Julien Charreau
Magistère de Sciences de la Terre

Influence de la paramétrisation de la couche limite sur le cycle diurne du CO_2

Stage de 1ère année de magistère
effectué sous la direction de Frédéric Hourdin
au laboratoire de Météorologie Dynamique

Table des matières

Remerciements

Je tiens à remercier tout particulièrement Frédéric pour m'avoir proposé ce stage si intéressant et pour m'avoir si bien encadré. Je voudrais remercier également Fleur pour son aide précieuse et sa gentillesse. Enfin je remercie Michel Ramonet et Phillipe Ciais du L.S.C.E pour nous avoir fournie toutes les données et pour avoir répondu à mes nombreuses questions.

Introduction

Le CO_2 constitue le principal gaz à effet de serre influencé par les activités humaines. La compréhension du cycle global du carbone est donc primordiale pour la prévision et la modélisation des climats du futur. Mais les processus d'échange entre l'atmosphère et la terre, ainsi que les différents puits et sources en CO_2 à la surface du globe, sont mal connus. Le projet international EUROSIBERIAN FLUX, regroupant huit laboratoires européens dont le L.S.C.E, avait pour but de mieux comprendre ces processus. Les differents organismes de recherche ont réalisé des series de mesures (notamment sur les traceurs) sur plusieurs sites répartis en Europe et en Russie. Le stage s'est ainsi effectué sur la base de données acquises à TVER, près de Moscou, en juillet 1998. L'objectif était de mieux comprendre l'influence de la paramétrisation de la couche limite sur le comportement du CO_2 et son cycle diurne. Apès avoir présenté la couche limite, nous détaillerons les principales données et les méthodes d'acquisition de ces dernières. Enfin nous présenterons le modèle utilisé lors de ce stage et les modifications apportées, avant de montrer les résultats obtenus.

1 La Couche Limite

1.1 Définition et structure

La couche limite est en quelque sorte l'interface entre l'atmosphère et la Terre. C'est donc la partie de la Troposphere (0-15km d'altitude) qui est directement influencée par la surface terrestre. Elle est sensible aux échanges turbulents avec la surface et au cycle diurne (alternance jour-nuit). Il existe deux sources de turbulence. La première, dynamique est due au frottement des vents sur le sol. La seconde est thermique : le chauffage au sol crée des cellules de convection, avec des ascendances relativement concentrées (les "thermiques") compensées par une subsidence plus lente. La nature du sol, de part sa rugosité (relief, plaine, forêt...), son inertie, son humidité, sa température, est donc prépondérante. De plus la couche limite a pour particularité de réagir très vite aux contraintes imposées par le sol : les temps mis en jeux sont de l'ordre d'une heure voir moins. C'est pourquoi l'alternance rapide de températures chaudes et froides, dues au cycle diurne, est si importante. La couche limite est structurée verticalement. On peut distinguer trois couches aux caractéristiques différentes:

- la couche de surface qui représente dix pour cent de la couche limite.
- la couche convective.
- la zone d'entrainement au dessus de laquelle se trouve la troposphère libre.

La hauteur de la couche limite, est très variable. Quelques centaines de mètres la nuit et plusieurs kilomètres le jour. De même, la convection étant plus forte pour des températures chaudes, la couche limite s'étendera en moyenne plus haut en été qu'en hiver.

1.2 Paramétrisations

Les mouvements turbulents sont très petits (quelques mètres à quelques Km) devant la circulation atmosphérique globale. Or la modélisation globale ne considère que des moyennes sur une maille bien trop grande devant ces mouvements. Cependant il est important de les prendres en comptes. Localement le vent vertical et la variable q peuvent se décomposer :

$$w = \overline{w} + w'$$

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

où $\overline{w}$ et $\overline{q}$ représentent les moyennes de grande echelle, w' et q' correspondant aux perturbations locales. Pour connaitre le transport wq localement il est nécessaire de calculer les flux w'q'. Le transport total d'une quantité q, $\overline{wq}$ peut se décomposer en un transport par la circulation grande échelle $\overline{w}\ \overline{q}$ et un flux turbulent $\overline{w'q'}$:

$$\overline{wq} = \overline{w} * \overline{q} + \overline{w'q'}$$

La paramétrisation de la couche limite calule $\overline{w'q'}$ à partir des variables grande échelle.

1.2.1 La diffusion turbulente

Au premier ordre la turbulence tend à melanger et à homogénéiser les éspèces. Une des approches les plus simples de la couche limite consiste à plaquer l'image d'un mélange par de petites cellules. Le flux d'un paramètre ne depend que de son gradient local :

$$F = \rho * \overline{w'q'} = \rho * K_z \frac{\partial q}{\partial z}$$

où K_z est le coefficient turbulent et w' est la perturbation de vent.

Cette approche local reste valide tant que la longueur caractéristique des échanges verticaux est inférieure aux variations verticales de la variable considérée.

1.2.2 Les Thermiques

Les thermiques sont des cellules de convection de type méso-echelle. Les vitesses verticales sont de l'ordre du m/s. Ces figures convectives ont une hauteur de un à deux kilomètres de haut et s'étendent horizontalement sur plusieur dizaines de kilomètres. La hauteur est principalement determinée par l'inversion de la temperature potentielle. Il existe de la convection sous forme de rouleaux. Ceux-ci se forment par "enroulement" de cellules sous l'action dynamique des vents. Une paramétrisation de ces thermiques a récement été développée au L.M.D (Hourdin et al.,2000). Dans ce modèle on considère une seule colonne ascendante avec une grande subsidence compensatoire afin d'avoir un flux de masse nul:

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

La vitesse dans l'ascendance est calculée à partir de la flotabilité:

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

La température potentielle θ correspond à la température d'une parcelle d'air si on l'amenait adiabatiquement de sa pression P(z) à la pression de surface .

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

La flottabilité exprime le fait qu'une particule d'air chaud dans un environnement froid a tendance à monter et inversement pour une particule d'air froid dans un environnement chaud. Elle permet donc de calculer la vitesse verticale. La température potentielle met également en évidence la stabilité de l'atmosphère. Un gradient vertical négatif indique une instabilité alors qu'un gradient positif ou nul correspond à une atmosphère stable. La paramétrisation correspond à une approche non locale car les gradients locaux sont petits devant l'echelle de la turbulence.

2 Les Données : la Campagne RUSSE

L'acquisition des données s'est déroulée du 24 juillet 1998 au 2 août 1998, par 56 degrés de latitude et 33 degrés de longitude. Il s'agit d'une région de forêt(Taiga), soumise à un climat continental et sous l'influence des zones industrielles et océaniques de l'ouest. Cette campagne comprend l'acquisition de données au sol et de profils verticaux.

2.1 Les Données au sol

Les mesures au sol sont obtenues grâce à une tour de 25 mètres de hauteur. Celle-ci permet de placer les instruments de mesures à deux mètres au dessus de la canopée. Cela presente un grand intérêt, notamment pour quantifier les flux sortants de la Taiga et pour déterminer les concentrations de molecules inportante comme le CO_2 et l'eau. Les flux sont mesurés par la methode Eddy-correlation flux. Il s'agit de mesure haute fréquence(1 à 10 Hz) de la concentration et de la vitesse verticale permettant de calculer les termes $\overline{w'q'}$.

Par cette méthode les chercheurs ont pu connaitre l'évolution de plus de 48 paramètres au cours de ces huit journées. Une grande partie de mon travail a donc été l'extraction et le traitement de ces données afin d'obtenir des graphiques interpretables. La figure 1 présente les variables permettant de décrire la météorologie lors de ces huit jours :

- la température. L'acquisition des données de température ne s'est faite qu'à partir du 26 juillet. La température moyenne commence par baisser entre le 26 et le 28 juillet perdant près de cinq degrés. Puis il fait plus chaud et la température moyenne se stabilise à 20 degrés à partir du 30 juillet. Dans la journée du 29 la température est maximale et atteint environ 27 degrés. Il faut noter également la journée très froide du 30 juillet. Enfin l'amplitude du

cycle diurne entre les températures froides de la nuit et les températures chaudes du jour est en moyenne de 10 degrés.
– la pression. On note le passage d'une grosse dépression entre le 28 juillet et le premier août.
– la pluie. Les précipitations durant cette campagne furent absentes si ce n'est dans la nuit du 39 au 30 juillet, ou 2mm d'eau sont tomber, et au matin du 1 er aout.
– l'humidité specifique: c'est la quantité d'eau contenue dans l'air. On peut voir une baisse importante (6%) de l'humidité dans la journé du 26 juillet. Elle se stabilise alors autour de 8% puis augmente brutalement le 29 pour atteindre 14% avant de se maintenir autour de 12%.
– les vents. Le regime des vent change complètement à partir du 25 juillet. Le vent qui était jusque la SE-NW tourne et devient NW-SE j'usqu'au 28 juillet avec une vitesse de 1.5 m/s. En août le vent vient globalement du sud.
– le flux solaire en surface. Cette grandeur correspond au flux solaire net reçu au sol. Celui-ci, dans une atmosphère sans nuage est théoriquement bien connu. L'étude de cette variable nous permet de connaitre la fraction nuageuse de l'atmosphère. Or le flux solaire est attenue de 20% environs. Il y a donc beaucoup de nuages surtout les 26, 27, 29 et 30 juillet.
– l'évaporation. Il s'agit plus précisement du flux de vapeur d'eau. On peut voir l'importance du cycle diurne avec une amplitude qui varie peu au cours du temps.
– l'humidité relative. C'est le rapport entre l'humidité spécifique et l'humidité saturante. Cette dernière represente la capacité de l'air à contenir de l'eau. Encore une fois on remarque l'importance de l'alternance jour-nuit avec une amplitude de près de 50%. L'air est relativement saturé en humidité près de 90% en moyenne la nuit.

L'ensembles des données decrites ci-dessus permettent de caractériser la météorologie lors de cette campagne. Tout d'abord on peut remarquer l'anticorrelation entre le vent zonal et l'humidité specifique. On peut donc supposer l'arrivée d'un front froid et sec entre le 25 et le 28 juillet. L'arrivée de ce front contribuant à l'instabilité déjà importante de la région (beaucoup de nuages). On peut ainsi supposer un orage dans la nuit du 39 au 30 juillet avec beaucoup de pluie. Si on regarde les analyses du Centre Européen pour les Prévisions Météorologique à moyen terme, on retrouve bien l'arrivé de cette masse d'air. L'air advecté est plus froid et plus sec(cf fig 2,3 et 4), il provient du Nord-Ouest près de la mer.

Les chercheurs du L.S.C.E ont également mesuré le flux sortant de CO_2 ainsi que sa concentration (cf fig 5). On peut remarquer l'importance du cycle diurne. Le jour le CO_2 est absorbé par la végetation du fait de la photosynthèse. En revanche la nuit il est rejeté dans l'atmosphère car les plantes respirent. Ils ont également mesuré les concentrations d'un autre traceur, le Radon, et ceci sur les mêmes périodes d'observation.

2.2 Les Données avion

Les profils verticaux ont étés obtenus grace à des vols avion les 24,28,29,30 et 31 juillet 1998. Ils avaient pour but d'obtenir des données dites météorologiques : l'humidité, la température, et la pression. Ce qui permet de calculer la température potentielle,la température potentielle virtuelle et l'humidité relative. L'acquisition s'est faite entre 0 et 3000 mètres avec de nombreux paliers successifs. Chaque jour l'équipe a effectué deux series de mesures : la première entre 4 et 6 heures G.M.T soit 6 et 8 heures locale, la seconde entre 8 et 9 heures G.M.T (sauf le 30 juillet ou elle s'est déroulée entre 14 et 15 heures G.M.T). D'autres serie de vols ont permis d'obtenir des données sur les traceurs : leurs concentrations en altitude et les rapports isotopiques. On possède ainsi de nombreuses informations sur le CH_4,$13O_2$C,le CO_2 ... Les mesures in-situ de CO2 ont été réalisées grace à un licor6251 qui est un spectrophotomètre d'absorption. On obtient des profils verticaux à des heures differentes de la journée. Les profils de CO_2 (fig 6) montrent l'importance du cycle diurne. Au sol les concentrations en CO_2 varient entre 370 et 400 ppm le matin pour atteindre 350 ppm en moyenne dans l'après-midi. Le CO_2 est consommé par la photosythèse dans la journée. Dans la journée la couche limite est bien developpée et permet un transport vertical qui tend à mélanger. C'est pourquoi les concentrations sont bien homogénéisées jusqu'à 2 km. En revanche la nuit le CO_2 s'accumule près du sol car la couche limite est plus basse et le transport moins efficace.

3 La modélisation

3.1 Le modèle utilisé

L'ensemble des études ont été réalisées grace a une version simplifié du modèle de circulation générale atmosphérique du L.M.D. Celui-ci presente deux parties :

- une partie dynamique, qui intègre dans le temps et sur une sphère les équations de Navier-Stokes. Elle permet des études à l'échelle du globe, en 3 dimensions.
- un jeu de "paramétrisation physique": transfert radiatif, couche limite,convection, nuages etc..Dans cette partie l'atmosphère est vue comme une succession de colonnes verticales indépendantes les unes des autres.

Pour ce stage l'utilisation du modèle s'est limitée à la partie 1D, avec une version modifiée et validée par Fleur Couvreux sur la campagne ESQUIF (projet de recherche sur la pollution de Paris). Cependant les caractéristiques des données Russes étant différentes de celles d'ESQUIF il a été nécessaire de réaliser quelques petites modifications au programme principal du modèle 1D.

3.2 Les Forcages du modèle

3.2.1 Initialisations

Afin de bien rendre compte des conditions météorologiques il était important de préscrire au modèle les profils initiaux de température et d'humidité(cf fig7). Une partie de mon travail, lors de ce stage, a donc été l'initialisaton de ces paramètre dans le programme principal du modèle 1D. Pour cela on a considéré à la fois les profils verticaux mesurés de ces variables le 24 juillet et les profils donnés par une simulation 3D sur les mois de juillet et aout. En effet les profils verticaux mesurés en Russie ne sont pas établis jusqu'au sommet de l'atmosphère.

3.2.2 Préscription du flux de CO_2 au sol

On voulait pour cette étude préscrire de façon simple le flux de CO_2 en surface, liée aux phénomènes de photosynthèse et de respiration. Pour cela nous avons suivi deux approches. Dans la première on retient une dependance linéaire par rapport au flux solaire. Le flux de CO_2 s'écrit sous cette forme :

$$F_{\mathrm{CO_2}}(t) = \alpha F_{\mathrm{sol}}(t) - \beta$$

où F_{sol} (t) représente le flux solaire au sol à un instant t, α=0.4 (USI) et β=27 W/m2 La seconde impose un flux de CO_2 fonction sinusoidale du temps :

$$F_{\mathrm{CO_2}}(t) = A\cos(2\pi t)$$

où A=11 (USI) On peut voir la très bonne corrélation entre le flux de CO_2 mesuré et les modèles proposés (cf fig 8). Le modèle de photoréspiration choisi pour les études correspond à la seconde approche.

3.2.3 Les forcages grande échelle

Le modèle peut, à partir des seules initialisations du 24 juillet, calculer l'ensemble des paramètres jusqu'au 1er aout. Mais la modélisation obtenue ne correspond pas parfaitement aux observations. Il est nécessaire de tenir compte de l'advection grande échelle et notamment de l'arrivée du front froid et sec provenant du nord-ouest. En effet le modèle 1D du L.M.D calcule l'ensemble des paramètres physiques dans une colonne isolée. L'impact du transport grande échelle doit donc lui être spécifiées. Le taux de chauffage peut s'écrir de cette manière :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \alpha(t)V(z)\frac{\partial T}{\partial y}$$

- $\frac{\partial T}{\partial y}$ représente un gradient horizontal typique de la température. On l'a fixé à 10K/km.
- V(z) est le vent horizontal de grande échelle dont le profil vertical est arbitrairement fixé (cf fig 9).
- α (t)est un coefficient qui depend du temps (cf fig 9) permettant de rendre compte de l'évolution de l'humidité spécifique observée par le Centre Européen (cf fig 3).

On se rend compte sur les données qu'une arrivée d'air froid correspond à une arrivée d'air sec en terme d'humidité spécifique. En revanche, l'humidité relative est moins affectée. On peut donc supposer en première approximation qu'elle varie peu horizontalement :

$$\frac{\partial q/q_{\mathrm{s}}}{\partial y} \simeq 0$$

On peut alors calculer la tendance en humidité spécifique:

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \alpha(t)V(z)\frac{\partial q}{\partial y}(z) = \alpha(t)V(z)\frac{\partial((q/q_{\mathrm{s}})q_{\mathrm{s}})}{\partial y}$$

On obtient:

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \alpha(t)V(z)\frac{q}{q_{\mathrm{s}}}\frac{\partial q_{\mathrm{s}}}{\partial y}$$

Finalement on a :

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \alpha(t)V(z)\frac{q}{q_{\mathrm{s}}}\frac{\partial q_{\mathrm{s}}}{\partial T}\frac{\partial T}{\partial y}$$

où q_{s} est l'humidité de vapeur saturante.

3.3 Les résultats

3.3.1 Couche limite convective

Nous avons effectué une première simulation (cf fig 10) avec le schéma des thermiques. Il a été nécessaire pour cela de régler un certain nombre de paramètres :

- l'inertie thermique du sol qui contrôle directement l'amplitude du cycle diurne du sol. Elle a été réglée à 2500(USI). A noter que ne disposant pas de modèle spécifique de la Taiga, la surface du modèle est assimilée en pratique au sommet de la cannopée.
- l'hydrologie du sol Q_{sol} qui est representée par un modèle de seau d'eau dont la capacité est 150 mm. Toute l'eau dépassant cette valeur maximale est considérée comme perdue en ruissellement. Ici on a fixé la hauteur du réservoir à Q_{sol}=5.
- la longueur de rugosité du sol fixée à 2 mètres.

Lors de cette étape, qui visait à obtenir des résultats cohérents avec les données, on s'est concentré sur les variables dites météorologique : humidité specifique, évaporation, température. Or on obtient tout de même une concentration en CO_2 au sol très proche des données. Ceci permet une validation indépendante du modèle. Enfin on voit bien l'importance du cycle diurne sur les profils de CO_2 (cf fig 11). Dans la journée la concentration en CO_2 est plus faible près du sol en moyenne 355 ppm. De plus elle varie peu avec l'altitude. Le doixide de carbone est donc bien homogénéisé. La nuit la concentration atteint près de 390 ppm. Mais le mélange suivant la verticale est moins important, puisqu'à 500 mètres d'altitude on retrouve une valeur plus faible de 360 ppm. Ceci montre bien un contraste important, au niveau du transport verticale, entre le jour et la nuit.

3.3.2 Couche limite locale

Pour la seconde simulation on a changé uniquement le schéma de couche limite en utilisant le schéma locale original du LMD-Z (cf fig 13). On remarque tout d'abord une amplitude du cycle diurne, pour toutes les variables sauf la pluie, beaucoup plus faible. La concentration en CO_2 varie de 20 à 30 ppm entre le jour et la nuit contre 35 à 50 ppm dans le schéma précédent. De même l'humidité relative a une amplitude moyenne de 30%. Mais si pour le CO_2 les concentrations baissent la nuit et augmentent le jour, pour la température et l'humidité relative c'est principalement la nuit qu'elles sont plus fortes. Le jour elles restent semblables aux données et au modèle convectif. Les profils verticaux de CO_2(cf fig 12) mettent également en évidence une amplitude plus faible du cycle diurne. Si le jour les concentrations sont semblables à l'autre modèle, la nuit les concentrations au sol sont plus faibles et ne dépassent pas 370 ppm. On peut supposer un transport plus efficace la nuit.

Par consequent le choix de la paramétrisation de la couche limite possède une influence importante sur la concentration du CO_2 au sol. Cette dernière dépend de deux facteur, l'intensité de la photoréspiration d'une part et l'efficacité du transport vertical d'autre part. Dans le cas d'un schéma local le transport est beaucoup moins contrasté entre le jour et la nuit.

3.4 Problème d'inversion du CO_2

Le problème de l'inversion du CO_2 est abordé dans la notion de "rectifier effect". L'inversion du CO_2 consiste, à partir de concentrations locales, à retrouver et quantifier les sources locale. Cependant si on interprète directement, sans tenir compte du transport on obtient des sources erronées. Par exemple, dans le cas des simulations avec une couche limite locale, pour obtenir une concentration de CO_2 conforme aux donnéés on doit préscrire un flux de CO_2 au sol deux fois plus important. La source ainsi reconstitué peut donc varier du simple au double suivant le schéma de couche limite considéré.

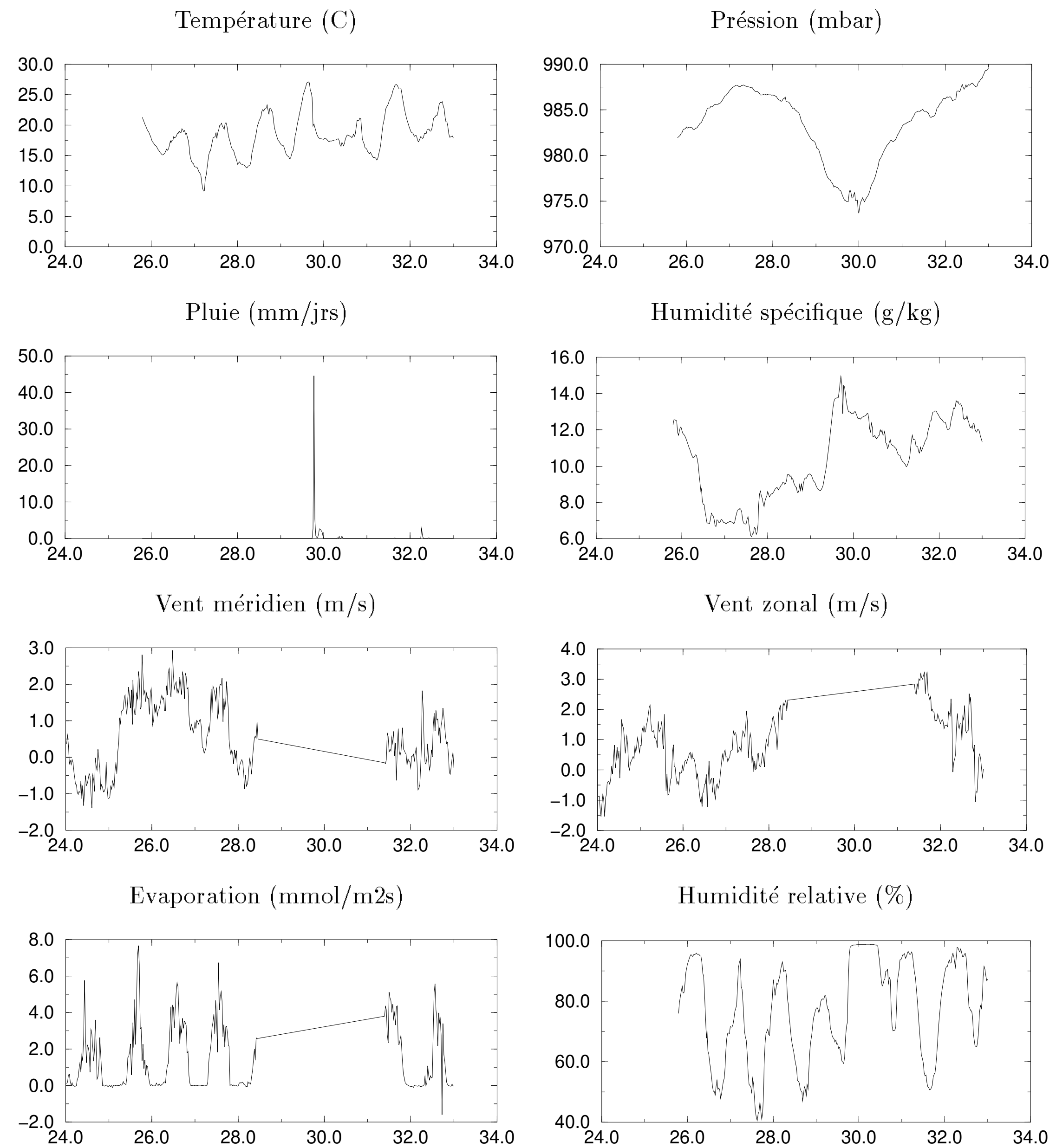

FIG. 1 – *Données météorologique entre le 24 et le 1er août (33 sur l'axe des abscisses); le vent zonale d'ouest est compté positif; le vent meridienen de sud est compté positif;*

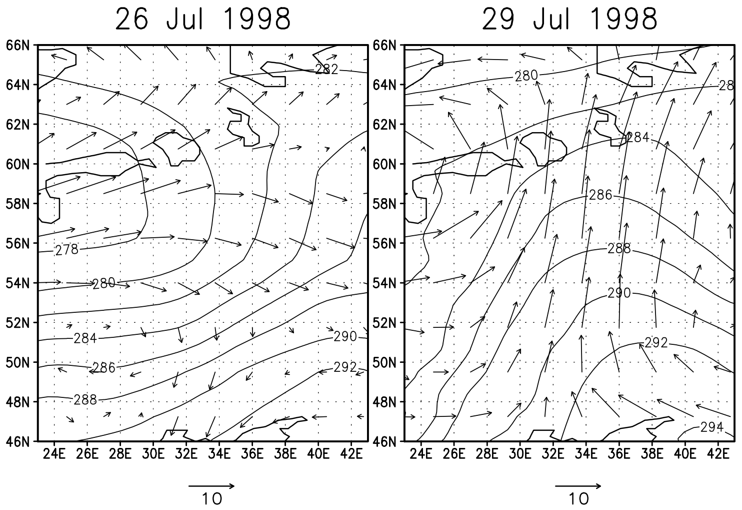

FIG. 2 – *Vent en m/s et isotempérature en K à 850 mbar; Analyses du centre Européen*

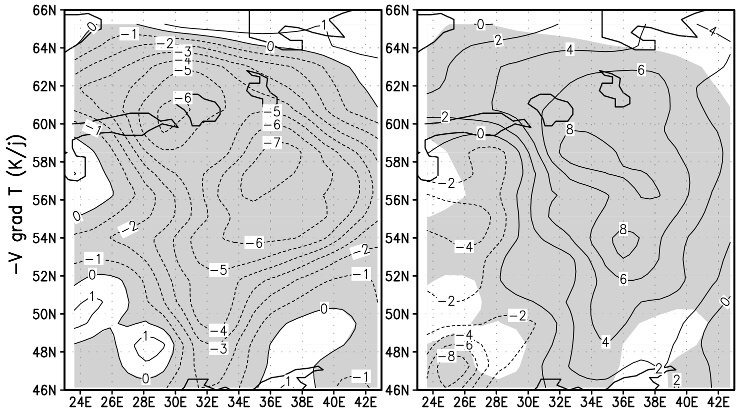

FIG. 3 – *Taux de réchauffement en K/jrs à 850 mbar du à l'advection grande échelle; Analyses du centre Européen*

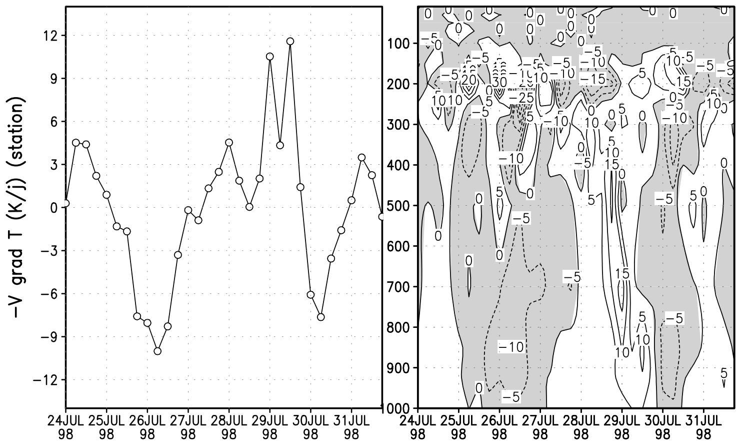

FIG. 4 – *Taux de réchauffement en K/jrs à 850 mbar et de 100 à 0 mbar; à la station d'après les Analyses du centre Européen*

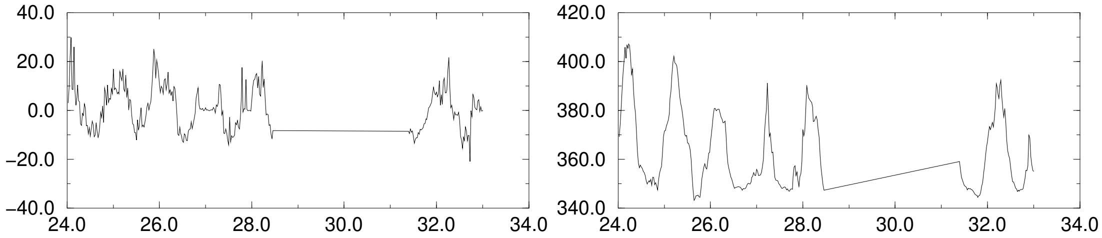

FIG. 5 – *Flux de CO_2 en mol/m2s; Concentration de CO_2 en mol/mol*

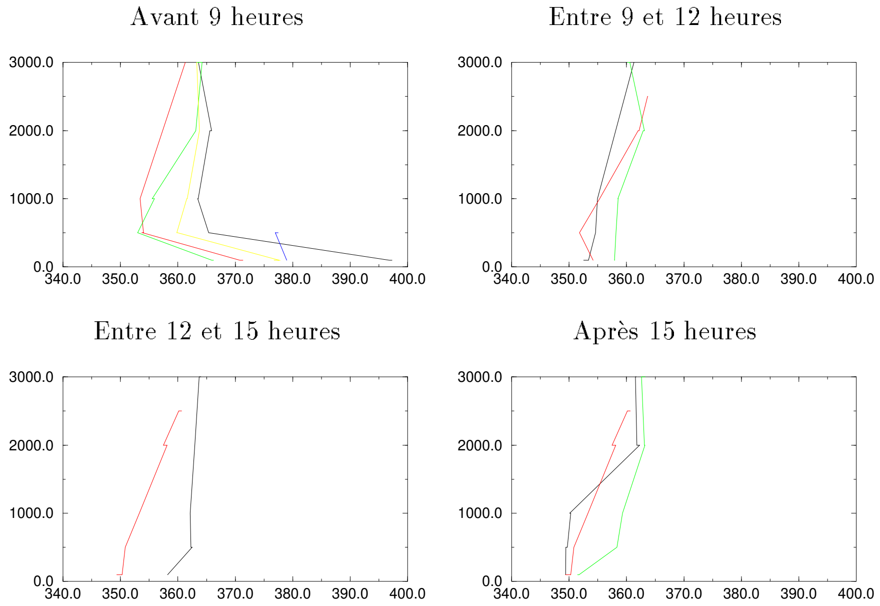

FIG. 6 – *Concentration de CO_2 en ppm en fonction de l'altitude; heures locales*

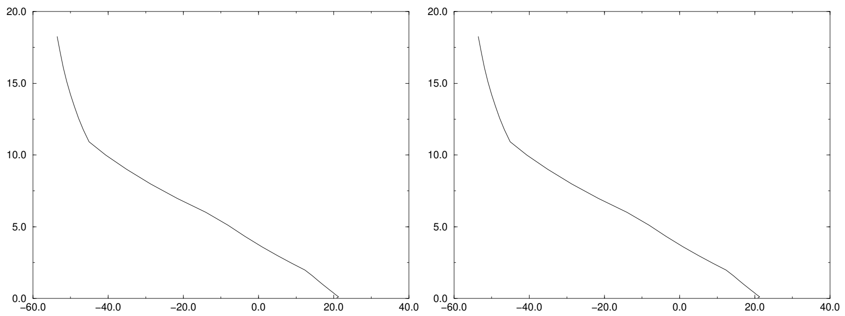

FIG. 7 – *Profils d'initialisation de température et d'humidité*

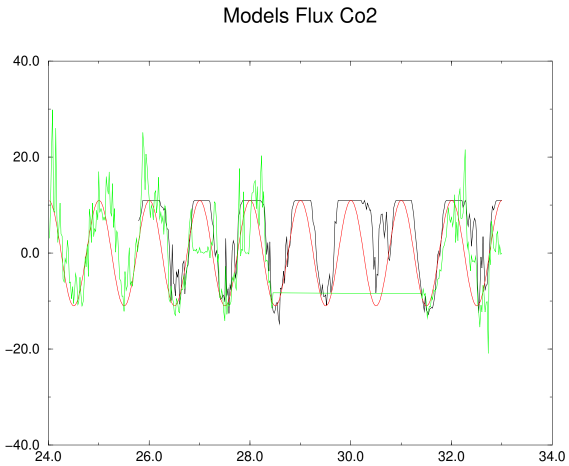

FIG. 8 – *Flux de CO_2 mesuré et modèles prèscris, en mol/mol*

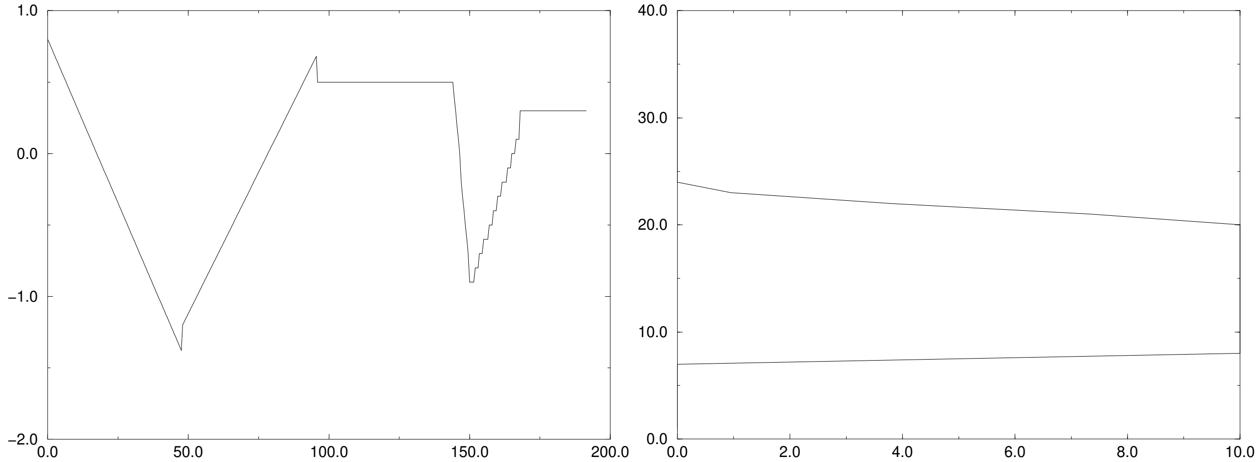

FIG. 9 – *Coefficient dépendant du temps; profil vertical initial de l'advection grande échelle, en ordonné le nombre de niveau (l'atmosphère étant divisé en 40 niveaux)*

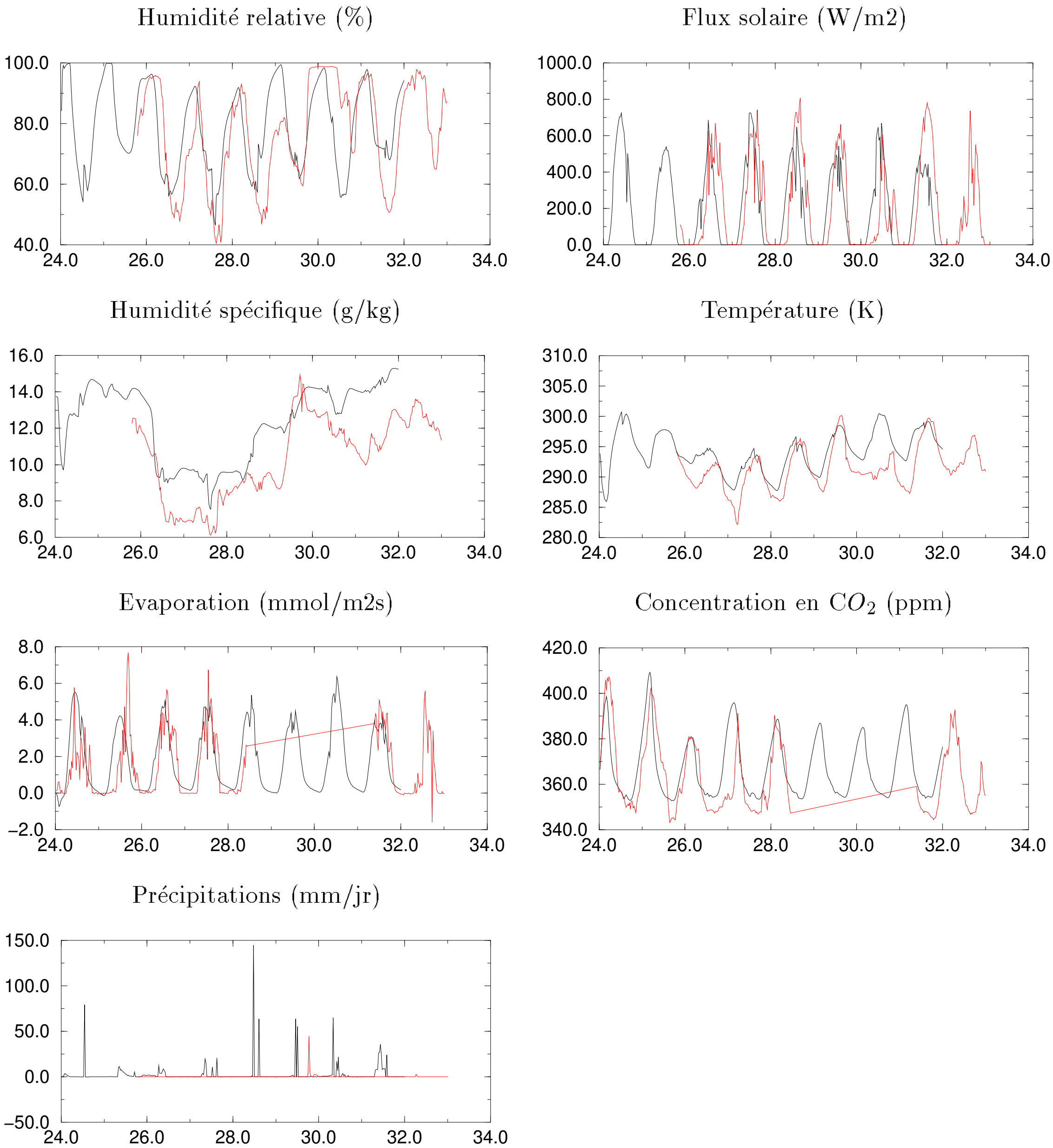

FIG. 10 – *Résultat de la simulation avec les thermiques*

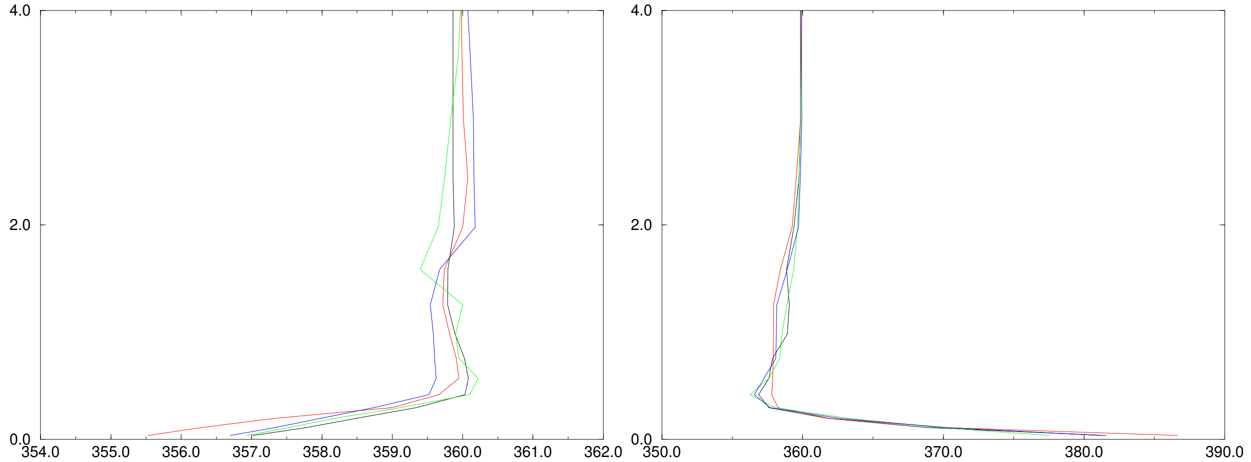

FIG. 11 – *Profils de CO_2 entre 0 et 4 km d'altitude, à midi (figure de gauche) et à minuit (figure de droite); couche limite convective*

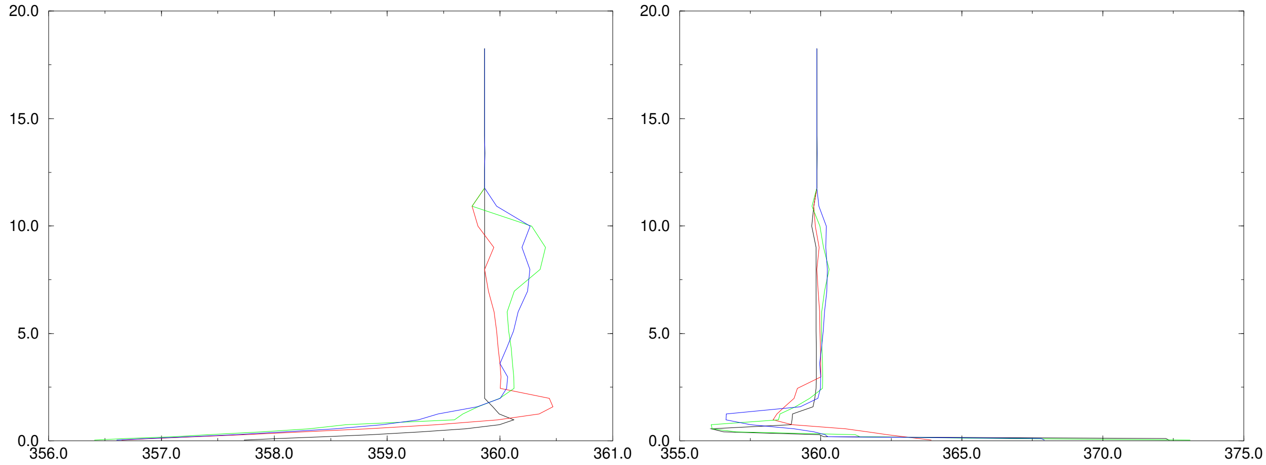

FIG. 12 – *Profils de CO_2 entre 0 et 4 km d'altitude, à midi (figure de gauche) et à minuit (figure de droite); couche limite locale*

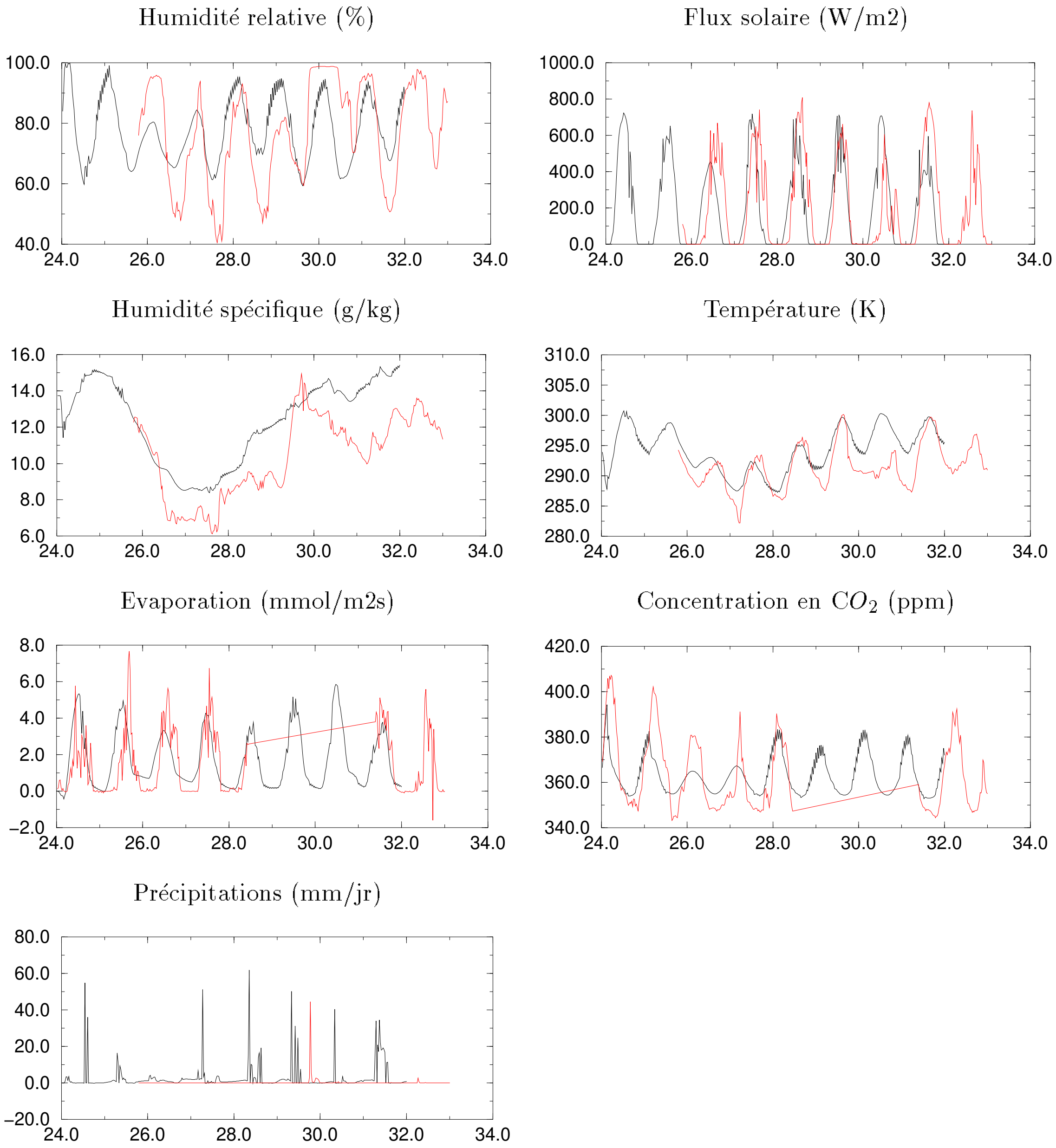

FIG. 13 – *Résultat de la simulation sans les thermiques*

Conclusion

Ce stage m'a tout d'abord permis un premier contact avec la modélisation. J'ai pu également mieux comprendre la couche limite, son importance pour les études atmosphériques près de la surface et notamment pour celles concernant le dioxide de carbone. Le modèle utilisé a permis d'aborder plusieurs problèmes. Tout d'abord si la simulation permet de rendre compte de données observées, elle nécessite de nombreux forçages. L'étude 1D de l'atmosphère ne doit pas être réalisée indépendemment des phénomènes de grande échelle. Il a permis également de mettre en évidence le problème de la paramétrisation de la couche limite et montré toute la prudence nécessaire quant aux interpretations des résultats de simulations.

Références

[1] An introduction to a Boundary Layer Meteorology-Roland B.Stull

[2] Parameterization of the dry convective layer based on a mass flux representation of thermals-Hourdin.F-Couvreux.F-Menut.L

[3] Les thermiques, cellules convectives de la couche limite atmosphérique-Couvreux.F

[4] Eurosib Report,L.S.C.E