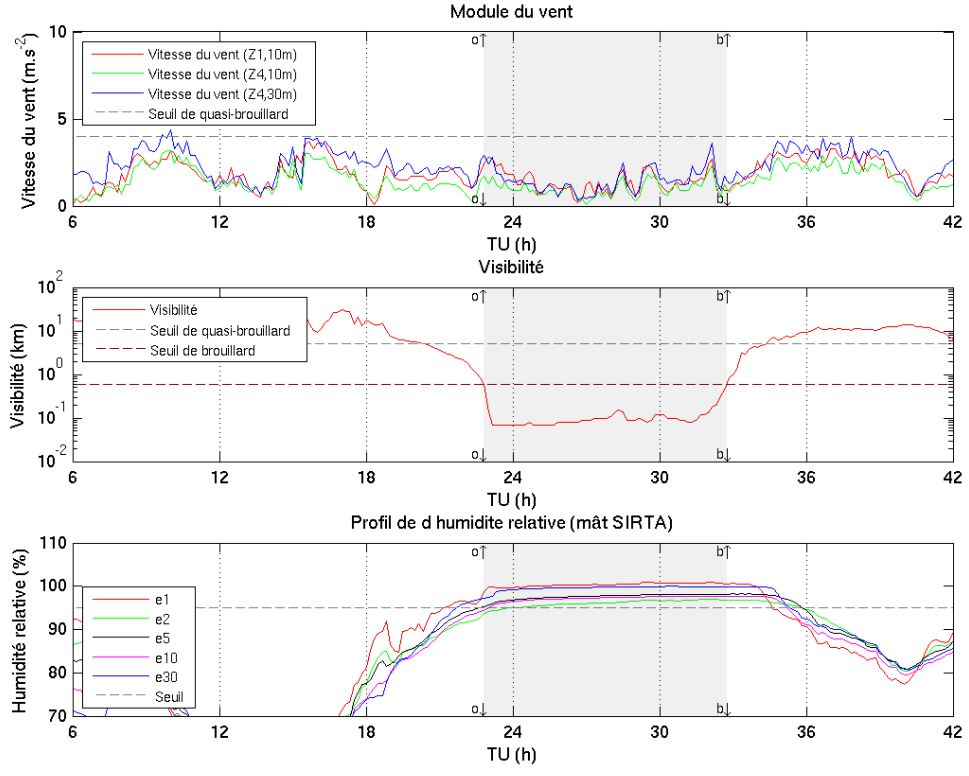

FIG. 2 : Vitesse du vent (en haut), visibilité (au milieu) et profil d'humidité relative (en bas)

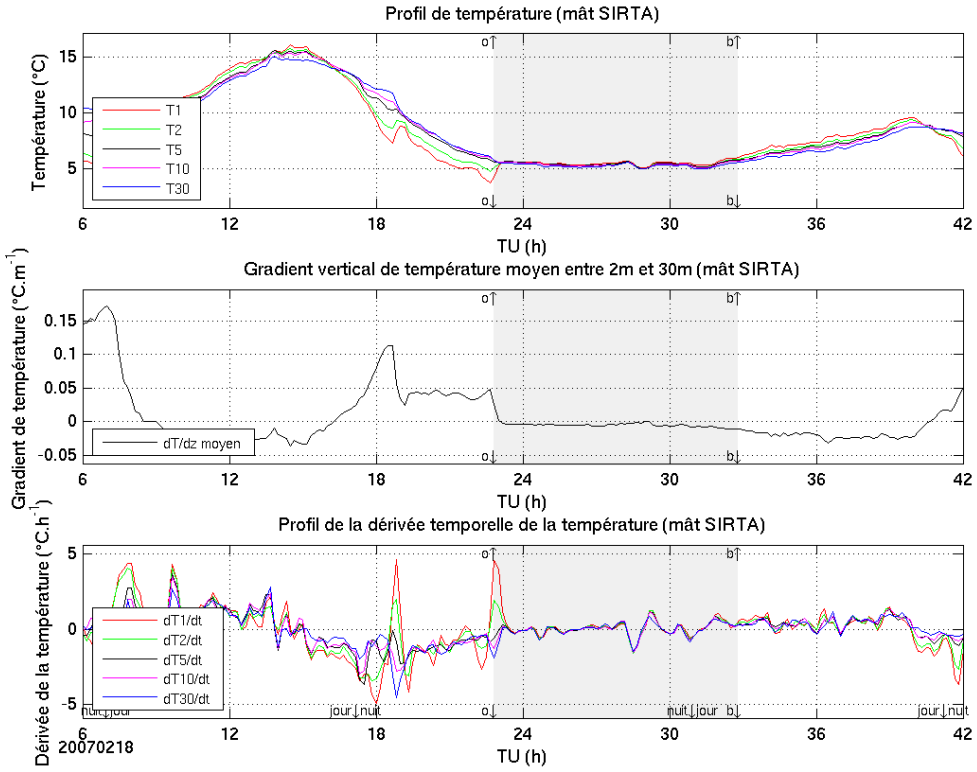

FIG. 3 : Profil de température (en haut), gradient vertical moyen (au milieu) et dérivée temporelle de la température (en bas)

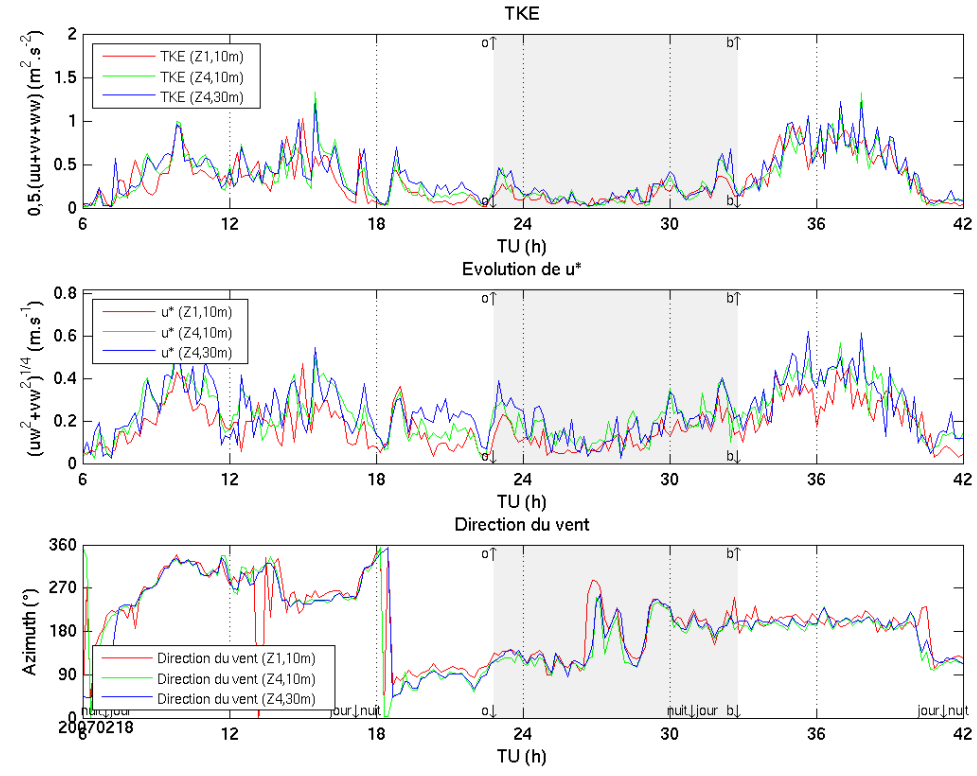

FIG. 4 : Eléments de turbulence : TKE (en haut) et u* (au milieu), et direction du vent (en bas)

3.1.2 Second cas : le 27 janvier 2007

Cet événement a été retenu car il présente aussi les caractéristiques d'un brouillard de rayonnement. Bien que la nébulosité soit assez élevée dans la journée du 27, une fenêtre s'est ouverte dans l'infrarouge en début de nuit (fig.5). Le vent est faible et la visibilité médiocre, l'humidité relative augmente grâce au refroidissement de l'air (fig.6) mais sans apport extérieur important d'eau car la pression partielle en vapeur d'eau reste constante (fig.7). Dès qu'elle atteint 95 % jusqu'à 30 m, le brouillard apparaît (vers 23 h 30). Comme l'indique la figure 8, l'émission infrarouge a provoqué un refroidissement intense du sol et donc des plus basses couches atmospériques, créant une très forte stratification entre 1 m et 30 m, jusqu'à 0,12 °C.m^{-1} ! On a déjà remarqué que la température s'homogénéise très rapidement dans la couche de brouillard au moment de sa formation. Cette observation se voit précisée par la dérivée temporelle des températures : il s'agit bien d'une redistribution de l'énergie car les plus basses couches se réchauffent alors que les plus hautes se réfroidissent. Aucun signal précis n'est détectable en turbulence autour de l'épisode de brouillard, et la TKE est ici d'environ 0,25 $m^2.s^{-2}$.
La dissipation rapide du brouillard à 28 h est peut-être due au vent qui forcit et provoque une remontée du brouillard en stratus.

Analyses graphiques du 27 janvier 2007 :

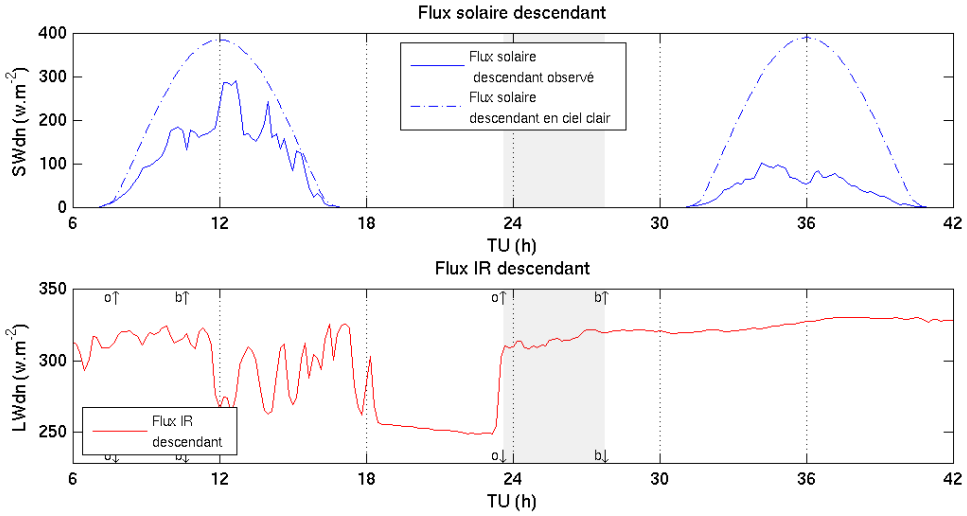

FIG. 6 : Flux solaire descendant (en haut) et flux infrarouge descendant (en bas)

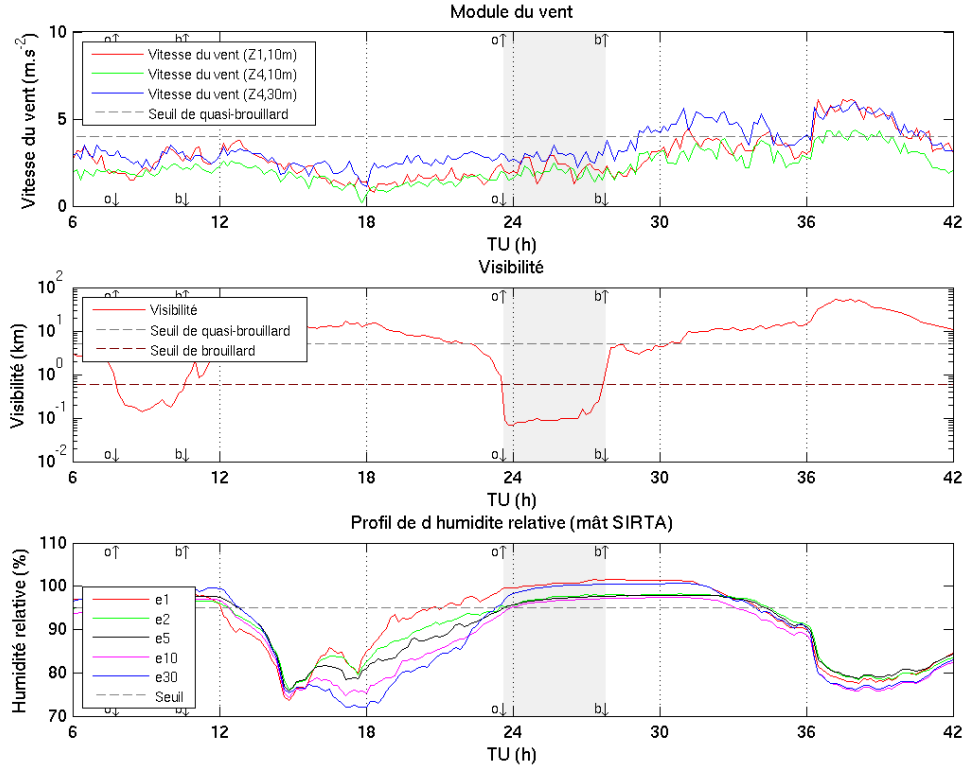

FIG. 7 : Vitesse du vent (en haut), visibilité (au milieu) et profil d'humidité relative (en bas)

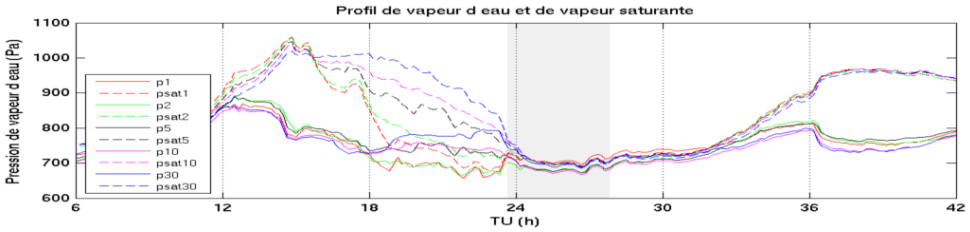

FIG. 5 : Pression partielle de vapeur d'eau et pression de vapeur saturante

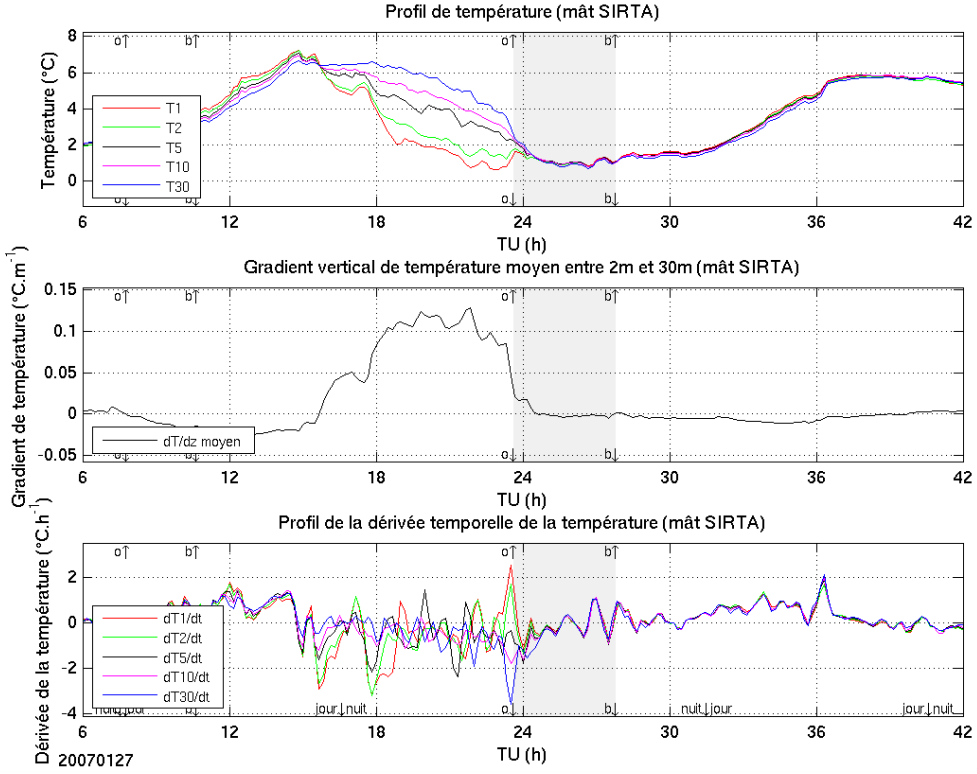

FIG. 8 : Profil de température (en haut), gradient vertical moyen (au milieu) et dérivée temporelle de la température (en bas)

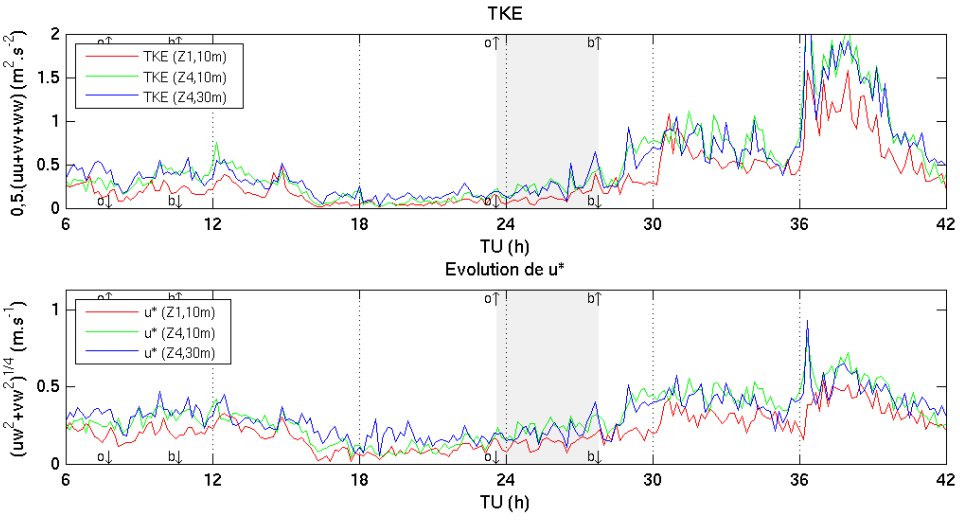

FIG. 9 : Eléments de turbulence : TKE (en haut) et u* (en bas)

Ces deux cas ont permis de mettre en évidence plusieurs éléments importants pour la formation d'un brouillard de rayonnement :

- refroidissement du sol par émission infrarouge,
- forte stratification en température,
- vent faible (inférieur à 4 $m.s^{-1}$),
- visibilité moyenne ($\sim$ 10 km) avant la condensation (présence d'aérosols),
- humidité élevée augmentant grâce au refroidissement de l'air au-delà de 95 %, jusqu'à 30 m,
- turbulence faible (TKE $\sim 0{,}25 m^2.s^{-2}$).

3.2 Quasi-brouillards radiatifs

On s'intéresse maintenant à des cas où les conditions de formation du brouillard étaient favorables, et où la visibilité est descendue en-dessous de 5 km, sans toutefois qu'un brouillard dense n'apparaisse.

3.2.1 Premier cas : le 18 décembre 2006

La nébulosité est importante la journée du 18 décembre, mais comme dans le cas précédent, une fenêtre infrarouge s'ouvre en début de nuit (fig.10). Cette fenêtre ne se referme pas, ce qui signifie que les gouttelettes n'apparaissent pas. Le cisaillement vertical de vent est plus important que dans les cas précédents (fig.11), et le vent forcit après 24 h. La température diminue globalement jusqu'à 24 h (fig.12), mais seulement au-delà de 2 m ensuite.Deux causes ont été envisagée pour expliquer cela, et mériterait d'être quantifiées par des modèles simples pour les confirmer ou les infirmer.

1. Malgré une forte stratification dès 22 h, il est possible que le cisaillement de vent soit à l'origine d'une plus forte turbulence (fig.13), avec une TKE d'environ 1 $m^2.s^{-2}$. Ceci pourrait entrainer la neutralisation thermique progressive de la couche après 24 h, avec une rétroaction positive puisqu'une couche moins stable est plus sujette aux flux turbulents.
2. Une autre explication pourrait venir des aérosols : la visibilité descend jusqu'à 3 km mais stagne à partir de 24 h. Les aérosols hydratés (signalés par une visibilité assez faible) pourraient limiter l'émission infrarouge, bien qu'il ne s'agisse pas encore de gouttelettes. Ceci arrêterait le réfroidissement des plus basses couches, qui se réchaufferaient ensuite par mélange vertical

Le passage possible d'un nuage peu avant 30 h (signal léger dans l'infrarouge, fig.10) expliquerait la quasi-neutralisation de la couche. L'humidité relative n'est pas certainement pas suffisante sur toute la couche : bien qu'elle soit supérieure à 95 % à 1 m dès 22 h, elle ne franchit pas cette limite à 10 m. L'influence de températures négatives n'est pas évidente, car nous ne savons pas s'il y a eu de dépôts solides.

Analyses graphiques du 18 décembre 2006 :

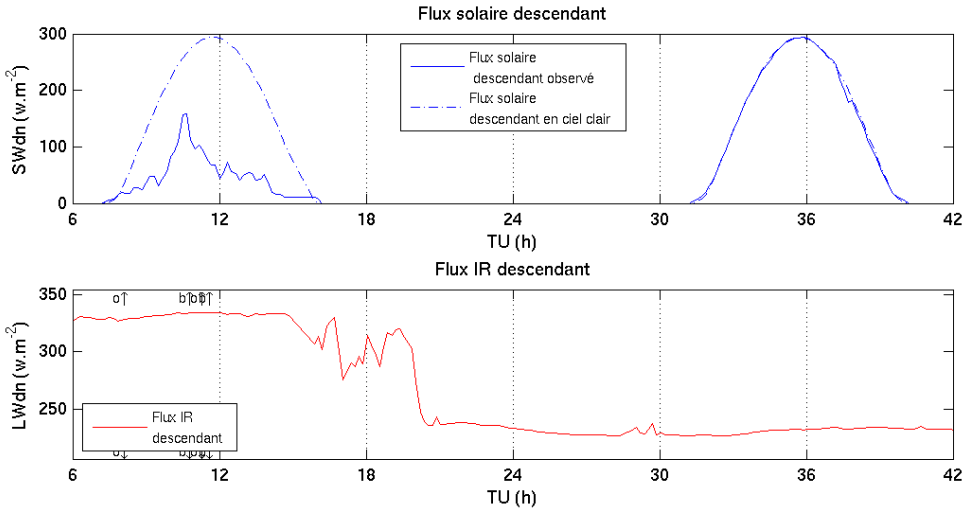

FIG. 10 : Flux solaire descendant (en haut) et flux infrarouge descendant (en bas)

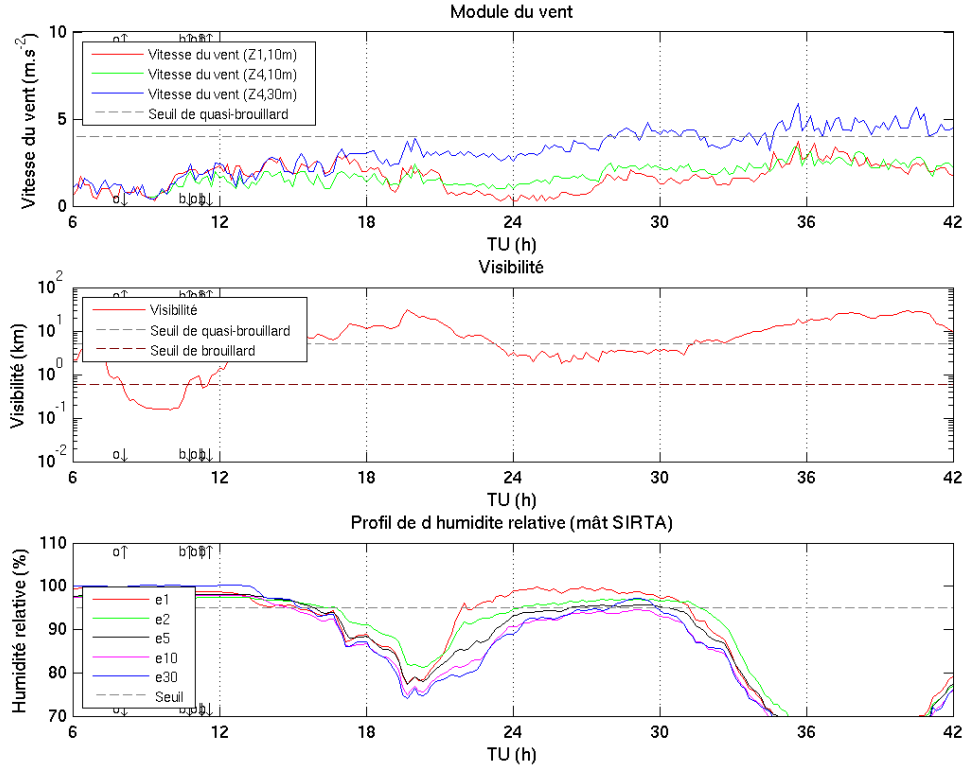

FIG. 11 : Vitesse du vent (en haut), visibilité (au milieu) et profil d'humidité relative (en bas)

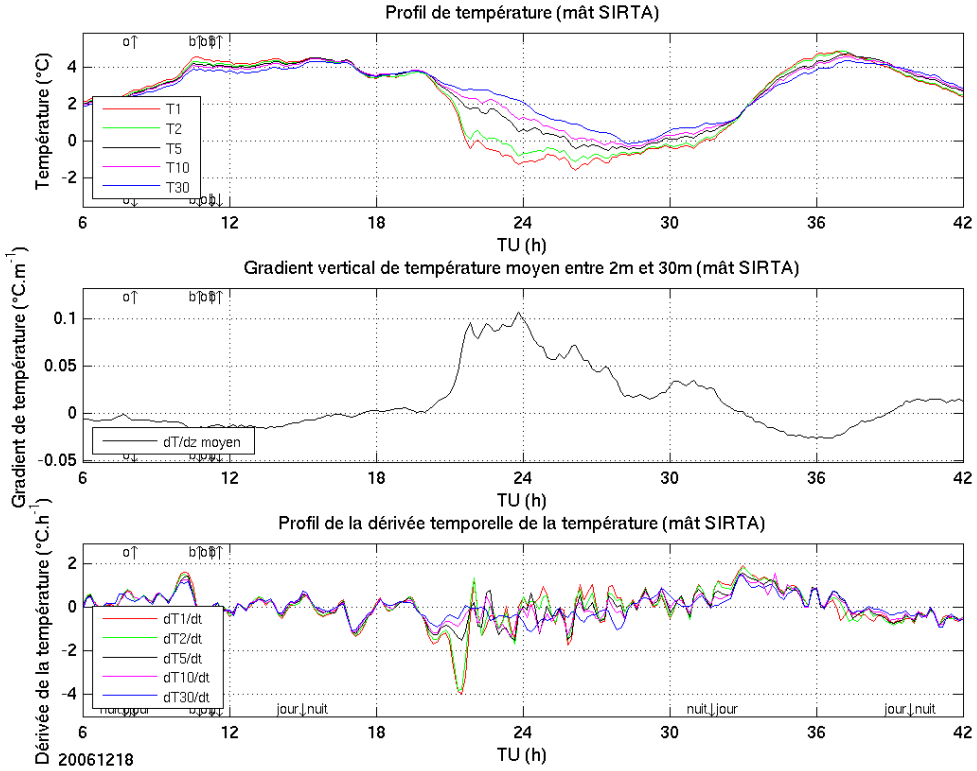

FIG. 12 : Profil de température (en haut), gradient vertical moyen (au milieu) et dérivée temporelle de la température (en bas)

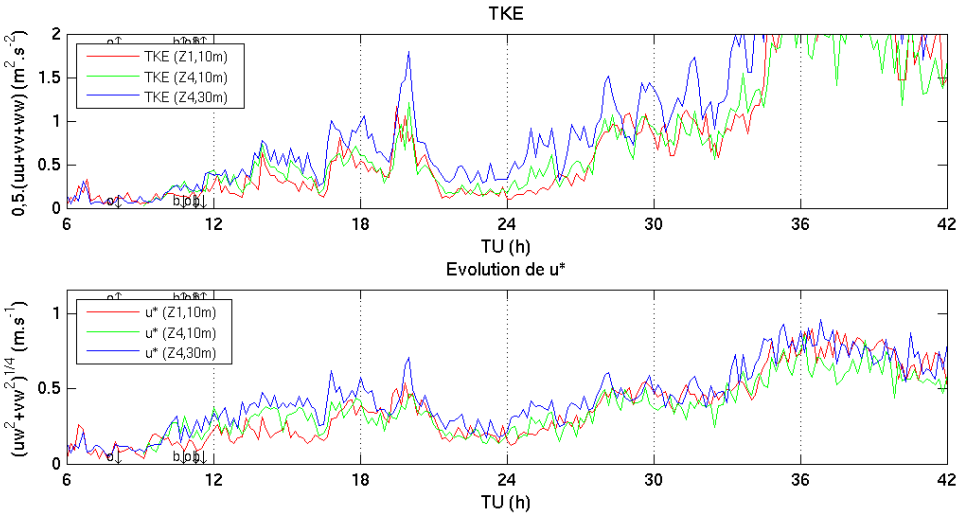

FIG. 13 : Eléments de turbulence : TKE (en haut) et u* (en bas)

3.2.2 Second cas : le 29 janvier 2007

Le ciel s'est éclairci en fin de journée pour laisser place à une court fenêtre infrarouge entre 19 h et 22 h (fig.14). Cependant, ce n'est pas le brouillard qui a fait augmenter le flux infrarouge descendant car la visibilité reste supérieure à 2 km et l'humidité relative n'est pas suffisante au-delà de 2 m (fig.15). La stratification s'était bien installée à partir de 18 h, mais a commencé à diminuer à partir de 21 h (fig.16). La turbulence reste faible et ne peut être mis en cause (fig.17). Comme le confirme les données du télémètre, qui fournit la hauteur de la base des nuages, la fermeture de la fenêtre infrarouge est due à un nuage qui arrête le refroidissement radiatif du sol (fig.18). La corrélation temporelle est éloquente :

- Le plafond nuageux passe de 500 m à 1000 m à 17 h 15, le flux infrarouge descendant diminue lentement, le refroidissement commence.
- Ce nuage disparaît (plus de mesure possible) entre 18 h 45 et 20 h 15, le flux infrarouge est minimum, le refroidissement s'accélère.
- La base des nuages chute à 300 m à 21 h, le flux infrarouge descendant augmente, le sol se réchauffe lentement.

Les données des radiosondages, notamment l'humidité relative, confirment et précisent cette observation :

- A 18 h, un nuage est bien présent à 1500 m, il descend progressivement de 24 h à 30 h
- Un nuage bas se forme dès 21 h (base à 300 m), descend jusqu'à 27 h (base à 120 m), puis remonte quand le jour se lève, pour fusionner à 36 h avec le nuage supérieur.

Bien que les conditions semblent initialement favorables au développement du brouillard, le passage de nuages bas a empêché sa formation en début de nuit. L'humidité relative semble très élevée sur toute la couche à 28 h, mais cela est dû à un apport d'eau extérieur (fig.19) et non à l'abaissement du point de rosée par refroidissement de l'air : la situation n'est plus celle d'un brouillard de rayonnement et sort du cadre de cette étude.

Analyses graphiques du 29 janvier 2007 :

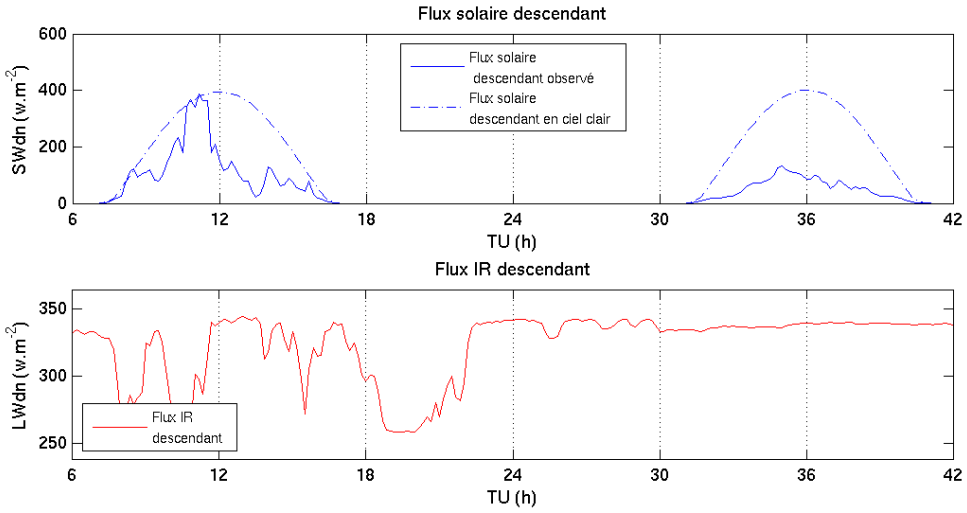

FIG. 14 : Flux solaire descendant (en haut) et flux infrarouge descendant (en bas)

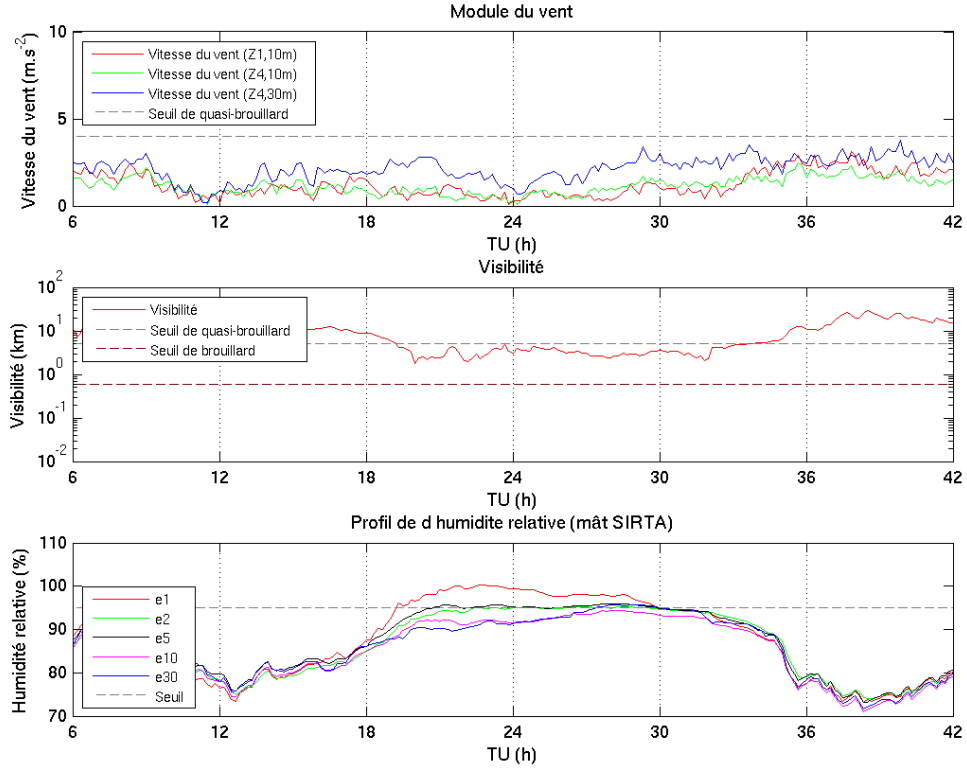

FIG. 15 : Vitesse du vent (en haut), visibilité (au milieu) et profil d'humidité relative (en bas)

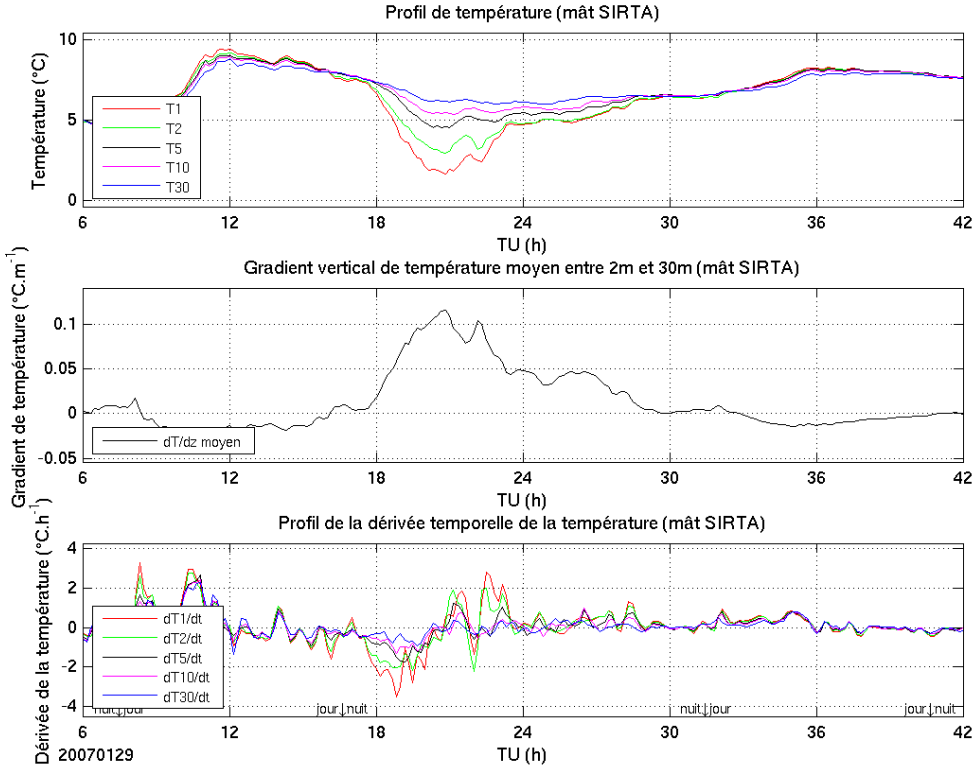

FIG. 16 : Profil de température (en haut), gradient vertical moyen (au milieu) et dérivée temporelle de la température (en bas)

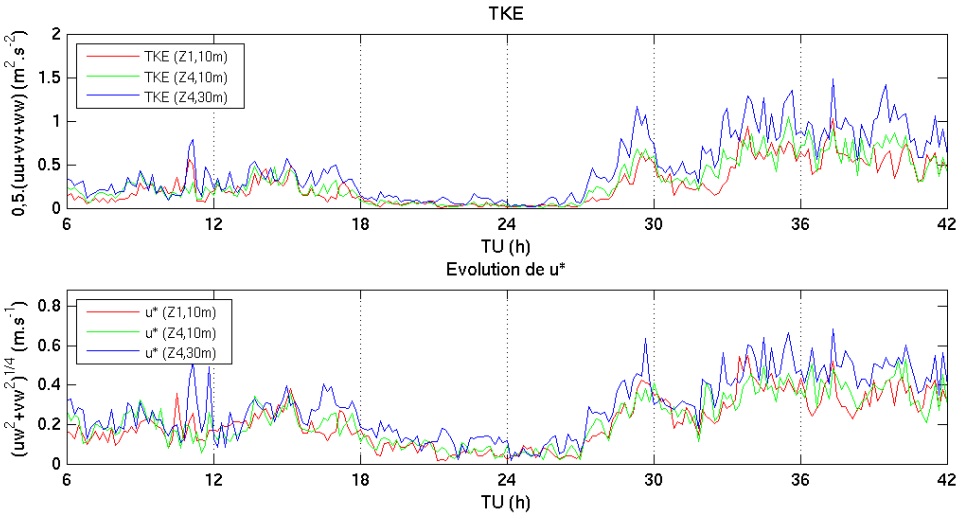

FIG. 17 : Eléments de turbulence : TKE (en haut) et u* (en bas)

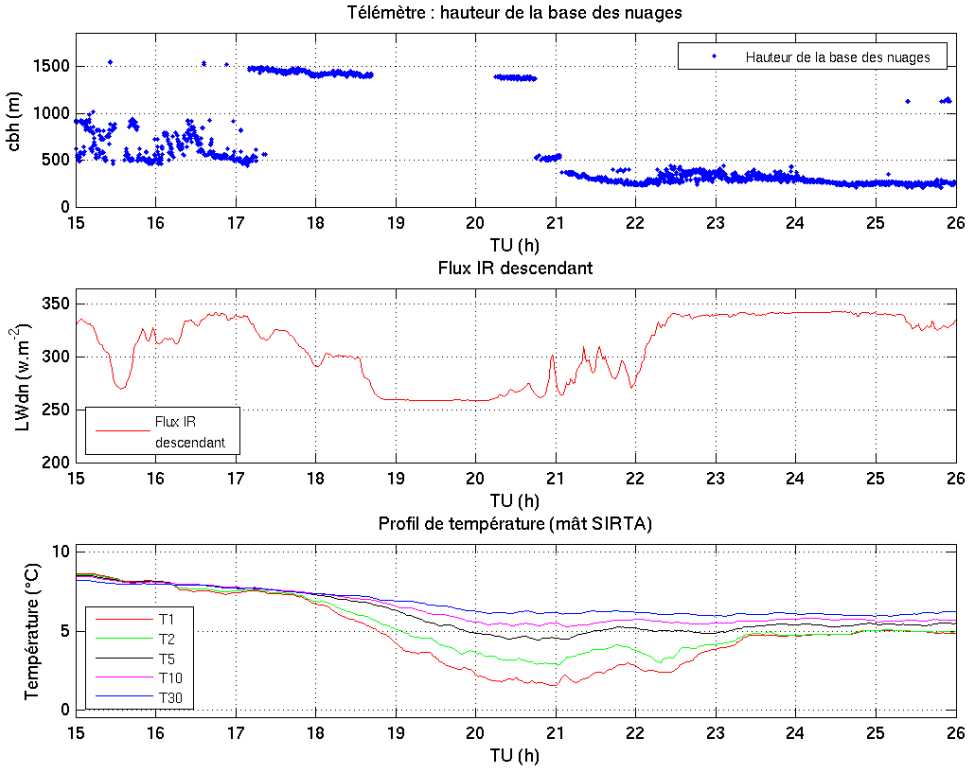

FIG. 18 : Zoom entre 15 h et 26 h : hauteur de la base des nuages (en haut), flux infrarouge descendant (au milieu) et profil de température (en bas)

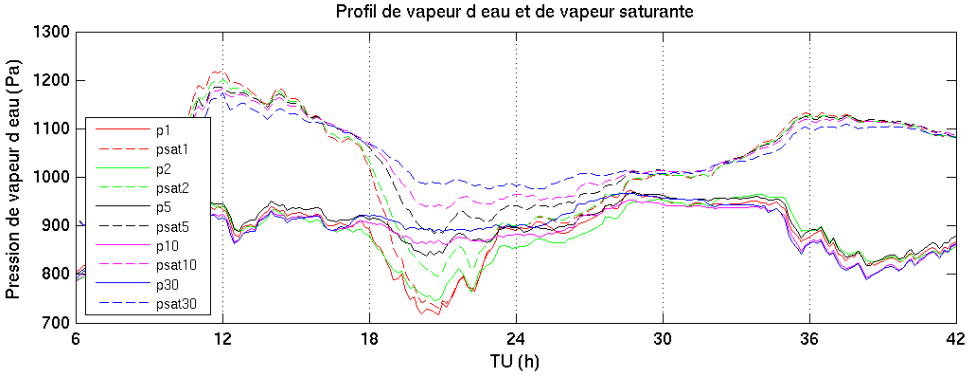

FIG. 19 : Pression partielle de vapeur d'eau et pression de vapeur saturante

3.3 Corrélation entre visibilité et humidité relative

Nous avons remarqué dans les quatre cas étudiés que le brouillard n'apparaissait que si l'humidité relative était supérieure à 95 % sur les 30 premiers mètres (une humidité élevée au sol ne suffit pas). Pour confirmer cette observation, nous allons procéder à un traitement statistique sur toute la base de données. On montre d'abord que l'humidité relative élevée sur les 30 premiers mètres est une condition nécessaire à l'apparition de gouttelettes d'eau (visibilité < 600 m). La figure 20 indique également que les capteurs à 1 m et 30 m sont légèrement biaisés à la hausse.

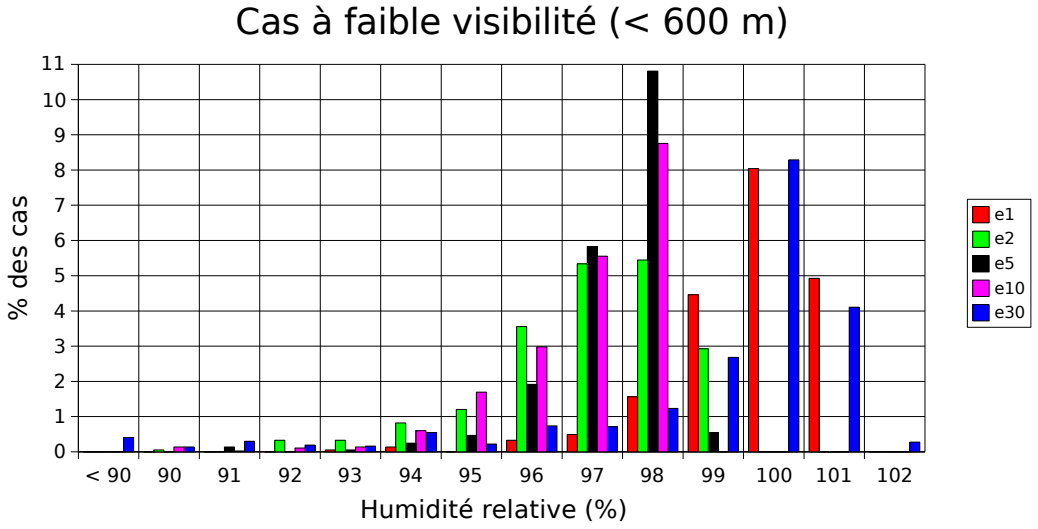

FIG. 20 : Humidité relative des situation à faible visibilité

Cependant, une forte humidité relative (> 95 %) sur toute la colonne de 1 m à 30 m n'est pas une condition suffisante à l'apparition de gouttelettes, car dans 55 % des cas la visibilité est supérieure à 1 km (pas de gouttelette mais sûrement des aérosols hydratés). La figure 21 montre ainsi l'importance des autres critères comme la vitesse du vent, la densité d'aérosols, la turbulence et d'autres encore dans la formation effective du brouillard.

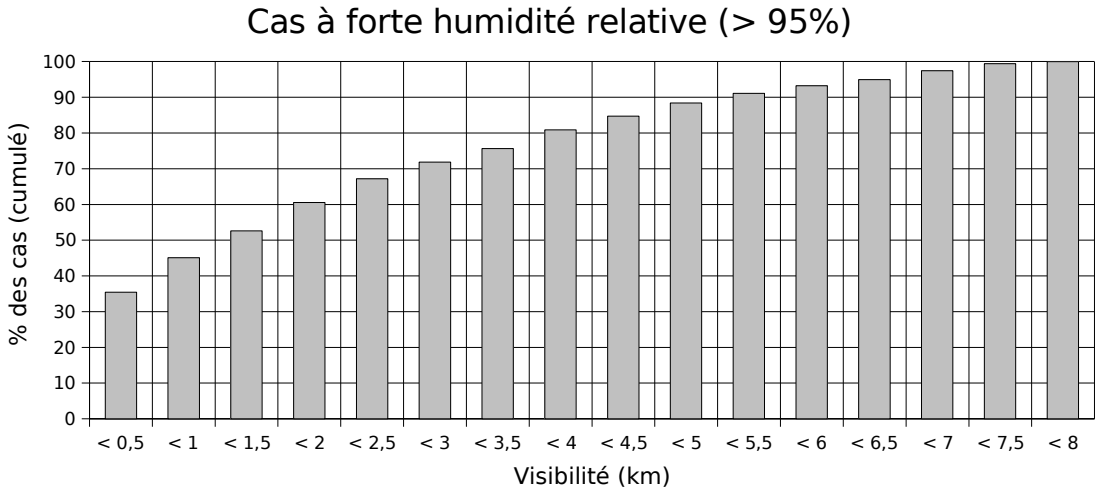

FIG. 21 : Visibilité des cas à forte humidité relative

Conclusion et perspectives

Par l'étude de deux cas bien documentés de formation d'un brouillard de rayonnement et deux autres de formation de "quasi-brouillard", nous avons pu mettre en évidence des conditions importantes dans la formation d'un brouillard de rayonnement : refroidissement infrarouge (ciel clair), forte stratification en température (situation stable), vent faible et turbulence réduite, humidité relative élevée sur une épaisseur importante et présence de noyaux de condensation. La diversité des situations et des processus justifie a posteriori ces études de cas et le développement des outils nécessaires. Cette recherche suscite encore beaucoup de questions sur les relations chronologiques et causales entre les différents processus. De nombreuses données sont encore disponibles dans la base ParisFog, comme la distribution des aérosols, les propriétés du sol et de la couche limite au-delà de 30 m, etc... Enfin, un travail même simple et non-réaliste de modélisation des phénomènes, apparaît nécessaire à la quantification des phénomènes, pour pouvoir confirmer ou rejeter les mécanismes proposées. J'espère que les scripts d'analyse Matlab que j'ai écrits seront repris et complétés par l'équipe du LMD, et qu'ils leur permettront d'avancer dans la compréhension de ce phénomène fascinant qu'est le brouillard.

Remerciements

Je tiens à remercier Thomas Dubos qui m'a proposé ce stage, ainsi que Thierry Elias, Jean-Charles Dupont et Martial Haeffelin pour leur aide scientifique et technique, et pour la pertinence de leurs remarques. Un grand merci également à tous ceux qui ont participé à la campagne ParisFog, en particulier à ceux qui ont affronté les nuits de l'hiver 2006-07 pour obtenir cette base de données.

Références

[1] Roland B.Stull, An Introduction to Boundary Layer Meteorology, 1988.

[2] Site Internet de ParisFog, http ://sirta.ipsl.polytechnique.fr/parisfog/

[3] Sylvie Malardel, Fondamentaux de Météorologie, 2005.