Fleur Couvreux
Magistère de Sciences de la Terre
E.N.S.

Les Thermiques, cellules convectives de la couche limite atmosphérique

Validation du modèle à partir des données de la campagne ESQUIF

Stage de 2ème année de magistère
effectué sous la direction de Frédéric Hourdin
au laboratoire de Météorologie Dynamique

Table des matières

Introduction **2**

1 Les Thermiques **3**
1.1 Présentation de la couche limite . . . 3
1.2 La diffusion turbulente . . . 3
1.3 Description des thermiques . . . 4
1.3.1 Les figures de méso-échelle et leur modélisation . . . 4
1.3.2 La paramétrisation des ascendances . . . 5

2 La Campagne ESQUIF **6**
2.1 Les mesures effectuées . . . 6
2.2 La POI2 . . . 6
2.3 Les données . . . 6

3 Les programmes utilisés **8**
3.1 Les paramètres . . . 8
3.2 L'interpolation des radio-sondages . . . 8
3.3 Le programme de convection . . . 8
3.4 Le calcul des tendances par la physique . . . 10

4 Les résultats obtenus **10**
4.1 Les différentes simulations . . . 10
4.2 Les résultats des simulations forcées . . . 11
4.3 L'influence des différents paramètres . . . 12
4.4 Les résultats des simulations non forcées . . . 12
4.5 Critique et autres solutions . . . 18

5 Comparaison avec d'autres modèles de couche limite **20**
5.1 Le modèle simple de diffusion turbulente . . . 20
5.2 Le modèle avec contre gradient . . . 21

Conclusion **24**

Références bibliographiques **25**

Remerciements

Je tiens à remercier particulièrement Frédéric pour sa disponibilité , ses nombreuses explications et son aide tout au long de ce stage. Je remercie également Laurent Menut grâce à qui nous avons pu utiliser les données de la campagne Esquif et qui était toujours prêt à nous consacrer un peu de son temps pour discuter des résultats obtenus et des problèmes rencontrés lors des simulations. Merci aussi à Sandrine Bony pour son aide sur les programmes 3D de simulation du LMD ainsi que tous les 'acteurs' du LMD à Jussieu pour leur bonne humeur, leur gentillesse et leur disponibilité pour mes questions aussi bêtes soient elles. Enfin, merci à Etienne et Hélène pour la relecture de ce rapport.

Introduction

La couche limite atmosphérique est la partie sensible aux échanges turbulents de l'atmosphère. Jusqu'à présent, l'approche classique pour modéliser cette couche limite consistait à utiliser un modèle de viscosité turbulente. Or ces modèles ne permettent pas de rendre compte des observations suivantes :

- des vitesses ascendantes importantes de l'ordre du m/s observées notamment en planneur.
- des figures de convection de méso-échelle c'est-à dire ayant une hauteur de 1 à 3 kilomètres avec des échanges directs entre la surface et le sommet.
- des flux de chaleur qui montent plus haut que les 100 premiers mètres de la couche limite.

Pour essayer de tenir compte de ces observations, Frederic Hourdin avait développé, peu avant ce stage, une paramétrisation des grandes cellules de convection, les thermiques. L'objectif de ce stage a été de tester cette nouvelle paramétrisation dans le cadre de la campagne de l'été 98 du programme Esquif d.étude de la qualité de l'air en Ile de France. Ce stage se divisait essentiellement en deux parties : la première consistait à mettre au point un programme permettant l'interpolation des radio-sondages, et, la deuxième à tester la paramétrisation en faisant varier différents paramètres. Après avoir détaillé les différents mécanismes de transport dans la couche limite et présenté la Campagne Esquif, nous indiquerons les différents programmes utilisés en expliquant en quoi consiste cette nouvelle paramétrisation et présenterons les résultats obtenus par les différentes simulations. Pour terminer nous comparerons ces résultats à ceux établis par d'autres modèles de transport dans la couche limite.

1 Les Thermiques

1.1 Présentation de la couche limite

L'atmosphère désigne l'enveloppe essentiellement gazeuse qui entoure le globe terrestre. Elle peut être séparée en différentes régions à partir des paramètres physiques du fluide atmosphérique, notamment la température. Ainsi distingue-t-on la couche limite que nous détaillerons par la suite et qui est la couche à l'interface entre la Terre solide et l'atmosphère (elle est séparée du reste de l'atmosphère par la zone d'entraînement), la troposphère dont le gradient de température est négatif et de l'ordre de 6.5 K/km, la stratosphère qui présente un gradient de température positif, la mésosphère dont le gradient de température est négatif et la thermosphère. La couche limite atmosphérique est donc la partie sensible aux échanges turbulents avec la surface. Cette turbulence est générée à la fois par le frottement des vents et le chauffage. Sa hauteur varie entre quelques dizaines de mètres si l'atmosphère est stratifiée et quelques kilomètres quand elle est instable et qu'il y a donc des phénomènes de convection. Dans la couche limite, l'équilibre géostrophique n'est pas valable mais on a un équilibre entre trois forces: la force de Coriolis, la force de gradient de pression et la force de frottement visqueux. La couche limite présente une structure verticale : on distingue en effet :

- la couche de surface dont l'épaisseur est de l'ordre de dix pour cent de la hauteur de la couche limite.
- la couche convective qui est le lieu d'activités turbulentes d'origine thermique et dynamique.
- la zone d'entraînement qui sépare la couche limite de la troposphère libre.

Nous nous intérèsserons plus particulièrement à la couche limite convective en présence d'instabilités thermiques sous l'effet d'un chauffage diurne de la surface. On peut définir la convection comme un mouvement de masse de fluide résultant d'un transport et d'un mélange des propriétés du fluide , c'est le mode principal de transport de chaleur. La couche limite varie de manière importante lors du cycle diurne : elle est beaucoup plus développée le jour que la nuit. Les transports horizontaux liés à l'advection seront négligés par la suite, nous nous focaliserons uniquement sur les transports verticaux qui sont dus à la turbulence. Nous détaillerons ici les deux processus de transport qui ont lieu dans la couche limite. Le premier concerne la couche de surface et s'apparente à un processus de diffusion turbulente. Le second concerne la partie supérieure de la couche limite et son mécanisme est celui de cellules de convection qui ont la hauteur de la couche limite. En fait, on a constaté que le flux de chaleur n'était pas limité aux 100 premiers mètres de la couche de surface, mais qu'il montait beaucoup plus haut, jusqu'au sommet de la couche limite (parfois plusieurs kilomètres).

1.2 La diffusion turbulente

La diffusion turbulente tend à mélanger : c'est le résultat de fluctuations du champ de vitesse qui vont tendre à modifier les concentrations relatives.

$$v = \bar{v} + v'$$

où v' est la perturbation de vent

de même

$$q = \bar{q} + q'$$

où

$$\bar{q} = 1/L^2 * \int q dx dy$$

$$v'_z = l * \frac{\partial v'_z}{\partial z}$$

où l est la longueur caractéristique des turbulences

On cherche à déterminer le flux :

$$Fu = \rho * \bar{w'u'} = \rho * K_z \frac{\partial u}{\partial z}$$

Or

$$u' = l \frac{du}{dz}$$

Donc

$$K_z = l w'$$

D'après la théorie de la fermeture turbulente, on considère qu'aucune des directions n 'est privilégiée et donc on a :

$$w' \simeq u' \simeq l \frac{\partial u}{\partial z}$$

d'où

$$K_z = l^2 \frac{\partial u}{\partial z}$$

On obtient alors l'équation de diffusion suivante :

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{1}{\rho} * \frac{\partial(\rho * K_z * \frac{\partial u}{\partial z})}{\partial z} \tag{1}$$

Dans la couche limite inférieure, l'eau est transportée par diffusion de proche en proche. On modélise le comportement du bas de la couche limite par la théorie de la diffusion turbulente que l'on vient de décrire.

1.3 Description des thermiques

1.3.1 Les figures de méso-échelle et leur modélisation

La couche limite atmosphérique terrestre est le siège de mouvements méso-échelles avec des vitesses verticales de l'ordre du m/s alors que les vitesses verticales moyennes sont plutôt de l'ordre du cm/s. Ces mouvements peuvent être plus ou moins organisés.

Il existe, en fait, une grande variété de structures organisées [4]. Ce sont des figures de convection de un à deux kilomètres de hauteur et ayant une échelle horizontale de plusieurs dizaines de kilomètres. Il existe des rouleaux et des cellules. Cette convection est une convection de surface (entre la surface et la couche stable délimitée par l'inversion de température potentielle qui correspond au toit de la couche convective) contrairement à la convection profonde dans la zone tropicale. Ces figures ont été historiquement observées au dessus des océans. Les rouleaux sont souvent liés à une arrivée d'air froid, ils se présentent en bandes parallèles et sont très étendus ; leur sommet correspond à la zone d'entraînement. Les cellules peuvent être ouvertes (océan chaud) ou fermées (océan froid). Cela dépend de l'anisotropie des diffusivités des tourbillons, du mouvement vertical de grande échelle et de l'instabilité d'entraînement des nuages d'en haut. L'instabilité à l'origine de ces figures de convection peut être dynamique dans le cas des rouleaux ou thermique dans le cas des cellules.

J.E.PLEIM dans son modèle de fermeture non locale, modèle de convection asymétrique, référence [1], tient compte de ces processus de méso-échelle. C'est un modèle qui a été développé pour être appliqué essentiellement à un modèle de chimie atmosphèrique régionale. Il s'appuie sur le concept d'un transport vertical, dans la couche limite, qui est asymétrique. Le transport ascendant se fait par des cellules convectives originaires des couches de surface et le transport descendant se fait par une subsidence compensatoire graduelle.

Dans ce modèle, les flux turbulents sont fonction de gradients de température de moyenne échelle alors que la diffusion est régie par les gradients locaux. Les mélanges ont lieu à la fois dans les couches adjacentes et non adjacentes. Les modèles précédents ne tenaient compte que d'un mécanisme de mélange entre des couches voisines ; ici, le mélange est possible même entre des couches éloignées.Les modèles de diffusion sont généralement appliqués à l'ensemble de la couche limite .

Dans le modèle retenu pour cette étude on utilise l'approche de viscosité turbulente mais son action est restreinte à la couche de surface. Le mélange est ensuite relayé par une paramétrisation spécifique des thermiques. Ce modèle s'applique à des couches limites convectives où les gradients locaux sont petits et l'échelle de longueur turbulente est supérieure à l'incrément vertical de la grille. On matérialise la convection par des cellules dont l'origine est la force de flottabilité qui entraîne les particules de la surface jusqu'au sommet de la couche limite.

Le premier modèle qui avait été proposé par Blackadar était symétrique. Ici on considère des cellules ascendantes mais pas de cellules descendantes comme dans la convection de Rayleigh-Bénard. Le seul mouvement descendant est lié à une subsidence qui permet la conservation de la masse dans chacune des couches. La seule force qui permet la descente est donc la force liée au poids de la particule et non la force de flottabilité (liée à la différence de température entre la particule et son environnement) qui par contre explique le mouvement ascendant. Les panaches ascendants sont étroits et rapides (vitesse de l'ordre de 1 à 5 m/s) tandis que la subsidence est lente et large.

1.3.2 La paramétrisation des ascendances

Cette paramétrisation diffère de la paramétrisation de PLEIM dans la mesure où elle représente une ascendance depuis chaque couche vericale du modèle et non uniquement depuis la couche de surface. On utilise une discrétisation très fine de la couche limite puisque la première couche a une épaisseur de cinq mètres(contrairement au modèle de grande échelle où la première couche a une épaisseur de cent mètres) et les couches suivantes ont une épaisseur qui augmente progressivement. On considère une homogénéité horizontale (moyenne statistique sur la dimension d'une maille ayant entre 100 à 400 km de long) et tout ne dépend que de la coordonnée verticale (travail sur une colonne).

Chaque ascendance est supposée libre (indépendante des autres) et liée uniquement à la force de flottabilité. L'ascendance entraîne une perturbation (w') de w, la vitesse ascendante. On considère une grande et unique subsidence pour équilibrer les flux de masse ascendants (flux de masse nul pour chaque couche) :

$$\int \rho w' dxdy = 0$$

Le modèle est stationnaire sur un pas de temps (on ne tient pas compte de l'évolution des cellules). On utilise la température potentielle qui correspond à la température d'une parcelle d'air si on l'amenait adiabatiquement de sa pression P(z) à la pression de surface Po.

$$Tp(z) = T(z) * (Po/P(z))^{R/Cp}$$

L'accélération de la particule, γ, est donnée par sa flottabilité :

$$\gamma = \frac{\theta - \theta_e}{\theta_e} g$$

où θ est la température potentielle de la particule et θ_e la température potentielle de l'environnement

Si γ est positif w croit jusqu'à $w_{\max}$, γ devient négatif. La particule continue à monter par inertie et w diminue progressivement. La particule va redescendre car θ(particule) est inférieure à θ_e(environnement). La subsidence est calculée à partir de la conservation du flux de masse.

Le développement de la couche limite dépend fortement de la répartition de la radiation du flux de chaleur latente et spécifique. Il faudra donc tenir compte des sols (humidité), de la végétation, de la température et de l' humidité de l'air.

2 La Campagne ESQUIF

C'est un projet de recherche qui vise à mieux comprendre les problèmes de pollution atmosphérique en Ile de France ; l'étude est donc restreinte à des cas d'émissions locales ou des cas d'impact local. L'objectif de ce projet est de disposer de modèles numériques adaptés au problème posé (prévision, diagnostic...). Pour valider notre modèle, nous avons utilisé les données mesurées pendant la campagne de l'été 1998 en Ile de France. Cette campagne cherchait, à partir d'études d'épisodes de plusieurs jours, à réaliser des simulations de scénarios de sensibilité aux émissions.

2.1 Les mesures effectuées

[6]
Différentes mesures ont été effectuées dans le cadre de cette campagne.

- des mesures aéroportées à partir de quatre types de vols qui permettent de distinguer les formations locale, régionale et continentale d'ozone mesurées en Ile de France. Pratiquement les avions sont équippés d'instruments mesurant O_3, CO, les hydrocarbures, les oxydes d'azote et les aérosols.
- des mesures d'Airparif (O_3, NO, NO_2), par DOAS(Differential Optical Absorption Spectrometry) , d'aérosols au CEA et à l'ENS (compteur de noyaux, aethalomètre et nephélomètre), par Lidar qui permettent de déterminer les concentrations en polluants.
- des mesures concernant le mélange vertical à partir notamment des radio-sondages qui mesurent l'humidité relative et spécifique, la température, la pression et le vent (intensité et direction).

2.2 La POI2

Les Périodes d'Observation Intense (POI) sont choisies en fonction des conditions météorologiques (l'objectif étant d'étudier des conditions anticycloniques). Lors de cette campagne, il y a eu deux POI une fin juillet et une début août. Nous nous sommes intéressés aux données de la deuxième POI (POI2) qui a eu lieu du 7 août au 9 août 1998. Elle correspond à quatre jours de canicule avec des températures maximales de 35 à 37 degrés en région parisienne. Les trois jours consécutifs sont très intéressants pour la modélisation et par leur diversité.

Le 7 août, le vent est très faible et la couche limite est basse (vers 800m à Trappes). Le 8 août, la couche limite est très haute dans l'après midi (2000-2500m). Le 9 août, la couche limite est encore plus haute (2500-3000m) et le vent est faible.

2.3 Les données

On dispose donc de 8 radio-sondages par jour pendant trois jours qui nous donnent les profils verticaux de température, de vent et d'humidité. Ces radio-sondages fournissent des données jusqu'à une altitude de 5 km. C'est à l'aide de ces données que l'on va tester notre modèle. La figure 1 montre le profil d'humidité spécifique mesuré par les radio-sondages pendant les trois jours de la POI2 ainsi que le profil de vent et celui de la température. Ce dernier indique que le vent était non négligeable le deuxième jour de la POI2 et il faudra en tenir compte dans nos résultats.

Sur la figure 2, les profils de température potentielle montrent bien une couche limite assez basse (P=900hPa) ce qui correspond à 700 mètres environ pour le premier et le deuxième jour et une couche limite plus haute pour le dernier jour (P=800 à 700hPa) ce qui correspond à une hauteur de 2 à 3 kilomètres.

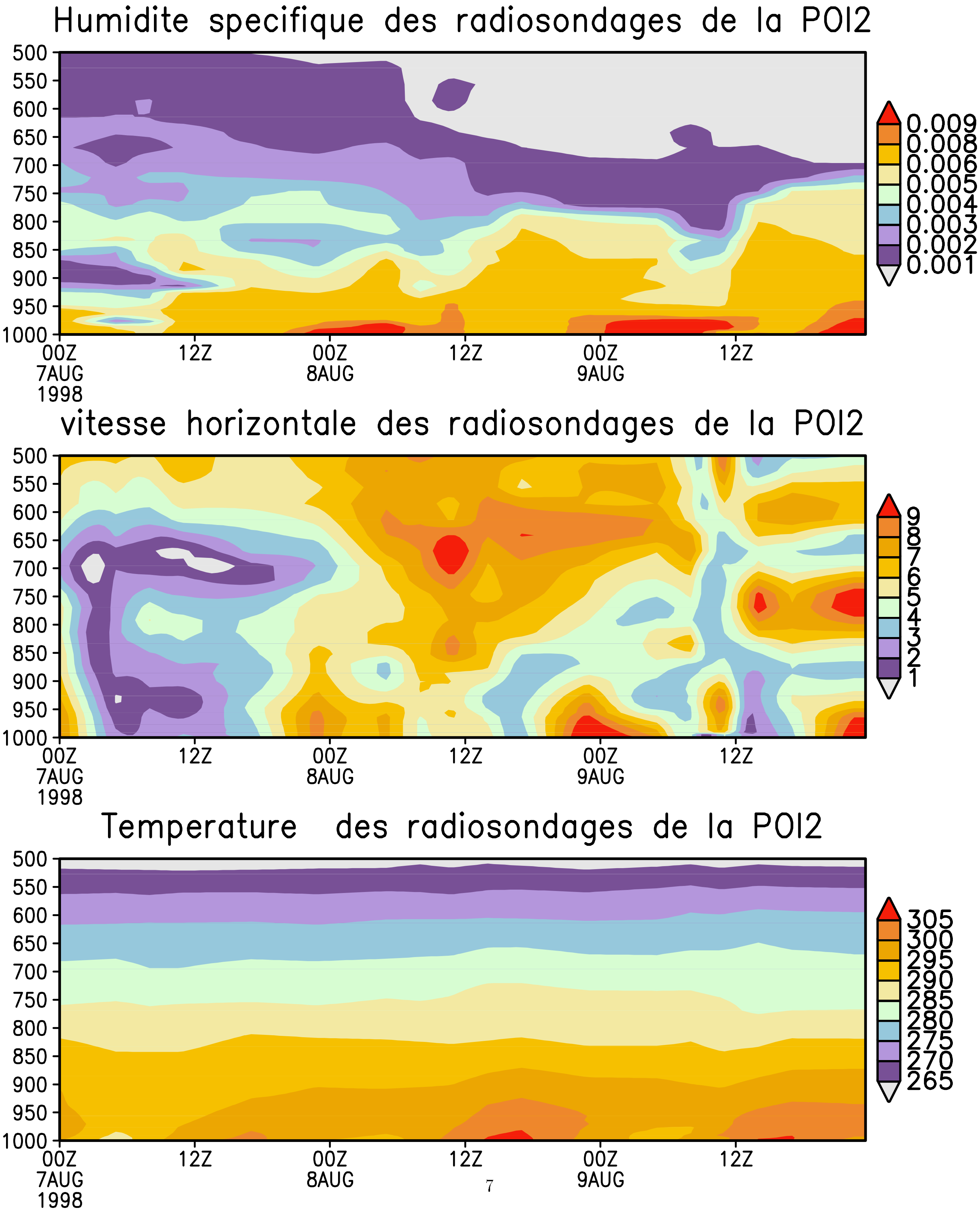

Fig. 1 – *Profil del'humidité spécifique et du vent données Esquif*

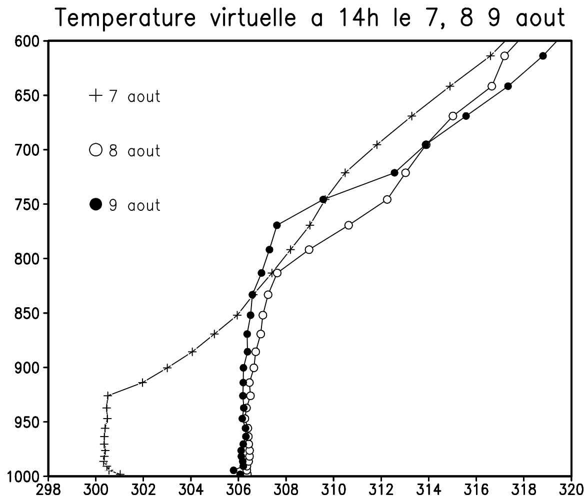

FIG. 2 – *Profil de température potentielle à 14h des trois jours de la POI2*

3 Les programmes utilisés

3.1 Les paramètres

Dans ce modèle, on néglige toute advection de masse d'air extérieure à la colonne. Plusieurs paramètres sont testés dans les simulations. On fait tout d'abord varier les paramètres suivant le réservoir en eau du sol,Q_{sol}, la hauteur de rugosité, H_{rug} et le coefficent de freinage des thermiques. Le réservoir en eau du sol est représenté par un modèle de seau d'eau dont la capacité maximale est de 150 mm d'eau. Toute l'eau dépassant cette valeur maximale est considérée comme perdue (ruissellement). Ce modèle tient compte de la nature du sol à savoir si l'on a de la terre, de la neige ou de la glace. La hauteur de rugosité permet de contrôler le passage de l'eau du sol dans la couche de surface.

3.2 L'interpolation des radio-sondages

La première étape du travail consistait à ramener les données des radio-sondages sur la grille verticale et temporelle du modèle en réalisant un programme permettant de transformer le fichier de données brutes en un fichier adapté au programme global qui effectue les calculs physiques. Ce programme réalise aussi la discrétisation verticale et temporelle adaptée. Enfin, il permet également le calcul de l'humidité spécifique.

La grille utilisée contient 28 couches ; la première couche a une épaisseur de cinq mètres puis l'epaisseur de chaque couche augmente progressivement puis décroit jusqu'à l'avant avant dernière couche qui, comme les deux dernières couches, a une épaisseur fixée.

Le pas de temps utilisé est de trente minutes. On a donc réalisé une intégration des données au sein d'une couche pour la discrétisation verticale (sommation dans chaque couche) et une interpolation linéaire pour la discrétisation temporelle. Quand les données fournies par les radio-sondages n'existent plus (pour des hauteurs trop élevées) on a réalisé une interpolation linéaire pour la température entre la dernière donnée et une température de 210K à 10 km puis imposé une température constante au delà. Pour les vitesses, on a supposé une vitesse constante dès l'absence de données.

3.3 Le programme de convection

Ce sous-programme calcule le transport vertical dans la couche limite en présence de thermiques. La discrétisation verticale se fait par σ ce qui évite de travailler directement avec la pression et σ varie donc de 1 à 0 :

$$\sigma = \frac{P}{P_s}$$

Pour décrire une ascendance qui part d'une couche k, on utilise l'équation de flottabilité :

$$\frac{dw}{dt} = g\frac{\theta - \theta_e}{\theta_e}$$

Si on suppose que le thermique est stationnaire

$$\frac{\partial w}{\partial t} = 0$$

d'où

$$\frac{dw}{dt} = w\frac{\partial w}{\partial z}$$

On obtient alors :

$$\frac{\partial w^2}{\partial z} = 2 * g * \frac{\theta - \theta_e}{\theta_e}$$

Cette dernière équation peut être discrétisée comme suit :

$$w_a^2(k, l+1) = w_a^2(k, l) + 2g * \frac{\theta(k) - \theta(l)}{\theta(l)} * (z(l+1) - z(l)) \tag{2}$$

Si on suppose de plus que le thermique n'échange pas d'air avec l'environnement, par conservation du flux de masse(débit de masse indépendant de z) dans chaque couche, on a :

$$\rho_a l a w_a = \frac{w\mathrm{max}\rho_k(z(k+1) - z(k))}{w_a(k, l)\rho_z(l)L} \tag{3}$$

où la est la largeur de la branche ascendante et wa la vitesse ascendante.
On définit également la fraction massique d'air concerné par l'ascendance :

$$\alpha_a = \frac{\rho_a l a}{\rho(l)L}$$

On a alors :

$$\alpha_a(k, l) = \frac{w\mathrm{max} * \rho_k(z(k+1) - z(k))}{w_a(k, l)\rho_z(l)L}$$

Par définition, $\alpha_a(k, l) + \alpha_d(l)w_d(l) = 1$, où α_d est la fraction d'air concernée par la subsidence et w_d la vitesse de la subsidence. D'autre part la conservation de la masse donne $\alpha_a(k, l)w_a(k, l) - \alpha_d(l)w_d(l) = 0$ avec w_d positif.

Ce programme permet de détecter les instabilités locales en comparant les températures potentielles entre une couche et la couche supérieure. Ceci permet de calculer, pour chaque couche, la vitesse ascendante provenant du niveau k et qui traverse la couche supérieure à partir du w_a de la couche inférieure par l'équation (Eq. 2). Ensuite, il calcule la fraction massique de l'air descendant ainsi que la vitesse descendante w_d à l'aide des équations de conservation de masse. Le programme limite les flux turbulents pour qu'il ne vide pas plus d'une demi-maille. Puis, il calcule les flux w'q' par l'équation :

$$\bar{w'q'} = \alpha_a(k, l)q(k) - w_d * (0.5 * (q(l) + q(l+1)) - \alpha_a(k, l)q(k))$$

Enfin, il calcule la variation de l'humidité par l'équation :

$$\frac{dq}{dt} = \frac{1}{\rho} * \frac{\partial \rho \bar{w'q'}}{\partial z}$$

Les premières simulations que nous avons faites tourner présentent un problème d'overshoot, c'est-à-dire que les thermiques montent trop haut. En effet, même lorsque la flottabilité, γ, devient nulle la particule peut encore monter par inertie. Il est donc nécessaire d'introduire un freinage.

- On peut considérer qu'à partir du moment où la particule a une flottabilité nulle elle ne peut plus monter ; on fera alors un test directement sur γ.

- On peut aussi déterminer la hauteur de la couche limite à l'aide du nombre de Richardson, défini par $Rib(z) = gz * \frac{\theta_v(z)-\theta_v(zo)}{U(z)^2}$, qui est supérieur à 0.25 dans la couche limite, et empêcher les thermiques d'aller plus haut ; c'est-à dire pratiquement imposer un w_a nul plus haut.

- On peut tenir compte d'un coefficient de freinage qui va freiner la vitesse ascendante. On doit alors calculer w_a pour chaque couche et retrancher un terme de freinage. Cette solution pose cependant un problème car comme un des principes du modèle est un flux de masse constant, freiner la vitesse impose une largeur ascendante plus grande.

- On peut enfin agir directement sur la fraction massique d'air concerné en retranchant à cette valeur un terme de freinage qui correspondrait à la partie des thermiques dissipée par ses bords. On suppose que ce terme de freinage est indépendant de la largeur du thermique et qu'il est linéaire avec l'altitude. En effet, la dérivée lagrangienne de la largeur de l'ascendance est proportionnelle à la vitesse verticale (cf conservation du flux de masse) ; en supposant un régime stationnaire, on obtient une variation de la largeur de l'ascendance proportionnelle à l'altitude.

Tout ce programme tourne sur un pas de temps 10 fois plus petit que celui du programme qui calcule les tendances physiques (30 minutes). Au lieu de calculer pour chaque ascendance sa longueur horizontale caractéristique, on fixe cette valeur à 20 km ce qui correspond à la longueur horizontale des différentes figures de convection méso-échelle décrites jusque là [4]. Le calcul de ce paramètre demande un pas de temps encore trois fois plus grand pour le programme de convection ce qui provoque des modifications de l'humidité non réalistes et notamment des hétérogénéités nombreuses. En effet, un pas de temps faible a pour avantage de présenter, en plus du gain de temps, des profils plus lisses.

3.4 Le calcul des tendances par la physique

Les deux sous-programmes sont appelés par un programme qui initialise les constantes du problème, les conditions limites et les profils initiaux. Ce programme calcule les tendances physiques c'est à dire l'évolution de la température, de l'humidité, de la vitesse du vent et de la pression de surface au cours du pas de temps d'une demi-heure . Ce calcul est effectué par le sous-programme qui est également utilisé lors des simulations 3D du LMD ; il tient compte cependant de la présence des thermiques (pour la paramétrisation physique : cf Description algorithmique d'un ensemble de paramétrisation physique de Zhao-Xin LI), [2].

4 Les résultats obtenus

4.1 Les différentes simulations

La deuxième partie de mon travail s'est attachée à simuler les cas de la POI2 d'Esquif avec le modèle :

- tout d'abord des simulations où l'on forçait le profil de température à partir des données des radio-sondages.

- puis une autre série de simulations où l'on ne donnait que le profil initial de vent, humidité et température.

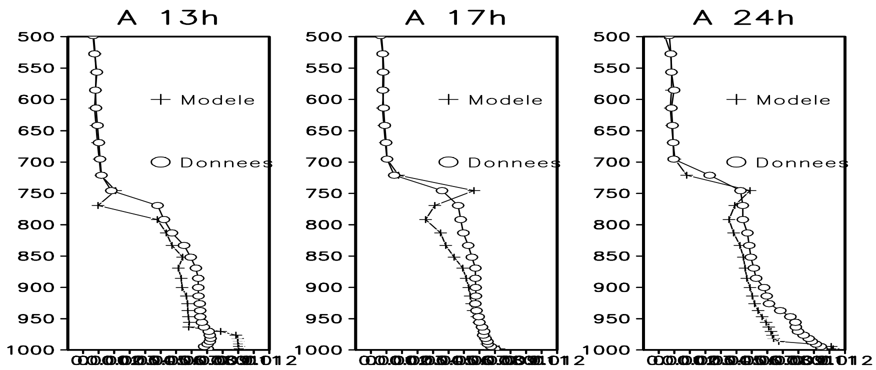

FIG. 3 – *Comparaison des profils d'humidité des données et du modèle*

- enfin, des simulations où l'on ne faisait varier que certains paramètres au sol : humidité (Q_{sol}), coefficient de frottement visqueux ou hauteur de rugosité (H_{rug}).

Ces simulations ont été effectuées dans un premier temps avec une discrétisation de 28 couches puis pour avoir une meilleure résolution avec une discrétisation de 60 couches. Ce sont ces derniers résultats que nous présenterons essentiellement. Nous avons également commencé par calculer la force de flottabilité à partir des profils de température potentielle, puis, dans un deuxième temps, à partir des profils de température virtuelle (θ_v), température qui tient compte de l'humidité de l'air (la masse volumique de l'air humide est plus petite que celle de l'air sec) et qui est définie par :

$$\theta_v = \theta * (1 + 0.61h)$$

où θ,la température potentielle et h l'humidité spécifique.

4.2 Les résultats des simulations forcées

Lors des simulations forcées, comme nous l'avons dit précédemment, on litles vents et la température à chaque pas de temps mais on n'initialise la température qu'au début de la journée. Ces simulations permettent d'obtenir un profil d'humidité proche de celui des données (voir Figure 3). Les différences principales se situent au niveau de la couche de surface où le modèle présente plus d'eau que les données, et au niveau de la zone d'entraînement, où le modèle surestime également la quantité d'eau.

Les flux d'eau et de température ont les mêmes tendances pour le modèle et les données (Figure 5). Les fluctuations de cette figure sont calculés par rapport à la moyenne sur les trois jours. D'autre part, les flux de température permettent de visualiser les flux ascendants en marron et les flux descendants en bleu. Les flux descendants proviennent du haut de la couche limite, on visualise ici le phénomène d'overshoot c'est à dire que les particules dépassent leur hauteur de neutralité (γ est nulle) puis redescendent. La limite entre les flux ascendants et les flux descendants est la zone d'entraînement et matérialise donc le sommet de la couche limite. On remarque également que les flux ascendants sont de plus en plus haut au cours des jours ; ce qui correspond bien à nos observations de hauteur de la couche limite croissante au fil des trois jours de données.

La Figure 4 montre une très bonne corrélation entre le profil d'humidité donné par les radiosondages et celui obtenu par simulation forcée. Les creux d'humidité que l'on observe juste avant une importante réhumidification du profil correspondent à des assèchements de l'air par une subsidence compensatoire d'air sec et s'expliquent par le mécanisme des thermiques. En effet, les subsidences descendent avec la concentration en eau de la couche du dessus et permettent donc un apport d'air sec à une couche donnée (cf différence entre le flux descendant qui arrive au sommet de la couche proportionnel à $q(l+1)$ et celui qui part de la couche proportionnel à $q(l-1)$. D'autre part, on modélise les concentrations importantes en eau dans la journée dans les couches de surface. Par contre, la répartition de l'humidité est plus importante dans les couches supérieures de la couche limite pour le modèle sans réinitialisation. En effet, il existe une advection d'air sec durant les trois jours de la POI2 que la réinitialisation du profil d'humidité à chaque début de journée permet de corriger. Le profil d'humidité au sol des données et du modèle sont très proches. Sur les deux profils, on visualise le cycle diurne même si le modèle semble présenter un léger retard dans ce cycle.

La Figure 6 montre que les vitesses ascendantes des thermiques permettent d'apporter les flux d'eau (cf correspondance entre les flux d'eau et les vitesses ascendantes).

Certaines simulations forcées ont leur profil d'humidité réinitialisé au début de chaque jour. C est le cas notamment des simulations présentées dans les figures précédentes. Les simulations où l'on n'effectue pas cette réinitialisation présentent un flux de température un peu plus faible mais présentant cependant les mêmes tendances (voir Figure 5).

4.3 L'influence des différents paramètres

La Figure 7 montre que plus l'humidité au sol est grande et plus la quantité d'eau au niveau de la couche de surface et de la zone d'inversion est importante. Ce comportement est explicitement dû aux thermiques puisqu'on visualise là un transport direct de la couche de surface à la zone d'entraînement sans avoir de dépôt important dans les couches intermédiaires. En augmentant cette valeur, on peut arriver à des valeurs très proches des données pour la zone intermédiaire mais alors il y a une quantité d'eau trop importante au niveau du bas et du haut de la couche limite. Le coefficient de frottement des thermiques entraîne un dépôt de l'eau plus bas lorsqu'il est plus important. Enfin, la hauteur de rugosité influe essentiellement sur le passage entre le réservoir d'eau au sol et la couche de surface. D'après plusieurs tests sur ces différents paramètres, il semble que les valeurs optimales pour un modèle forcé soient les suivantes :

- une humidité au sol de 3 mm (sol très sec).
- un coefficient de freinage des thermiques de 1 qui correspond bien à celui auqel on s'attend puisque le freinage est en $(1 - K * \frac{z}{z_{max}})$.
- une hauteur de rugosité de 0.01.

Il est intéressant de noter que ces valeurs ne sont pas les mêmes dans le cas d'un modèle non forcé. En effet, pour ce modèle le coefficient de freinage des thermiques le mieux adapté est 10 (donc beaucoup plus fort) ceci est sans doute lié à la dérive du modèle provoquée par un plus grand nombre de degré de liberté.

4.4 Les résultats des simulations non forcées

Pour les simulations non forcées, seuls les profils initiaux sont lus. La plupart des simulations ont généralement été réinitialisées à chaque début de journée. La Figure 8 compare le troisième jour d'une simulation forcée et d'une simulation non forcée. On peut remarquer la bonne corrélation entre les données et les deux modèles pour les profils de température et de température virtuelle. Les profils d'humidité sont plus distincts et notamment, le modèle non forcé présente une sous-estimation de l'humidité au niveau du sol et des couches intermédiaires. Il est important de noter que pour rendre comparable les deux simulations nous analysons ici, une simulation forcée et non forcée ayant un coefficient de freinage de 1. Or, nous avons vu précédemment que ce freinage est trop faible dans le cas des simulations non forcées. Notons cependant que dans les deux simulations la hauteur de couche limite correspond bien à celle des données.

La Figure 9 montre les profils d'humidité des trois jours. On peut remarquer une surestimation de la quantité d'eau dans le cas du modèle non forcé notamment au niveau des couches supérieures. Cependant, dans ce cas aussi la quantité importante d'eau durant le jour est bien simulée. Et les tendances sont identiques : montée d'eau au même instant.

La Figure 10 représente l'évolution de la température virtuelle au cours d'une journée (le troisième jour de la POI2). On remarque tout d'abord la bonne corrélation entre les données et le

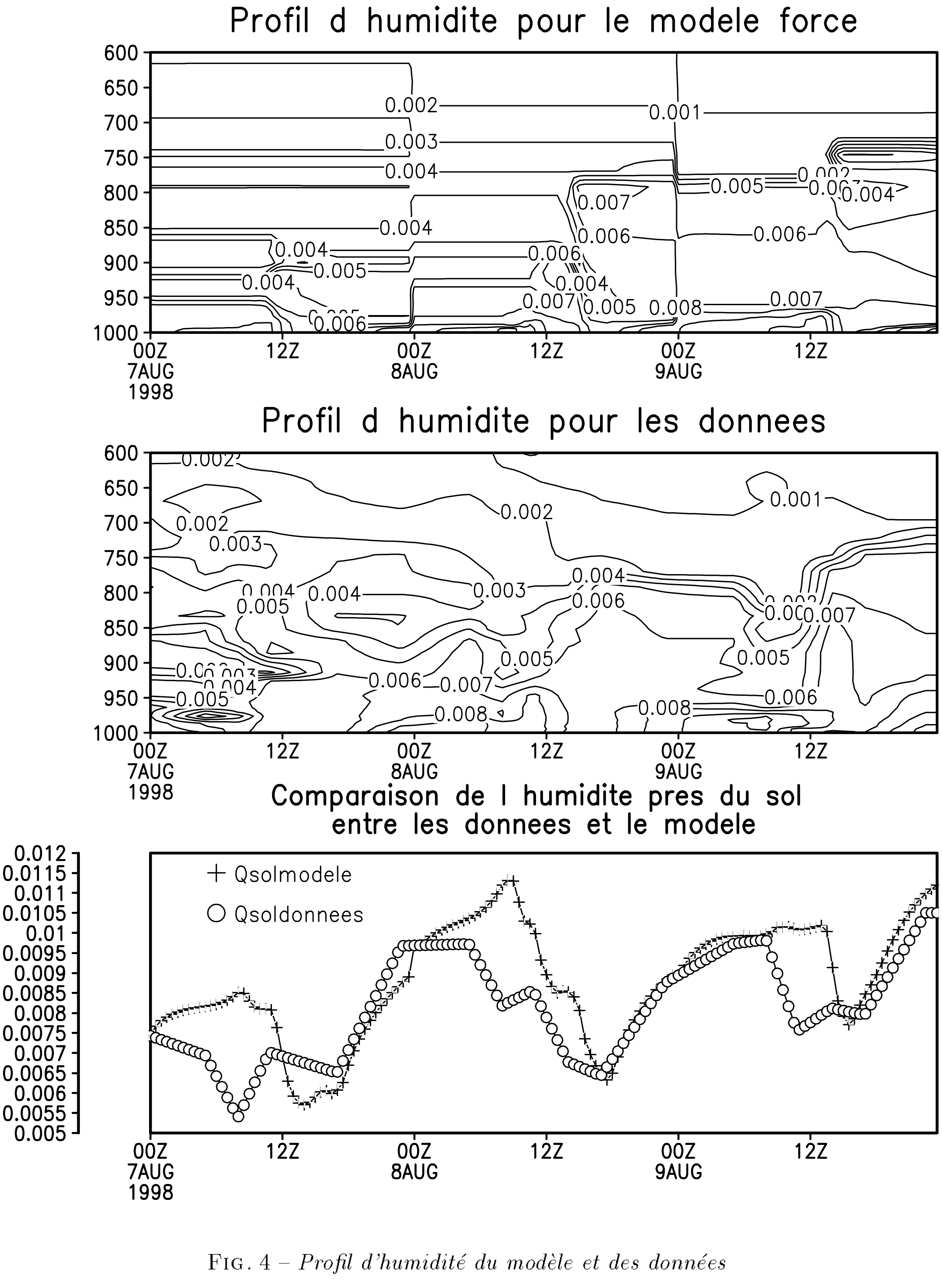

Fig. 4 – *Profil d'humidité du modèle et des données*

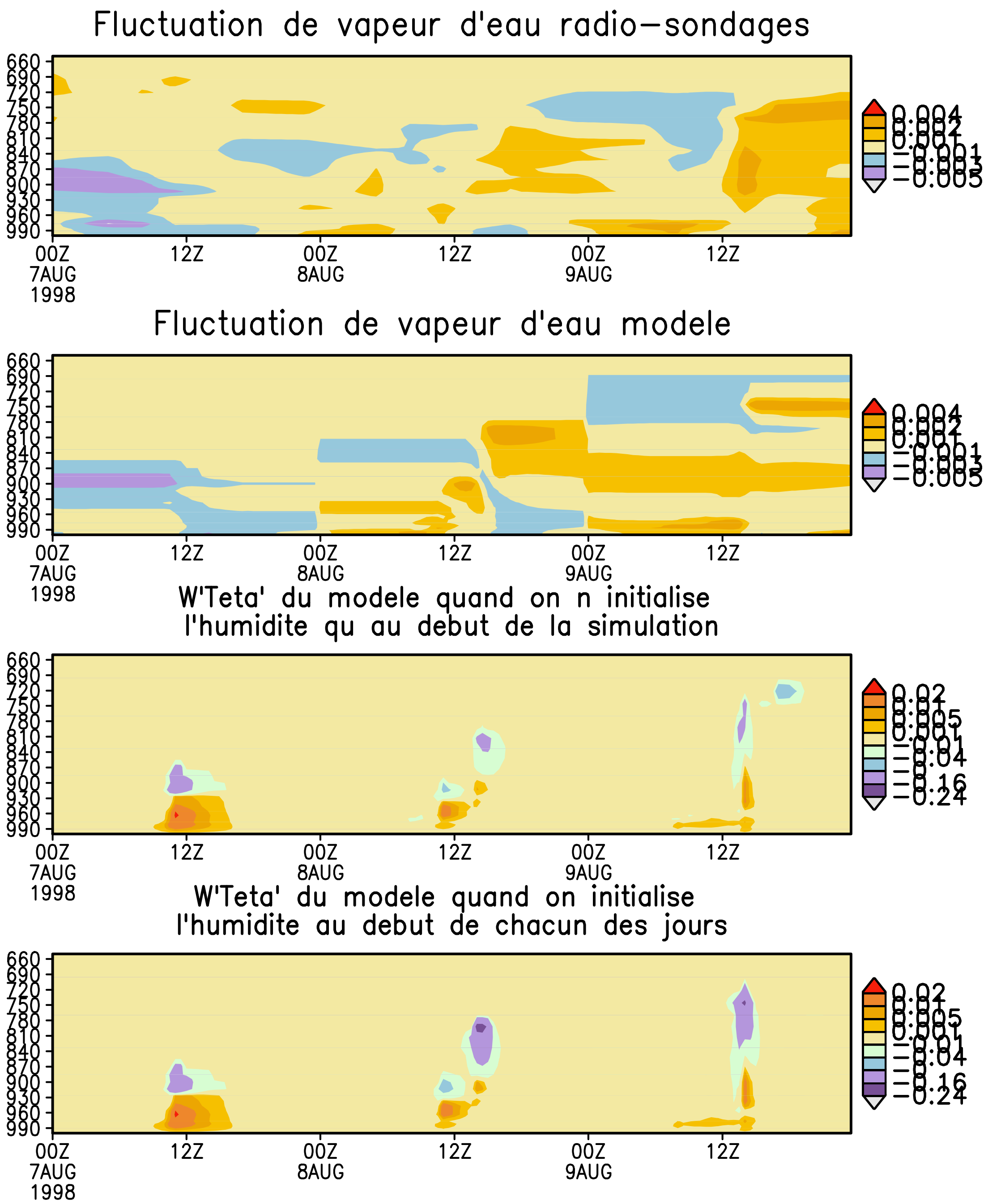

FIG. 5 – *Comparaison des flux d'eau et de température entre le modèle et les données*

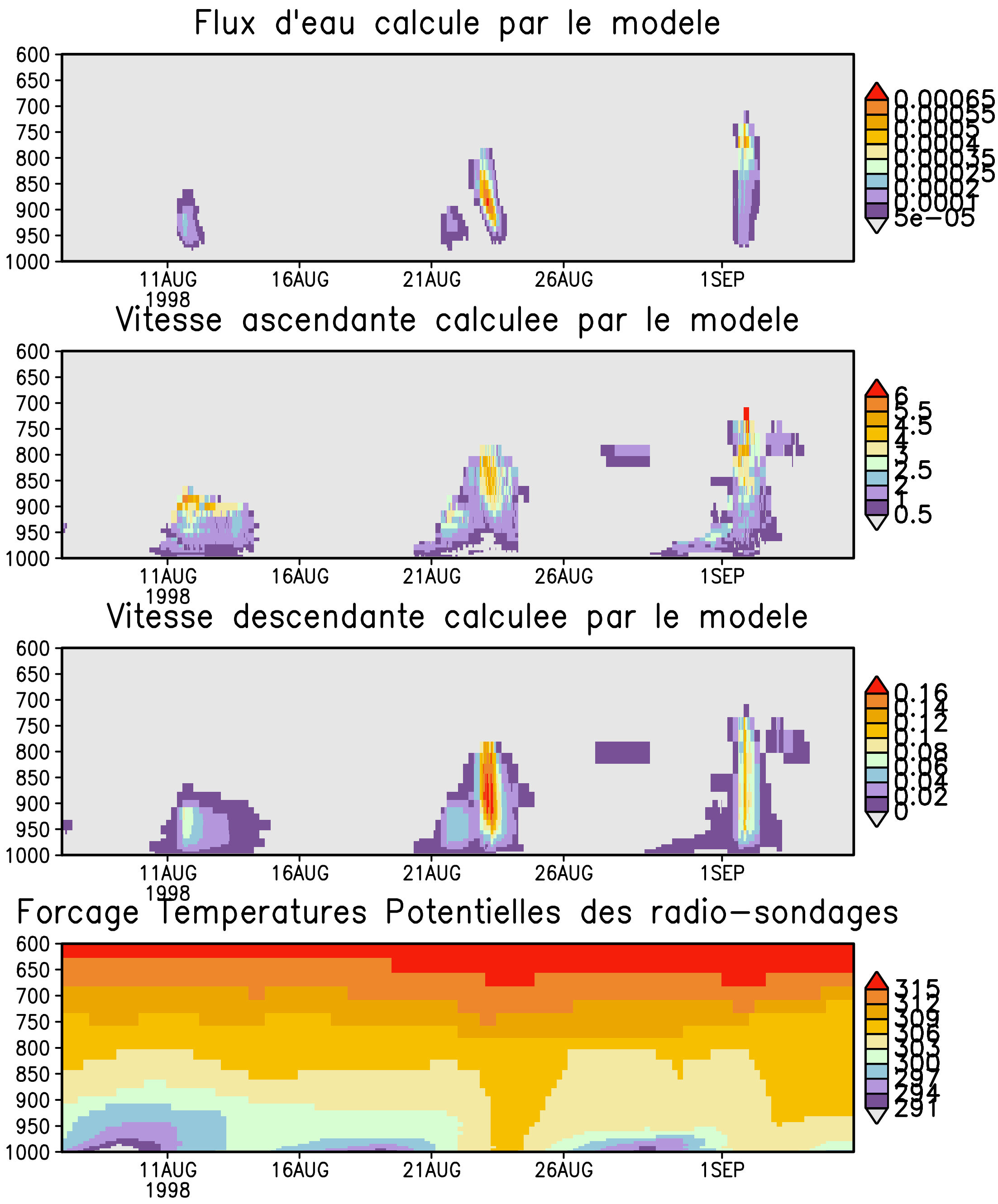

Fig. 6 – *Flux d'eau, Vitesse ascendante et vitesse descendante*

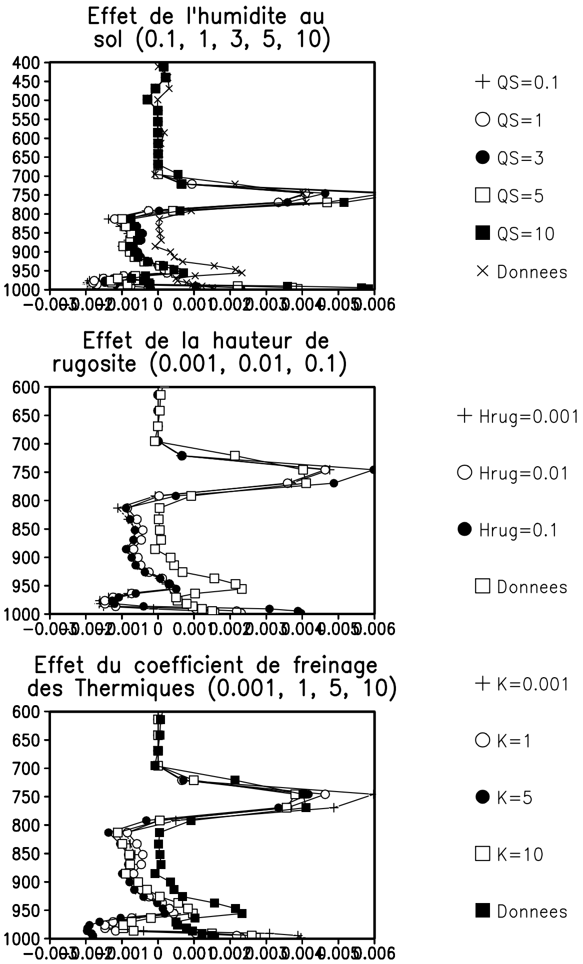

FIG. 7 – *Influence de l'humidité au sol, de la hauteur de rugosité et du coefficient de freinage des Thermiques*

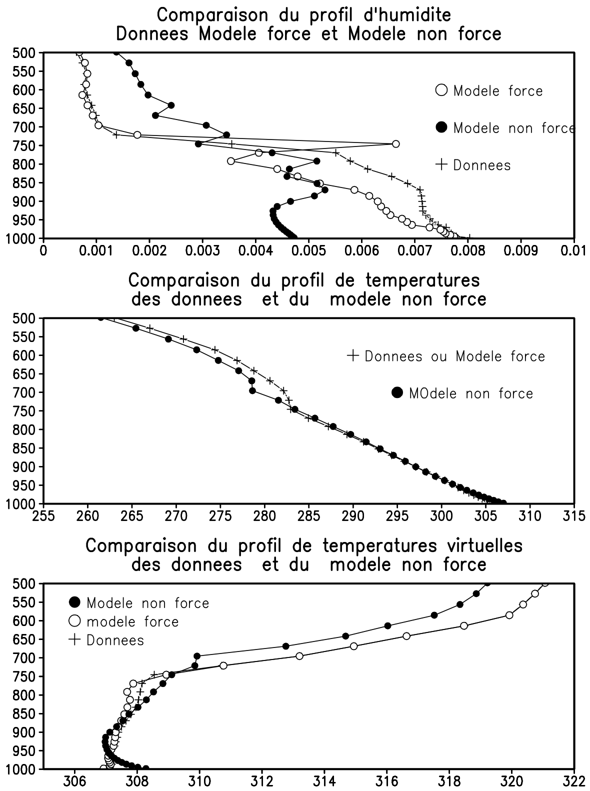

FIG. 8 – *Comparaison avec les données de l'humidité, de la température et de la température potentielle du modèle forcé et du modèle non forcé K=1,Qs=3,CD=0.01 9août à 15h*

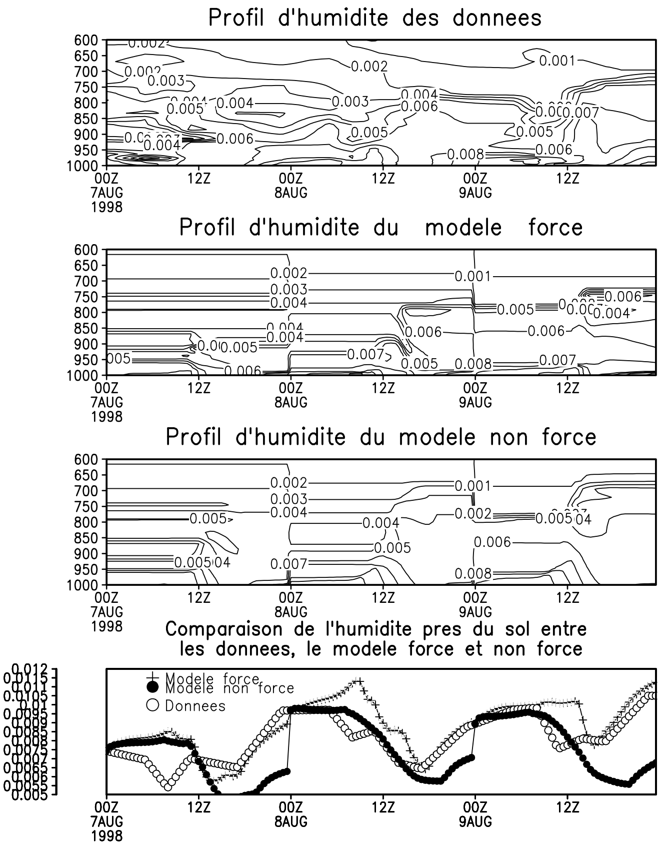

FIG. 9 – *Comparaison des profils d'humidité sur les trois jours des données du modèle forcé et non forcé (dans la première couche et toutes les couches)*

modèle non forcé même si le modèle surestime un peu la température virtuelle dans les couches supérieures. Le profil de température virtuelle est instable de midi à 18h et c'est cette insabilité qui contrôle la convection, on a donc une situation convective entre 12h et 18h. Le point de discontinuité correspond à la hauteur de la couche limite : celle-ci passe de 300 m (P=950mb) à 9h , à, 2.5 kilomètres à 15h et 18h.

La Figure 11 présente le flux de température dû à la convection "wtajs" et celui lié à la diffusion turbulente "wtvdf". Il est intéressant de noter que la composante liée à la diffusion turbulente l'emporte pour une pression supérieure à 950 mb ce qui correspond à trois cents mètres mais que pour les couches supérieures c'est la composante liée aux thermiques qui prend le dessus.

La Figure 12 montre que, comme pour le modèle forcé, le profil d'humidité au sol suit également le cycle diurne. Le profil d'humidité donné par cette figure correpsond à la simulation effectuée pour un coefficient de freinage de 10 . On peut remarquer par comparaison avec le profil de la simulation pour K=1 que l'humidité monte moins haut et correspond environ aux hauteurs des données. On peut remarquer que le modèle ne peut pas rendre compte de toutes les variations d'humidité. Le profil est plus lisse. En effet, la réalité est plus complexe et le profil des données dépend également en partie des conditions locales que le modèle ne peut pas simuler.

4.5 Critique et autres solutions

La différence principale entre les résultats des simulations et les données est sans doute le manque d'eau au niveau de la zone intermédiaire entre la couche de surface et le haut de la couche limite. Même la variation des différents paramètres testés ne permet pas de palier à cette différence.

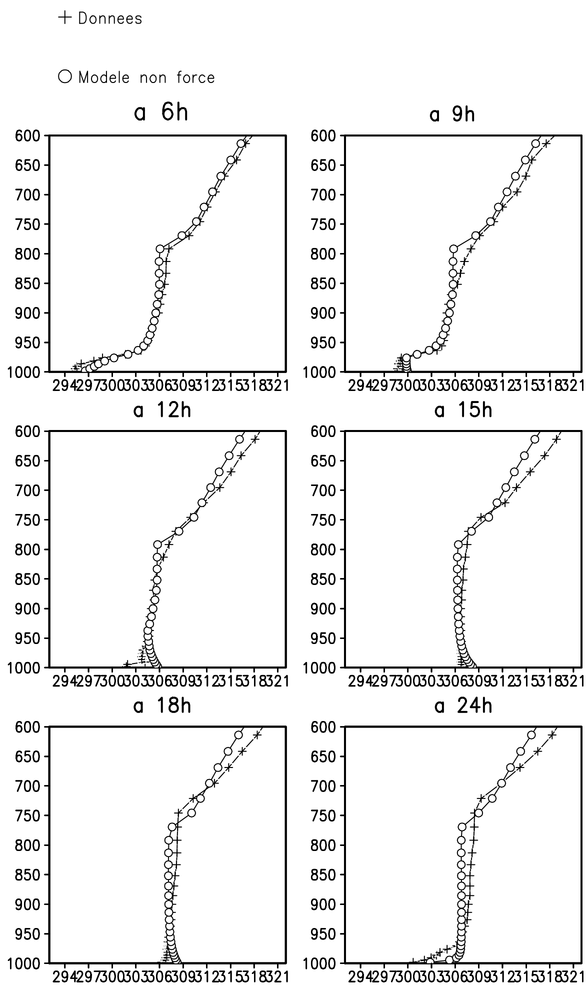

FIG. 10 – *Profils de températures virtuelles des données du modèle forcé et non forcéà 12h et 18h le 9 août (K=10,Qs=3,Cd=0.01)*

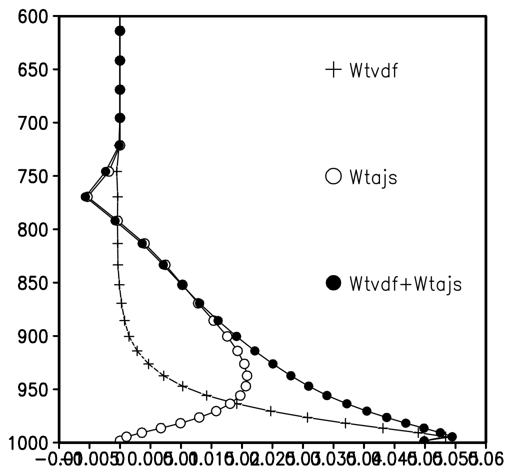

FIG. 11 – *Flux turbulents W'θ' du troisième jour pour la diffusion turbulente 'wtajs' et les thermiques 'wtvdf' en K.mm/s*

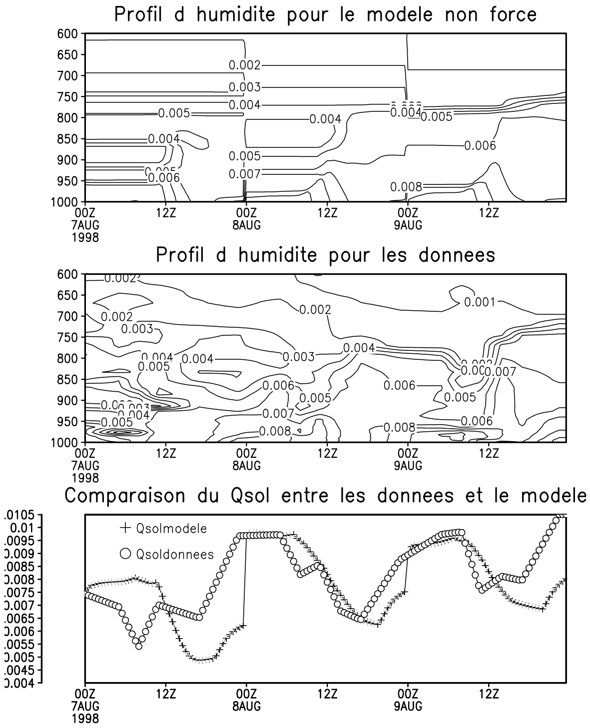

FIG. 12 – *Profil d'humidite du troisieme jour des données et du modèle non forcé (K=10,Qs=3,Cd=0.01)*

En effet, il semblerait logique d'augmenter la teneur en eau du sol pourtant cette augmentation a surtout pour effet d'augmenter la quantité d'eau au niveau de la couche de surface et de la zone d'entraînement. Peut-être, serait-il intéressant d'effectuer une simulation qui lit pour chaque pas de temps l'humidité dans la première couche donnée par les mesures de la Campagne Esquif.

Un autre problème sur cette validation est l'assèchement important observé au cours de la POI2 qui s'explique sans doute par une advection d'air sec. Ce qui fait qu'on ne peut jamais obtenir à partir de nos simulations des profils aussi secs au dessus de la couche limite. En effet, dans nos simulations nous négligeons toute advection de masse d'air extérieure or c'est bien ,dans la réalité, cet apport d'air sec qui explique ces profils plus secs.

Sur la figure 3, au profil de 17h, il existe un V qui n 'est pas présent sur le profil des données. On pourrait l'expliquer en supposant qu'au début de l'activation des thermiques, ces derniers montent de l'air humide alors que c'est de l'air plus sec qui redescend. Les thermiques sont rapides et monteraient donc rapidement de l'humidité à leur sommet alors que la subsidence est graduelle et descendrait de l'air sec essentiellement dans les couches supérieures de la couche limite. Au cours du temps, la convection tend à homogénéiser cette situation. Même si à 17h les données ne présentent pas ce V, il est visible dans un profil des données vers le milieu de journée du premier jour de la POI2.

5 Comparaison avec d'autres modèles de couche limite

5.1 Le modèle simple de diffusion turbulente

Dans ce modèle seul le principe de diffusion turbulente détaillé dans le premier chapitre est utilisé. Dans ce cas, l'humidité monte bien moins haut et elle est essentiellement localisée au niveau du bas de la couche limite. D'autre part, les flux de température sont également localisés á la surface même si l'intensité de wtvdf est plus importante.

5.2 Le modèle avec contre gradient

Dans ce modèle, on utilise un gradient critique que l'on soustrait au gradient de température potentielle. On peut ainsi avoir du transport dans une atmosphère stable : C'est un modèle non local. Il permet un transport turbulent plus haut que celui du simple modèle de diffusion turbulente et c'est celui qui est actuellement utilisé dans les simulations 3D.

Le flux de température s'écrit :

$$F_\theta = K * (\frac{d\theta}{dz} - \Gamma)$$

où Γ est le gradient critique.

D'autre part, les coefficients de mélange de la diffusion turbulente sont beaucoup plus importants dans un modèle de couche limite classique (avec contre-gradient) que dans le cas des thermiques. Par contre, comme le montre la figure (Figure 13), les flux de température comme d'humidité sont inférieurs dans une simulation sans thermiques.Dans ce cas, les flux sont essentiellement limités à la couche de surface ou tout au moins aux 100 ou 200 premiers mètres de l'atmosphère contrairement au modèle en présence de thermiques qui permet d'apporter de l'eau dans les couches plus hautes. Les bilans sur l'humidité montrent qu'il n'y a pas assez d'eau par rapport aux données. La Figure 14 montre que l'ancien modèle n'est pas capable de simuler la répartition de l'humidité proposée. Seule la répartition dans les basses couches est bonne. D'autre part, le cycle diurne de l'humidité près du sol n'est pas bien modélisé par l'ancien modèle. Il est même contraire à celui observé. Notons enfin que ces simulations ont été effectuée sur une grille différente puisqu'elle ne comporte que 19 niveaux. La simulation la plus proche a un Qs plus fort (Qs=10) que pour les simulations forcées à 60 couches. C'est le seul paramètre qui est changé puisque Cd=0.01 et K=1.

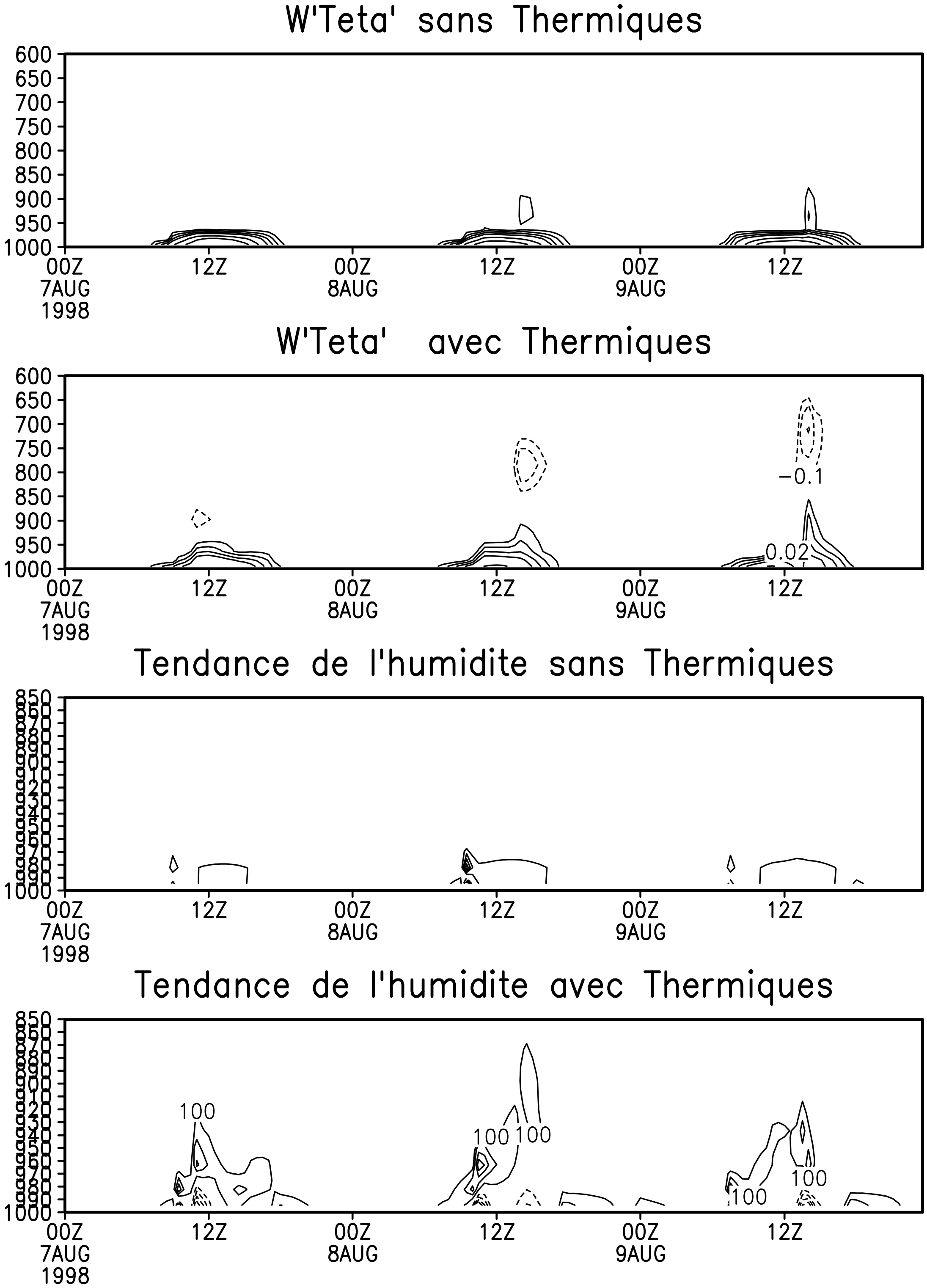

Fig. 13 – *Flux dus à la diffusion turbulente*

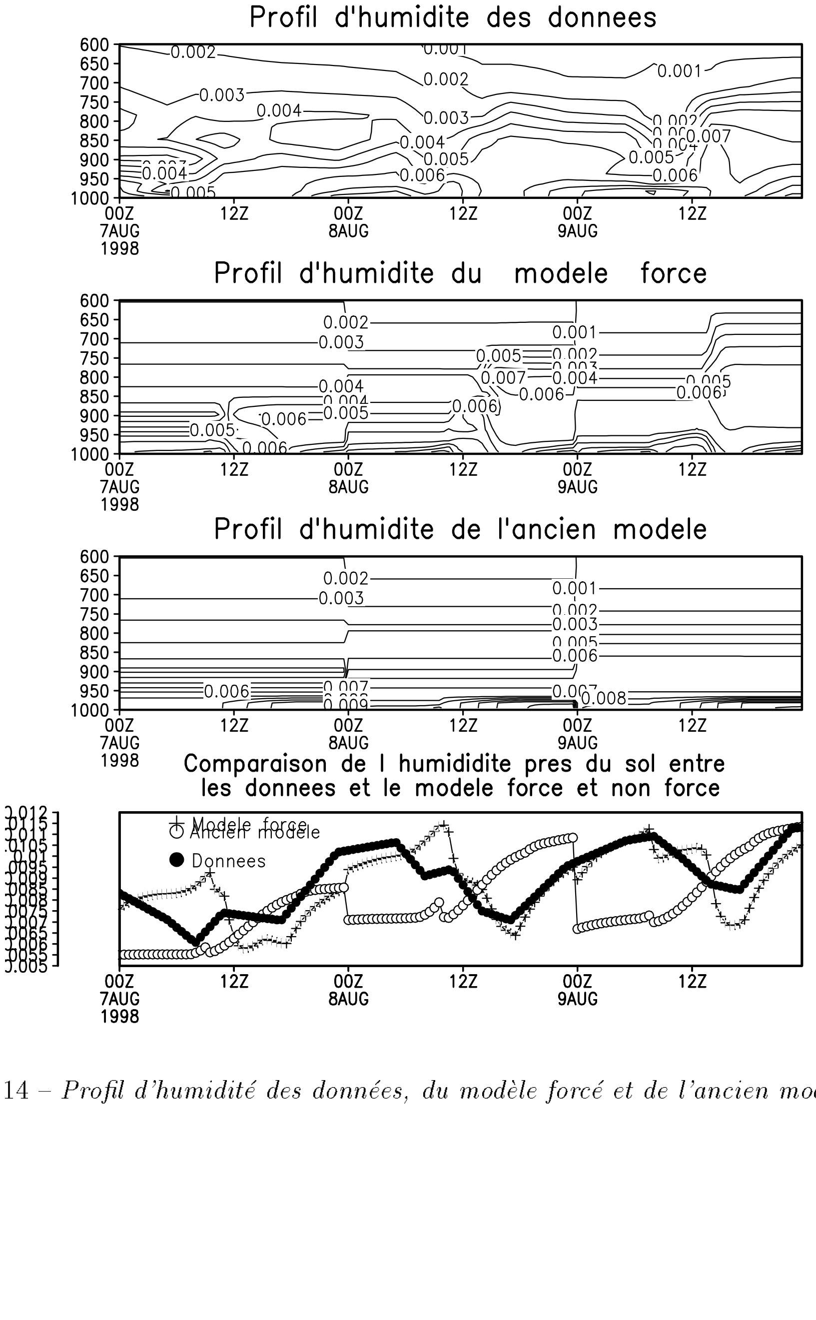

FIG. 14 – *Profil d'humidité des données, du modèle forcé et de l'ancien modèle*

Conclusion

Le modèle permet de bien simuler la structure de la couche limite qui était particulièrement bien développée lors des trois jours de la POI2. Le modèle des thermiques semblent donc être adapté à ces situations de développement de la couche convective où il n'y a que peu de vent ce qui limite les apports d'air extérieur. Les comparaisons entre une simulation avec un modèle de couche limite classique et celle en présence de thermiques indiquent clairement que la nouvelle paramétrisation est indispensable pour rendre compte des hauteurs de couche limite remarquées lors de l'évènement de la POI2. Enfin, une des limitations de ces simulations 1D est sans doute l'impossibilité de rendre compte d'une advection d'air. Nous avons vu notamment qu'au cours de la POI2, une advection d'air sec entraînait un assèchement des profils que le modèle n'est pas capable de simuler. Même si le deuxième jour présente une intensité du vent non négligeable (de l'ordre de 6 à 7 m.s-1), les simulations forcées se comportent bien. Il faudrait encore ajuster le modèle puisqu'il ne simule pas encore une assez grande quantité d'eau au niveau de la couche intermédiaire comme si les thermiques ne déposaient pratiquement pas d'humidité dans les couches intermédiaires mais libéraient l'eau essentiellement à leur sommet.

Il serait intéressant de tester cette paramétrisation sur d'autres situations notamment, par exemple, la campagne de Trappes qui se déroulait également pendant l'été 1998 et a mesuré des vitesses ascendantes à partir de vols planeurs . Un autre problème se pose à savoir si ce modèle est encore valable en dehors des périodes particuliéres d'été. Enfin, une fois cette nouvelle paramétrisation validée, il serait intéressant de l'inclure dans les programmes de simulations 3D permettant de tester la paramétrisation couplée à la dynamique horizontale dans le cadre du modèle de circulation. Notons cependant que le passage à une simulation 3D pose différents problèmes. Il devient nécessaire de prendre en compte les conditions limites, les colonnes ne sont plus indépendantes. D'autre part, il faut également résoudre la géométrie des cellules de convection. Une fois ce problème résolu, la nouvelle paramétrisation 3D serait particulièrment adaptée aux simulations qui visent à résoudre des problèmes de transports de polluants En effet, on peut considérer que le transport des espèces chimiques s'effectue suivant le même mode que l'eau et que donc, dans des situations de développement important de la couche convective, ces espèces seraient transportées plus haut dans la couche limite et ce très rapidemment. Dans ce contexte, il serait intéressant d'analyser le transport d'espèces chimiques comme l'O_3 ou les oxydes d'azote effectué par cette nouvelle paramétrisation durant la POI2 et de le comparer aux données de la campagne Esquif.

Références

[1] A non-local closure model for a vertical mixing in the convective boundary layer-J.E PLEIM and J.S CHANG-Atmospheric Environment-vol 26A n6 p965-982-1992

[2] Description algorithmique d'un ensemble de paramétrisations physiques-Phylmd-Zhao Xin LI- 21 fev 1997 -LMD-CNRS

[3] Development and Testing of a Surface Flux and Planetary Boundary Layer Model for application in Mesoscale Models-J.E PLEIM and XIU-Journal of Applied Meteorology-vol 34-January 1995-p16-33

[4] Mesoscale Shallow Convection in the Atmosphere- B.W.ATKINSON and J.Wu ZHANG-Review of Geophysics 34,4-novembre 1996-p403-431

[5] Etude expérimentale et théorique de la couche limite atmosphérique en Agglomération Parisienne-L.Menut-Thèse-15 Dec 1997

[6] Rapport de la Campagne Esquif-Premier bilan -1er octobre 1998