



HAL
open science

Evaluation d'un modèle de couche limite atmosphérique 3D dans un cas homogène: application à une parcelle agricole de soja

M. Samaali

► To cite this version:

M. Samaali. Evaluation d'un modèle de couche limite atmosphérique 3D dans un cas homogène: application à une parcelle agricole de soja. Sciences du Vivant [q-bio]. Université de Provence (Aix Marseille 1), 2002. Français. NNT: . tel-02827889

HAL Id: tel-02827889

<https://hal.inrae.fr/tel-02827889>

Submitted on 7 Jun 2020

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



L'UNIVERSITÉ DE PROVENCE
ÉCOLE POLYTECHNIQUE UNIVERSITAIRE DE MARSEILLE
(DÉPARTEMENT DE MÉCANIQUE ÉNERGÉTIQUE)

N° attribué par la bibliothèque / / / / / / / / / / / / / / / /

THÈSE

pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE PROVENCE
Discipline : Mécanique Énergétique
ÉCOLE DOCTORALE : Université de Provence
présentée et soutenue publiquement par
Mehrez SAMALI
le 16 décembre 2002

Titre

**ÉVALUATION D'UN MODÈLE DE COUCHE LIMITE
ATMOSPHERIQUE 3D DANS UN CAS HOMOGÈNE : APPLICATION À
UNE PARCELLE AGRICOLE DE SOJA**

Directeur de thèse : R. OCCELLI

JURY

M. Y. BRUNET	Directeur de recherche, INRA, Bordeaux	Président
M. R. OCCELLI	Professeur, Polytech'Marseille	Directeur de thèse
Mme. D. COURAULT	Chargée de recherche, INRA, Avignon	Maître de thèse
M. P. CELLIER	Directeur de recherche, INRA, Thiverval-Grignon	Rapporteur
M. G. CAUTENET	Professeur, LaMP, Clermont-Ferrand	Rapporteur
M. M. BRUSE	Enseignant-chercheur, Université de Bochum, Allemagne	Examineur



*À mon père disparu très tôt
À ma famille qui m'a poussé jusqu'ici*

REMERCIEMENTS

Loin de l'idée classique que « *la thèse est une empreinte personnelle* », le présent travail est avant tout le résultat d'une aventure collective impliquant plusieurs personnes. Certes, lire un article, préparer une simulation, faire tourner un modèle, etc., sont des gestes individuels où le thésard est en plein face à face avec son sujet, mais le travail lui-même ne prend sens et forme que s'il est enrichi par des discussions avec des spécialistes (ou non), des lectures et relectures d'articles, de rapports d'avancement corrigés par plusieurs personnes, de présentations orales intra ou extra-labo permettant de prendre du recul par rapport à sa problématique et donc de la percevoir sous des angles et avec des zooms différents.

Je tiens à remercier vivement mon directeur de thèse **René Ocelli** pour m'avoir soutenu et appuyé tout au long de ma thèse. Ses idées pertinentes, son inépuisable enthousiasme et sa bonne humeur m'ont aidé à trouver mon chemin dans les moments difficiles. Je lui suis surtout reconnaissant pour son souci constant de l'avancement de ma thèse et son suivi continu de mon travail malgré son éloignement.

Je remercie particulièrement mes encadrants **Dominique Courault** et **Albert Oliosio** qui par leurs philosophies différentes, mais toutes aussi riches l'une que l'autre, ont su mener à bien mon encadrement. Par son sourire, sa bonne humeur, son enthousiasme, Dominique m'a toujours encouragé à surmonter les difficultés. Ses précieux conseils, son exigence, ses commentaires et ses critiques ont été très utiles pour structurer mon travail. Par sa rigueur, ses interrogations incessantes, ses idées, que ce soit dans la phase de rédaction ou dans l'avancement de ma thèse Albert m'a beaucoup apporté. Je le remercie aussi pour son humour et sa gentillesse.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance à **Yves Brunet** pour les discussions que nous avons eues sur le modèle et pour avoir aidé à prendre des orientations décisives lors des réunions du comité. Mes remerciements iront également à l'adresse de **Guy Cautenet** pour avoir accepté d'être rapporteur de ma thèse et pour les échanges téléphoniques et par e-mail que nous avons eus. Ses qualités humaines ont rendu ces échanges très agréables. Je suis reconnaissant également à **Pierre Cellier**, qui malgré ses occupations, a accepté d'être rapporteur de mon travail et a lu le manuscrit avec beaucoup d'attention.

Le Centre d'Information Régionale Agrométéorologique et Économique (CIRAME) a été impliqué dans ce travail. Je remercie **Jean-Pierre RAMEL** d'avoir suivi avec attention et intérêt ma progression.

Ich danke Dr. Michael Bruse für die Möglichkeit an seinem Modell zu arbeiten und für die bereichernden menschlichen und wissenschaftlichen Erfahrungen. Für die enge Zusammenarbeit und seine Sorgfalt, mit der viele wissenschaftliche Probleme gelöst werden konnten, bin ich sehr dankbar. Seine positiven Einstellungen, seine Begeisterung, seine Ratschläge und Empfehlungen während meiner Aufenthalte in Bochum, aber auch während der gesamten Zeit meiner Arbeit, haben mich sehr motiviert die mir anvertrauten Aufgaben zu bewältigen. Das deutsche Bier war darüber hinaus eine gute Motivation!''.

Je reste reconnaissant à **André Chanzy** de l'intérêt particulier qu'il a accordé à la progression et à la structuration de mon travail. Malgré ses occupations de directeur d'Unité, il a pu me consacrer beaucoup de son temps. Ses conseils lors des réunions de mise au point, ses commentaires sur les rapports d'avancement et le manuscrit, les orientations clés qu'il a proposées, ont apporté une réelle avancée à mon travail. Je remercie aussi **Martine Guérif** qui, par le recul qu'elle avait par rapport à mon travail, a participé à son avancement. Je la remercie également pour son côté humain et le soutien moral. **Françoise Ruget**, bien qu'elle ne soit pas directement impliquée dans ce travail, m'a souvent aidé à sortir de mon « trou » via des discussions enrichissantes. Les références bibliographiques ciblées, les guides d'utilisation de logiciels, etc. dont elle m'a fait profiter m'ont été d'une grande utilité. Merci.

Je suis reconnaissant à **Nadine Brisson** pour sa générosité, son optimisme lors de mes présentations orales, et sa disponibilité à répondre à mes questions sur les données de validation et me fournir divers documents.

Un grand merci à **Bernard Seguin** d'avoir suivi discrètement et avec intérêt la progression de mon travail. Sa confiance et son souci permanent de l'avancement de ma thèse m'ont souvent rassuré et incité à persévérer dans ma démarche. Merci également à **Richard Delécolle** qui était présent pendant le début de ma thèse en tant que directeur d'Unité et qui m'a accueilli tout en me facilitant plusieurs tâches administratives.

Je tiens à remercier la direction scientifique de l'ENGREF de m'avoir autorisé cette formation complémentaire par la recherche et plus particulièrement **Claude Millier** pour sa confiance, son intérêt pour mon travail, son optimisme et pour les échanges que nous avons eus ensemble.

Mes remerciements iront également aux quelques membres de l'équipe du CNRM ayant été directement ou indirectement impliqués dans ce travail : (1) Jean-Christophe Calvet pour avoir participé aux réunions du comité, (2) Pierre Lacarrère pour ses pertinentes remarques et ses conseils sur une partie du manuscrit, et (3) Joël Noilhan pour sa collaboration.

Au-delà des aspects scientifiques, je voudrais remercier les SOSI informatiques (Pcl, Domi Riri et Patrice) de m'avoir toujours aidé à résoudre mes pannes d'ordinateur, de réseau... Je suis reconnaissant également au service de documentation (Claude Rias, Pascal Aventurier et Hugues Leiser) pour m'avoir fourni les références et les documents dont j'avais besoin. Merci aux secrétaires de l'Unité CSE (Rosy et Odile) et à celles de Polytech'Marseille (Jeanne et Christine) pour leur charme, leur gentillesse et pour m'avoir facilité plusieurs procédures administratives.

Je remercie le **Conseil Régional** de la région PACA pour avoir cofinancé ce travail. Cela ne peut aller que dans le sens du renforcement des liens entre les pays du Sud et la France. L'EGIDE (ex CIES : Centre International des Étudiants et des Stagiaires), a déjà géré ma bourse d'études d'Ingénieur à l'ENGREF. Il a également pris en charge mes missions de doctorant en Allemagne. Encore merci.

Merci à tous les stagiaires, les thésards et le personnel de l'unité pour les bons moments passés ensemble. Je risque d'oublier des noms, je ne cite donc personne pour ne pas faire de jaloux !

Marie et Stéphanie se sont succédées en tant que co-bureau et m'ont fait partagé plusieurs moments agréables. Merci pour tout. Un petit clin d'œil à Cédric Bacour pour ses commentaires et ses remarques sur certaines parties du manuscrit, à Jaqueline Saumade pour son aide pour le poster. Je tiens à remercier également Thierry Boulard pour les références bibliographiques qu'il a mises à ma disposition et pour les discussions que nous avons eues.

Tout au long de cette thèse, les moments de détente ont été nombreux et diversifiés. Tous mes remerciements (1) aux membres du club de randonnée de Léo Lagrange avec qui j'ai eu l'occasion de découvrir les jolis coins de la région et surtout à Jean Virolleaud pour les échanges enrichissants (2) à l'équipe de danse de salon de l'ADAS, (3) à mes professeurs de guitare classique (Flavie) et Flamenco (Mario et Manu), (4) aux membres de l'équipe de foot (Carlos, David, Jéjé, Hicham...) que j'ai créée au sein de l'ADAS et (4) à Bernard Seguin et André Chanzy qui m'ont fait découvrir les ascensions du Ventoux. Je ne perds pas espoir qu'un jour je serai parmi les trois premiers !

Je remercie ma mère pour sa force, sa patience et sa compréhension, ainsi que mes deux (et uniques) petits frères pour m'avoir remplacé en terme de gestion des biens de la famille en Tunisie et d'avoir été aux côtés de ma mère pendant mes études en France. Je suis également reconnaissant à mes oncles (Mokhtar, Mohedine...) et mes tantes (Teber, Faïza...) qui n'ont cessé de me soutenir. Lamia et Kaïs ont joué un rôle important... Merci du fond du cœur.

Je ne dois pas manquer de remercier mon ordinateur à qui j'ai fait subir tous les plantages de mon modèle ! et sans lequel ce document n'aurais jamais vu le jour.

Néanmoins, le présent document reste, tout de même, «...une empreinte personnelle... » qui n'engage personne sauf moi-même en cas d'erreurs, imprécisions ou oublis.

SOMMAIRE

<i>Résumés</i>	5
<i>Liste des abréviations et des acronymes</i>	6
<i>Liste des symboles</i>	7
INTRODUCTION	13
Chapitre I : ÉTUDE BIBLIOGRAPHIQUE	17
Chapitre II : PRÉSENTATION DÉTAILLÉE DU MODÈLE ENVIMET	61
Chapitre III : OUTILS D'ANALYSE ET DONNÉES EXPÉRIMENTALES	93
Chapitre IV : ANALYSE DE SENSIBILITÉ ET CONDITIONS D'UTILISATION DU MODÈLE	103
Chapitre V : CONDITIONS INITIALES ET CONDITIONS AUX LIMITES	115
Chapitre VI : LE TRANSFERT RADIATIF	123
Chapitre VII : LA TURBULENCE DANS LA CLA	155
CONCLUSION ET PERSPECTIVES	177
<i>Références bibliographiques</i>	<i>181</i>
<i>Table des matières</i>	<i>189</i>
<i>Listes des figures</i>	<i>196</i>
<i>Liste des tableaux</i>	<i>201</i>
<i>Liste des annexes</i>	<i>202</i>
<i>Annexe I : comparaison entre ENVImet et LAP (tests 2 et 3)</i>	<i>203</i>
<i>Annexe II : résultats des jours 214, 223 et 235</i>	<i>205</i>
<i>Annexe III : résultats finals des jours 223 et 235</i>	<i>208</i>

RÉSUMÉ en français

Dans ce travail, un nouveau modèle de couche limite atmosphérique 3D appelé ENVImet (Bruse et Fler, 1998) a été évalué en l'appliquant à une parcelle homogène de soja. Ce modèle comprend un schéma de surface multicouches prenant en compte le transfert radiatif dans le couvert et permettant de simuler les échanges d'énergie et de masse au voisinage de la surface ainsi qu'un schéma atmosphérique décrivant la turbulence dans la couche limite atmosphérique. L'originalité de ce modèle réside dans l'application des équations de la couche limite atmosphérique dans le couvert en prenant en compte des termes sources/puits. Les conditions initiales et aux limites de la température et de l'humidité de l'air ainsi que les conditions initiales de la température dans le sol ont été améliorées. Le transfert radiatif des courtes et des grandes longueurs d'ondes a été étudié de manière détaillée en comparant à des modèles déjà validés : le modèle SAIL (Verhoef, 1984) et celui de Prévot (1985). La turbulence dans la couche limite atmosphériques a également fait l'objet d'un diagnostic relativement approfondi en comparant à un modèle de couche limite déjà validé (Mésos-NH). Au final, grâce à ces comparaisons, le modèle est capable de donner de bonnes estimations du rayonnement solaire absorbé par le couvert, mais aussi le rayonnement net. Les flux de surface montrent des allures journalières satisfaisantes. Toutefois, le modèle reste problématique en terme d'estimation de la température de l'air du fait de certaines hypothèses qui nécessitent plus d'investigations.

TITRE en anglais : evaluation of a 3D boundary layer model in a homogeneous case : application to a soybean field.

RÉSUMÉ en anglais

In this work, a new 3D boundary layer model (Bruse et Fler, 1998) has been assessed on a homogenous soybean field (Bruse et Fler, 1998). This model involves (1) a multilayers surface scheme that takes into account the radiative transfer within the canopy and allows simulating exchanges of mass and energy at the surface and (2) an atmospheric scheme that describes the turbulence in the boundary layer. The main originality of this model consist on the treatment of the atmosphere within the vegetation with the same equations as in the boundary layer by including source/sink terms. The initial and boundaries conditions of the air temperature and of the humidity, and the initial conditions of the soil temperature, have been improved. The short and the long-wave radiative transfer have been also studied in details by comparing to two validated models : the SAIL model (Verhoef, 1984) and the model of Prévot (1985), respectively. The turbulence exchanges in the atmosphere have been investigated by comparing to Meso-NH (validated model). These comparisons to these models enable ENVImet to simulate the absorption of the solar radiation and the net radiation in a good agreement with the measurements. The daily behavior of the surface fluxes is satisfactory. Nevertheless, the estimation of the air temperature shows some problems due to some specific hypotheses that need more investigations.

DISCIPLINE – SPECIALITÉ DOCTORALE : mécanique énergétique

MOTS-CLÉS : modèle de couche limite atmosphérique 3D, transfert radiatif, turbulence, initialisation, température de l'air, flux de surface.

INTITULÉ ET ADRESSE DE L'U.F.R OU DU LABORATOIRE :

INRA, Unité Climat, Sol et Environnement
Site Agroparc – Domaine Saint Paul
84914 Avignon Cedex 9.

Polytech' Marseille (Département de Mécanique
Énergétique) – Technopôle de Château Gombert.
5, rue Enrico Fermi – 13453 Marseille Cedex 13

Liste des abréviations et des acronymes

Les symboles utilisés qu'une seule fois dans le texte ne sont pas repris ici.

1D, 2D et 3D	Monodimensionnel, bidimensionnel et tridimensionnel
CLA	Couche Limite Atmosphérique
CLS	Couche Limite de Surface
CO₂	Gaz carbonique
ECT	Energie Cinétique Turbulente
ENVI_{met}	<i>ENVIronmental meteorology</i>
INRA	Institut National de la Recherche Agronomique
ISBA	<i>Interactions Soil-Biosphere-Atmosphere</i>
LaMP	Laboratoire de Météorologie Physique
LAP	Modèle de Prévot (1985)
Méso-NH	Méso-échelle Non Hydrostatique
MIR	Moyen infrarouge
PIR	Proche infrarouge
RAMS	<i>Regional Atmospheric Modeling System</i>
RMSE	<i>Root Mean Square Error</i>
SAIL	<i>Scattering from Arbitrally Inclined Leaves</i>
VIS	Visible

Liste des symboles

Dans la mesure du possible, nous avons essayé d'utiliser des notations habituelles. Pour certains symboles nous avons dû les modifier dans certains cas ou y rajouter des indices dans d'autres afin d'éviter toute confusion. Pour alléger cette liste, les symboles cités qu'une seule fois dans le texte ne sont pas repris ici. L'absence d'indication d'unité pour un terme donné signifie qu'il est sans dimension.

A

A Constante caractéristique de l'air ($s^{0,5}.m$)

a_c Albédo du couvert

a_f Albédo de la feuille sur le spectre solaire global

a_s Albédo de la surface du sol

B

b Paramètre fonction de la texture du sol

C

C_p Chaleur spécifique de l'air à pression constante ($\approx 1012 J.kg^{-1}.^{\circ}C^{-1}$)

C_{μ} Constante empirique ($= 0,09$ pour le modèle $E - \varepsilon$ standard)

c_d Coefficient de traînée ($\approx 0,2$)

$c_{d,N}$ Coefficient de traînée à la surface du sol

(c_1, c_2, c_3) Constantes empiriques [$= (1,44; 1,92; 1,44)$], respectivement pour le modèle $E - \varepsilon$ standard]

D

D Diamètre équivalent de la feuille (m)

E

E Energie cinétique turbulente ($m^2.s^{-2}$)

E_{va} Masse de vapeur d'eau ($kg.m^{-3}.s^{-1}$)

e_c Pression de vapeur du couvert (Pa)

e_d Fraction diffuse

F

f_c Facteur de Coriolis (s^{-1})

f_w Fraction humide de la feuille

G

G Flux de conduction dans le sol ($W.m^{-2}$)

g Accélération de la pesanteur ($9,8 m.s^{-2}$)

H

H Flux de chaleur sensible ($W.m^{-2}$)

HH Hauteur de la végétation (m)

H_s Flux de chaleur sensible du sol ($W.m^{-2}$)

J

$J_{f,évap}$ Flux d'évaporation de la feuille ($kg.kg^{-1}.m.s^{-1}$)

$J_{f,h}$	Flux de chaleur de la feuille ($K.m.s^{-1}$)
$J_{f,q}$	Flux d'évapotranspiration de la feuille ($K.m.s^{-1}$)
$J_{f,trans}$	Flux de transpiration de la feuille ($kg.kg^{-1}.m.s^{-1}$)
J_h^0	Flux de chaleur de la surface du sol ($K.s^{-1}.m$)
J_q^0	Flux d'humidité de la surface du sol ($kg.kg^{-1}.s^{-1}.m$).
K	
K	Coefficient d'extinction
K_f	Paramètre d'inclinaison des feuilles
K_h, K_m et K_q	Coefficient d'échange turbulent de chaleur, de quantité de mouvement et d'humidité (respectivement) ($m.s^{-2}$)
L	
LAD	Densité foliaire totale (Leaf Area Density) ($m^2.m^{-3}$)
LAD_c	Densité foliaire de la couche ($m^2.m^{-3}$)
LAI	Surface foliaire totale ($m^2.m^{-2}$)
LAI_c	Surface foliaire de la couche ($m^2.m^{-2}$)
LAI_{cum}	Surface foliaire cumulée ($m^2.m^{-2}$)
LAI^*	Surface foliaire directionnelle ($m^2.m^{-2}$)
LE	Flux de chaleur latente ($W.m^{-2}$)
LE_s	Flux de chaleur latente du sol ($W.m^{-2}$)
LE_v	Flux de chaleur latente d'une couche de végétation ($W.m^{-2}$)
LMO	Longueur de Monin et Obukhov (m)
L_v	Chaleur latente de vaporisation de l'air ($J.kg^{-1}$)
l_{down}	Longueur de mélange relative au parcours vers le bas (m)
l_k	Longueur de mélange caractéristique des tourbillons (m)
l_m et l	Longueurs de mélange (m)
l_{max}	Longueur de mélange maximum ou limite (m)
l_{up}	Longueur de mélange relative au parcours vers le haut (m)
l_ε	Longueur de mélange caractéristique de la dissipation (m)
N	
N_c	Nombre de couches de végétation
P	
P	Pression de l'air (Pa)
\bar{P}	Pression moyenne de l'air (Pa)
p'	Fluctuation de la pression (Pa)
P^\downarrow	Flux d'eau descendant ($kg.m^{-2}.s^{-1}$)
Q	
Q_h	Terme source/puits de chaleur ($K.s^{-1}$)
Q_q	Terme source/puits d'humidité ($kg.kg^{-1}.s^{-1}$)
q	Humidité spécifique de l'air ($kg.kg^{-1}$)
q_{af}	Humidité spécifique de l'air dans la végétation ($kg.kg^{-1}$)
q_c	Humidité spécifique du couvert ($kg.kg^{-1}$)

q_{sat}	Humidité spécifique à saturation ($kg.kg^{-1}$)
\bar{q}	Humidité spécifique moyenne de l'air ($kg.kg^{-1}$)
\bar{q}_{2m}	Humidité à 2 m de la surface du sol ($kg.kg^{-1}$)
\bar{q}_{2500m}	Humidité spécifique moyenne à 2500 m ($kg.kg^{-1}$)
q'	Fluctuation de l'humidité spécifique de l'air ($kg.kg^{-1}$)
q^*	Humidité spécifique de frottement ($kg.kg^{-1}$)
R	
R	Constante des gaz ($287 J.K^{-1}.kg^{-1}$)
RAD	Densité racinaire ($m^2.m^{-3}$)
$R_{c\lambda,dif}^{\downarrow}$	Rayonnement diffus des courtes longueurs d'onde descendant ($W.m^{-2}$)
$R_{c\lambda,dir}^{\downarrow}$	Rayonnement direct ($W.m^{-2}$)
R_g	Rayonnement global ($W.m^{-2}$)
$R_{g\lambda}^{\downarrow}$	Rayonnement des grandes longueurs d'onde descendant dans la végétation ($W.m^{-2}$)
$R_{g\lambda}^{\uparrow}$	Rayonnement des grandes longueurs d'onde montant dans la végétation ($W.m^{-2}$)
Rn	Rayonnement net du couvert ($W.m^{-2}$)
Ri_g	Nombre de Richardson généralisé
R_a	Rayonnement atmosphérique ($W.m^{-2}$)
R_{ns}	Rayonnement net de la surface du sol ($W.m^{-2}$)
$R_{ns,c\lambda}$	Bilan des courtes longueurs d'onde de la surface du sol ($W.m^{-2}$)
$R_{ns,g\lambda}$	Bilan des grandes longueurs d'onde de la surface du sol ($W.m^{-2}$)
R_{nv}	Rayonnement net d'une couche de végétation ($W.m^{-2}$)
$R_{nv,c\lambda}$	Bilan du rayonnement des courtes longueurs d'onde d'une couche de végétation ($W.m^{-2}$)
$R_{nv,g\lambda}$	Bilan du rayonnement des grandes longueurs d'onde d'une couche de végétation ($W.m^{-2}$)
r_{ac}	Résistance de couche limite de la feuille ($s.m^{-1}$)
r_s	Résistance stomatique ($s.m^{-1}$)
$r_{s,min}$	Résistance stomatique minimale ($s.m^{-1}$)
S	
S_q^-	Terme source/puits pour l'humidité de l'air ($m.s^{-2}$)
$S_{u_i}^-$	Termes de traînée sur la végétation ($m.s^{-2}$)
S_{θ}^-	Terme source/puits pour la température de l'air ($m.s^{-2}$)
S_{η}	Terme source/puits pour l'humidité dans le sol ($m.s^{-2}$)
T	
T	Température absolue de l'air (K)
TT	Profondeur racinaire (m)
T_a	La température de l'air au-dessus de la surface (K)
T_{af}	Température de l'air dans la végétation (K)
T_c	Température du couvert (K)

T_f	Température de la feuille (K)
\overline{T}_{f+}	Température moyenne des étages supérieurs de la végétation
\overline{T}_{f-}	Température moyenne des étages inférieurs de la végétation
T_0	La température de la surface du sol (K)
\overline{T}_v	Température virtuelle absolue (K)
T_{sol}	Température dans le sol (K)
t	Temps (s)
tr_f	Transmittance de la feuille sur le spectre solaire global
U	
$u_i = (u_1, u_2, u_3)$	Vitesse instantanée du vent ($m.s^{-1}$)
$u'_i = (u'_1, u'_2, u'_3)$	Vitesse fluctuante du vent ($m.s^{-1}$)
$\overline{u}_i = (\overline{u}_1, \overline{u}_2, \overline{u}_3)$	Vitesse moyenne du vent ($m.s^{-1}$)
(u_{1g}, u_{2g})	Vent géostrophique ($m.s^{-1}$)
$(\overline{u}_{10m}, \overline{v}_{10m})$	Vent horizontal à 10 m de la surface du sol ($m.s^{-1}$)
u_*	Vitesse de frottement ($m.s^{-1}$)
$\overline{u'_i u'_j}$	Flux turbulent de quantité de mouvement ($m^2.s^{-2}$)
$\overline{u'_j E}$	Flux turbulent de l'énergie cinétique turbulente ($m^3.s^{-3}$)
$\overline{u'_j q'}$	Flux turbulent d'humidité ($kg.kg^{-1}.m.s^{-1}$)
$\overline{u'_j \theta'}$	Flux turbulent de chaleur ($K.m.s^{-1}$)
V	
veg	Taux de recouvrement par la végétation
W	
$W = (\overline{u_1^2} + \overline{u_2^2} + \overline{u_3^2})^{1/2}$	Module de la vitesse du vent ($m.s^{-1}$)
w_r	Masse d'eau piégée dans le feuillage ($kg.m^{-2}$)
$w_{r,max}$	Masse d'eau maximale piégée dans le feuillage ($kg.m^{-2}$)
X	
$x_i = (x_1, x_2, x_3)$	Vecteur distance (m)
x_3	Cote (m)
Z	
z_c	Cote du centre de la couche (m)
z_i	Hauteur de la CLA (m)
z_p	Cote du sommet de la végétation (m)
z_s	Cote du sommet de la couche (m)
z_0	Rugosité de la surface du sol (m)
z_{0s}	Rugosité de la surface (m)
α	
α	Absorption d'une surface plane

$\alpha_{c\lambda}$	Absorption totale du rayonnement global du couvert
$\alpha_{c\lambda,s}$	Absorption de la surface du sol
$\alpha_{c\lambda,v}$	Absorption d'une couche de végétation
Δ	
Δl	Trajet oblique du rayonnement direct dans une maille (m)
Δxy	Taille de la maille horizontale (m)
Δz	Taille de la maille verticale (m)
Δz_c	Épaisseur de la couche de végétation (m)
ε	
ε	Taux de dissipation ($m^2.s^{-3}$)
ε_a	Emissivité de l'air
ε_c	Emissivité du couvert
ε_s	Emissivité de la surface du sol
η	
η_{cc}	Humidité à la capacité au champ ($cm^3.cm^{-3}$)
η_s	Humidité à saturation ($cm^3.cm^{-3}$)
θ	
θ	Température potentielle instantanée (K)
$\bar{\theta}$	Température potentielle moyenne (K)
θ'	Fluctuation de la température potentielle (K)
θ^*	Température de frottement à la surface du sol (K)
$\bar{\theta}_{2500m}$	Température potentielle à 2500 m (K)
θ_s	Angle d'inclinaison solaire ($^\circ$)
$\bar{\theta}_{ref}$	Température moyenne de référence (K)
θ_v	Température potentielle virtuelle (K)
$\bar{\theta}_v$	Température potentielle virtuelle moyenne (K)
κ	
κ	Constante de Von Karman ($0,4$)
κ_s	Diffusivité thermique du sol ($m^2.s^{-1}$)
λ	
λ_s	Conductivité thermique du sol ($W.m^{-1}.K^{-1}$)
ν	
ν	Viscosité cinématique de l'air ($m.s^{-2}$)
ν_q	Diffusivité moléculaire de l'humidité dans l'air ($m.s^{-2}$)
ν_θ	Diffusivité moléculaire de la chaleur dans l'air ($m.s^{-2}$)
ρ	
ρ	Réflectance d'une surface plane
ρ'	Fluctuation de la densité de l'air ($kg.m^{-3}$)
$\bar{\rho}$	Densité moyenne de l'air ($kg.m^{-3}$)
ρ_f	Réflectance de la feuille
ρ_s	Réflectance de la surface du sol

$\rho_s c_s$	Capacité thermique du sol ($J.m^{-3}.K^{-1}$)
ρ_w	Densité de l'eau ($\approx 1 \text{ kg}.m^{-3}$)
σ	
σ_B	Constante de Stéphan-Boltzmann ($= 5,76 \cdot 10^{-8} W.m^{-2}.K^{-4}$)
$\sigma_{c\lambda, dif}^{\downarrow}$	Coefficient de transmission du rayonnement diffus dans la végétation
$\sigma_{c\lambda, dir}^{\downarrow}$	Coefficient de transmission du rayonnement direct dans la végétation
σ_E	Constante empirique ($= 1,0$ pour le modèle $E - \varepsilon$ standard.)
$\sigma_{g\lambda}^{\downarrow}$	Coefficient de transmission du rayonnement atmosphérique
$\sigma_{g\lambda}^{\uparrow}$	Coefficient de transmission du rayonnement émis par la surface du sol
σ_ε	Constante empirique ($= 1,3$ pour le modèle $E - \varepsilon$ standard.)
τ	
τ	Transmittance d'une surface plane
$\tau_{c\lambda}$	Transmission du rayonnement global dans la végétation
τ_f	Transmittance de la feuille
ϕ	
ϕ_h	Fonction de stabilité pour la chaleur
ϕ_m	Fonction de stabilité pour la quantité de mouvement
ϕ_q	Fonction de stabilité pour l'humidité
ψ	
ψ_m	$\psi_m = f(\phi_m)$

Introduction

I. Problématique générale

Actuellement, le thème du changement climatique occupe une place importante particulièrement dans les débats scientifiques sur les interactions entre la biosphère et l'atmosphère. Les changements de l'occupation du sol tels que la déforestation et l'urbanisation (Thomas, 1998) et les conduites culturelles telles que l'irrigation (De Ridder et Gallée, 1998) sont autant des facteurs d'origine anthropiques engendrant des évolutions du climat à l'échelle locale et régionale. A l'échelle globale, le problème de l'évolution du climat est beaucoup plus complexe à analyser et à comprendre du fait principalement des rétroactions et des sources et puits des gaz à effet de serre non identifiables de manière précise.

Malgré ces « zones d'ombre », il est bien connu que les échanges d'énergie et de masse entre le sol, la plante et l'atmosphère jouent un rôle déterminant dans l'équilibre énergétique de la surface terrestre. Cet équilibre est régi par le concept du bilan d'énergie qui stipule que les couverts végétaux reçoivent une énergie radiative principalement d'origine solaire et qui est transformée en flux convectif (transfert de la chaleur par mouvement des masses d'air en interaction avec la surface) et conductif (transfert de la chaleur par contact des constituants du sol entre-eux). La partition entre ces formes de chaleur est commandée principalement par la disponibilité en eau de la surface laquelle agit sur la température de surface. Celle-ci, par le biais du mécanisme de la convection, modifie la température de l'air qui peut présenter des écarts pouvant atteindre de 2 à 4 °C entre zones irriguées et zones sèches en climat semi-aride (Seguin et al., 1982 ; Courault et al., 1996 ; Courault et al., 1998). Dans le même sens, des études menées à l'échelle régionale dans une région d'Israël ont montré que l'irrigation d'une région entière ($30 \times 30 \text{ km}^2$) a significativement réduit l'amplitude journalière de la température de l'air, mais aussi a changé le régime des précipitations (De Ridder et Gallée, 1998).

Néanmoins, l'état hydrique n'est pas l'unique facteur déterminant de la température de l'air et d'autres propriétés intrinsèques à la surface elle-même tels que la rugosité et l'albédo, mais également des facteurs extérieurs liés au climat (vent, température et humidité) interviennent. L'ensemble de ces interactions mettant en jeu les propriétés de la surface et les conditions climatiques sont le plus souvent formalisées par le biais de modèles dits « SVAT (Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer) » ou aussi « schéma de surface » décrivant les échanges d'énergie dans les basses couches de l'atmosphère (quelques dizaines de mètres, environ). Divers modèles de ce type sont actuellement disponibles et permettent de décrire, du moins dans les conditions où ils ont été appliqués, d'une manière relativement satisfaisante ces

interactions, (Oliosio, 1992 ; Noilhan et Planton, 1989 ; Àcs, 1994 ; Mihailović et Ruml, 1996 ; entre autres).

Loin de la surface et jusqu'à une hauteur relativement importante dans l'atmosphère (de l'ordre de quelques kilomètres), les échanges d'énergie et de masse sont tributaires de la surface, mais aussi des mouvements des masses d'air à plus grandes échelles où la turbulence joue un rôle primordial. De fait, les modèles SVAT sont couplés avec des modèles dits «atmosphériques» prenant en compte la turbulence dans la haute atmosphère et permettant ainsi de décrire l'évolution de variables climatiques telles que le vent, la température et l'humidité. Ce couplage peut être abordé de manière simplifiée en admettant l'homogénéité horizontale de la surface laquelle permet de négliger les échanges latéraux dans l'atmosphère et de ne prendre donc en compte que les échanges verticaux (modélisation 1D).

Néanmoins, le problème se complique dès lors qu'on s'intéresse à des surfaces hétérogènes (différentes végétations, relief, lacs, etc.) où une modélisation des échanges dans les trois directions de l'espace est nécessaire (modélisation 3D). La complexité de cette modélisation résulte d'une part, de l'aspect aléatoire et fluctuant de la turbulence devant être traitée en 3D et d'autre part, de la difficulté de caractériser les conditions de forçage extérieur à plus grandes échelles. Celles-ci nécessitent le plus souvent des modèles traitant des échelles plus larges et intégrant des processus continentaux voire globaux.

La bibliographie montre divers modèles climatiques 3D appliqués à méso-échelle (de 50 à 2000 kms) ayant chacun des caractéristiques qui lui sont propres [Mésos-NH¹, RAMS² (Pielke et al., 1992) ; De Ridder et Gallée, 1998 ; Perego, 1996 ; Hurley, 1997 ; Tjernström, 1989 ; entre autres]. Leur utilisation est très variée. La plus classique consiste en l'analyse des profils verticaux des variables climatiques ainsi que la variabilité spatiale des flux en relation avec l'état de surface. Ils s'avèrent également être des outils potentiellement adaptés pour analyser les mouvements des masses d'air au-dessus du relief et la modification de la structure de l'atmosphère qui en résulte (Lacarrère et al., 1996 ; Hurley, 1997). Par ailleurs, ils peuvent être exploités dans d'autres applications telles que la détermination de paramètres effectifs permettant de représenter de manière grossière l'hétérogénéité de la surface sur la globalité d'une zone. Il faut cependant signaler que la plupart de ces applications utilisent des tailles de maille allant de 200 m jusqu'à 10 km et qui ne permettent pas de prendre en compte de manière fine les différents objets de la surface comme les types de cultures et qui peuvent induire une forte variabilité des flux de surface.

Bien que certains de ces modèles de méso-échelle se montrent assez performants (par exemple Mésos-NH disponible au CNRM³ et RAMS utilisé au LaMP⁴) dans l'analyse climatique, ils sont d'un point de vue pratique lourds d'utilisation et nécessitent, du fait de leur complexité, un temps de calcul important et des calculateurs puissants si l'on veut les utiliser à fine échelle (petites mailles). Néanmoins, il existe actuellement des modèles

¹ Méso-échelle Non Hydrostatique.

² Regional Atmospheric Modeling System.

³ Centre National des Recherches Météorologiques à Toulouse.

⁴ Laboratoire de Météorologie Physique à l'Université Blaise Pascal à Clermont-Ferrand.

climatiques 3D simples permettant de descendre à des mailles horizontales beaucoup plus fines (de 5 à 10 m) ce qui permet une meilleure représentation de l'hétérogénéité de la surface [par exemple le modèle de Bruse et Fleer (1998) : ENVImet⁵]. Leur simplicité réside principalement dans les possibilités de simuler des situations académiques telles que les zones plates sans perdre en compte des phénomènes météorologiques complexes comme la pluie, les nuages, les tornades, etc.

L'aspect simplicité peut également concerner la physique de ces modèles dans lesquels on se trouve amené à admettre un certain nombre d'hypothèses pouvant être spécifiques aux applications auxquelles ces modèles sont dédiés ou motivés par d'autres raisons : par exemple réduire le temps de calcul et éviter d'utiliser des paramètres qu'on ne peut pas mesurer dans la réalité. La connaissance des potentialités de ces modèles sous leur forme « simplifiée » en les appliquant dans d'autres situations est une étape utile voire nécessaire pour pouvoir les évaluer et préciser les limites de leurs hypothèses et possibilités d'application.

II.Problématique au sein de l'INRA

La modélisation des échanges d'énergie et de masse est l'un des axes de recherches abordés au sein de l'INRA. Depuis plusieurs années, de nombreux programmes de recherche ont été menés dans cette orientation et concernent à la fois l'étude de l'effet du changement climatique sur les cultures, mais également l'analyse des rétroactions des cultures sur le climat. Une étude faite par Courault et al. (1998) à l'échelle de la région (taille $< 50 \times 50 km^2$) a déjà permis de quantifier l'effet de l'irrigation sur les variables climatiques notamment la température de l'air et de poser un certain nombre d'interrogations sur les répercussions que peut avoir cet effet sur les rendements des cultures, ceux-ci étant dépendants de la température qui agit sur la phase de croissance de la végétation. Les rendements sont généralement estimés à partir de modèles dits « modèles de cultures » qui nécessitent en données d'entrée, entre autres, les données climatiques. Celles-ci sont le plus souvent mesurées dans des stations météorologiques situées sur des surfaces standards et qui sont plus au moins éloignées des parcelles cultivées. La représentativité de ces stations climatiques et des données qu'elles fournissent sont fortement liées à leur environnement et ne prennent généralement pas en compte les conditions climatiques des parcelles cultivées. De fait, des méthodes ont été utilisées pour pouvoir « approcher » les conditions climatiques de la parcelle à partir de postes météorologiques. Il s'agit particulièrement de l'approche de Brown et Gillespie (1991) qui a consisté à estimer le vent, la température et l'humidité au-dessus d'une parcelle agricole en prenant en compte la hauteur de la végétation, l'albédo et l'indice foliaire⁶. La principale hypothèse de cette approche réside dans l'homogénéité horizontale de l'atmosphère (approche 1D) à un certain niveau au-dessus de la parcelle agricole et la station météorologique (100 m, environ). Bien que cette méthode ait été validée par ses initiateurs, elle reste un outil préliminaire propre aux conditions dans lesquelles elle a été mise au point et mérite donc une analyse approfondie par le biais de la connaissance de l'environnement

⁵ ENVIronmental meteorology.

⁶ Nous reviendrons sur la signification de ces deux derniers termes dans l'analyse bibliographique.

climatique des parcelles agricoles. Celle-ci nécessite donc de disposer d'une information climatique spatialisée. Seules les modèles climatiques 3D sont capables de fournir ce genre d'information en prenant en compte les différentes hétérogénéités du paysage (différentes cultures, états hydriques contrastés, etc.)

Comme nous l'avons montré précédemment, les modèles climatiques existant actuellement sont la plupart du temps complexes et lourds d'utilisation. L'objectif à l'INRA étant d'analyser l'effet des surfaces agricoles sur les variables climatiques en adoptant un outil simple et facile à utiliser, le choix s'est porté sur le modèle de Bruse et Fleer (1998). D'autres raisons que nous détaillerons plus loin nous ont fait choisir cet outil. Bien qu'il soit simple par rapport à d'autres modèles, il n'en demeure pas moins que l'appréhension d'un tel modèle est une démarche complexe. Le fait que le modèle soit récent, inconnu et n'ayant pas fait l'objet de campagnes de validation antérieures, nous a conduit à l'analyser, en première approche, sur un cas homogène.

III.Objectif de ce travail

L'objectif de ce travail a été donc d'évaluer ce modèle qui a été conçu initialement pour simuler les échanges d'énergie et de masse en milieu urbain à petite échelle (de l'ordre de 2 km^2) (Bruse et Fleer, 1998). Cette évaluation consistera à l'appliquer à une petite parcelle agricole homogène de soja. D'un point de vue physique, le modèle est doté d'un schéma de surface (bilan d'énergie) décrivant les échanges d'énergie et de masse à la surface et d'une partie atmosphérique (modèle principal 3D et modèle de conditions aux limites 1D⁷) permettant de simuler le comportement du vent, de la température et de l'humidité de l'air avec des hypothèses spécifiques.

Dans une première partie (chapitre 1), nous allons introduire les bases de la modélisation des échanges d'énergie et de masses dans le système auquel nous nous intéressons, à savoir la couche limite atmosphérique et la surface. Ceci nous permettra par la suite de situer le modèle ENVImet par rapport aux modèles Méso-NH et RAMS.

La seconde partie (chapitre 2) sera consacrée à une description détaillée de ce modèle en soulignant ses hypothèses. Nous présenterons également les outils utilisés pour analyser le modèle ainsi que le jeu de données « soja 90 » retenu pour le valider (chapitre 3). Les conditions d'utilisation du modèle ainsi qu'une analyse de sensibilité simplifiée seront abordées par la suite (chapitre 4).

Pour l'évaluation des hypothèses de ce modèle, nous nous focaliserons, dans un premier temps, sur l'analyse des conditions initiales et aux limites de la température et de l'humidité de l'air (chapitre 5). Ensuite, nous allons étudier de manière détaillée le transfert radiatif dans le couvert en comparant à des résultats issus de deux modèles réalistes (chapitre 6). Enfin, nous présenterons l'analyse de la turbulence dans la couche limite atmosphérique où une comparaison avec les sorties de Méso-NH a été effectuée (chapitre 7).

⁷ On précisera plus loin quelle est l'articulation entre ces deux modèles ainsi que leurs modes de fonctionnement.

Chapitre 1

Étude bibliographique : échanges d'énergie et de masse dans la couche limite atmosphérique et au voisinage de la surface

Étude bibliographique : échanges d'énergie et de masse dans la couche limite atmosphérique et au voisinage de la surface

I. Définition et spécificité du système étudié

I.1. Système étudié et variables d'état

Avant d'entamer cette analyse bibliographique, il est important de définir le système auquel nous nous intéressons dans le cadre de ce travail. Il s'agit de la surface représentée par le couvert végétal (surface du sol et végétation) ainsi que d'une couche d'air particulière située au-dessus et qu'on appelle couche limite atmosphérique (CLA). Celle-ci se définit comme étant une partie de l'atmosphère soumise aux influences de la surface et dont l'épaisseur peut, selon l'intensité de ces influences, varier entre 100 et 3000 m. Bien entendu, le système en question est décrit par des variables d'état que sont la (ou les) température (s) et l' ou (les) humidité (s) pour la surface. En ce que concerne la CLA, ses variables correspondent au vent, la pression, la température et à la masse au sens large qui peut être représentée par différents constituants de l'atmosphère (la vapeur d'eau, le CO₂, etc.)

I.2. Découpage de la CLA

La surface exerce divers forçages qui sont fonction de ses propres caractéristiques et qui agissent sur la structure verticale de la CLA. Si l'on observe cette structure, il est possible d'affiner sa description en la découpant conceptuellement en deux principales couches. Du bas vers le haut, on peut distinguer :

- d'une part, la couche limite de surface (CLS) : elle correspond à la couche d'air qui est en contact direct avec la surface et qui entretient avec elle des échanges énergétiques et massiques. Son épaisseur peut varier de quelques mètres à quelques dizaines de mètres au-dessus de la surface (Brunet et al., 1995). Ces échanges se produisant donc entre le sol, la végétation et cette couche d'air sont habituellement régis par une grandeur appelée « flux » qui représente la quantité de la variable considérée (température, par exemple) par unité de temps et par unité de surface selon une direction donnée. Le flux peut également être exprimé sous forme d'un produit d'une variable d'état par une vitesse ($flux = c.u_i$) où

$c = u_i, \theta, q, \dots$ $u_i = (u_1, u_2, u_3)$ est la vitesse du vent. θ et q ¹ représentent la température potentielle et l'humidité spécifique (respectivement). Sous certaines hypothèses que nous détaillerons plus loin, on montre que dans cette couche les flux sont considérés conservatifs, c'est à dire qu'ils ne varient pas selon la verticale. Pratiquement, on montre que leur variation est de moins de 10 % par rapport à leur amplitude dans la CLS (Kotroni, 1993).

- d'autre part, la couche de transition (ou couche externe) : la structure verticale de cette couche varie au cours de la journée en fonction du régime convectif. Ainsi, elle est convective en conditions diurnes où les gradients thermiques verticaux sont négatifs. Par ailleurs, en conditions nocturnes, elle peut être subdivisée en deux sous-couches : une couche dite stable (en contact de la couche de surface) du fait des gradients thermiques positifs et une autre dite résiduelle qui n'est autre que le résidu de la couche convective diurne (Figure 1. 1).

La CLA est coiffée d'une zone appelée « zone d'inversion » où les gradients thermiques s'inversent marquant la séparation avec l'atmosphère libre. L'emplacement et l'épaisseur de cette zone peuvent varier en fonction de l'espace, du temps mais aussi en fonction de la dynamique atmosphérique. Le sommet de la CLA noté z_i est une hauteur moyenne considérée généralement dans la zone d'inversion (Figure 1. 1), cette dernière étant constituée d'un mélange homogène entre les constituants de la CLA et ceux de l'atmosphère libre.

Enfin, il faut signaler que ce découpage n'est que conceptuel et qu'en toute rigueur la limite supérieure et l'épaisseur de chaque couche ne peuvent être déterminées de manière précise.

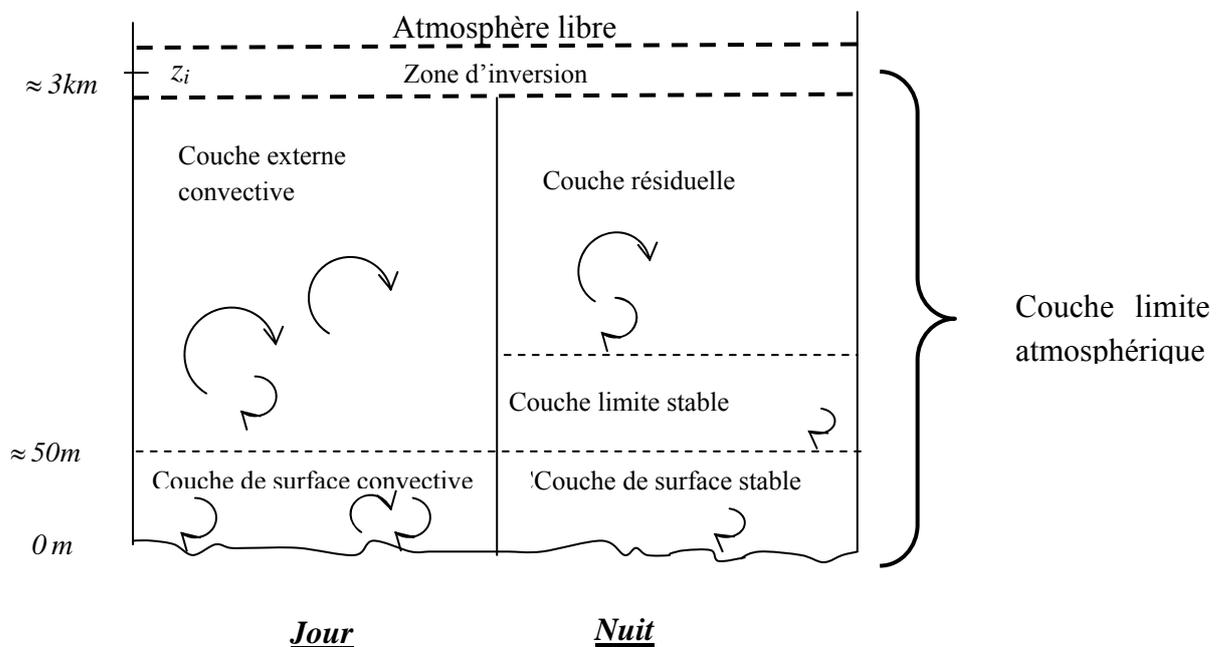


Figure 1. 1 : coupe schématique de la couche limite atmosphérique

¹ Les définitions de ces deux grandeurs seront introduites plus loin.

I.3. Comportement de quelques variables d'état et phénomènes caractéristiques de la CLA

Pour compléter le découpage schématique expliqué précédemment, il est possible d'examiner de manière synthétique le comportement de deux variables d'état (vent et température) et quelques phénomènes caractéristiques de la surface et de la CLA. Afin de mieux fixer les idées quant aux spécificités de la CLA, nous proposons également une comparaison avec l'atmosphère libre (Tableau 1. 1).

II. Modélisation des écoulements dans la couche limite atmosphérique

II.1. Intérêt de l'étude de la CLA

Plusieurs investigations scientifiques motivées par différentes raisons ont été consacrées à l'analyse des interactions énergétiques et massiques au sein de la CLA. On peut citer deux principales raisons :

- La première vient du fait que cette portion de l'atmosphère est un domaine où l'homme exerce diverses activités telles que l'industrie, l'agriculture, etc...qui sont susceptibles de modifier sa structure (par installation de brise vent, par exemple) et sa composition (émission de polluants). L'étude de ces activités et l'évaluation de leurs impacts sur la nature au sens large est devenue actuellement une préoccupation importante intéressant tant décideurs et scientifiques.
- La seconde raison est liée à l'intérêt croissant qu'on porte à la prévision du climat à court et à long terme. Cette prévision nécessite la connaissance des différents mécanismes physico-chimiques se produisant au sein de la CLA ainsi que des interactions entre les différentes sources/puits (air, végétation, sol, etc.) qui la constituent. La qualité de cette prévision est d'autant meilleure que ces mécanismes sont bien identifiés et modélisés.

II.2. Les équations de conservation

Trois principaux types d'échanges mettant en jeu les variables d'état de la CLA peuvent être rencontrés dans la CLA, à savoir:

- les échanges de quantités de mouvement,
- les échanges de chaleur,
- les échanges de masse (eau, CO₂, polluants, etc.)

Ces trois types d'échange correspondent à des phénomènes physiques qui relèvent de la physique de l'atmosphère. Ils varient dans l'espace et dans le temps et correspondent à des

Tableau 1. 1: comparaison entre la couche limite et l'atmosphère libre, adaptée d'après Stull (1988)

		<i>Couche limite</i>	<i>Atmosphère libre</i>
<i>Variable d'état</i>	Vent	<ul style="list-style-type: none"> À la surface ($x_3 = 0$) : $(u_1, u_2) = 0$ (vent horizontal nul). Dans la CLS : $(u_1, u_2) =$ profils caractéristiques (par exemple logarithmique en conditions neutres en admettant certaines hypothèses qui seront expliquées plus loin). Au-delà de la CLS, $(u_1, u_2) \rightarrow (u_{1g}, u_{2g})^*$ 	Le vent est géostrophique $(u_{1g}, u_{2g})^{**}$.
	Température	<ul style="list-style-type: none"> À la surface ($x_3 = 0$) : température déterminée par le bilan d'énergie à la surface. Dans la CLS : profils caractéristiques (par exemple profil instable en conditions diurnes). Au-delà de la CLS : température déterminée par l'équilibre atmosphérique***. 	La température est définie par les mécanismes d'échelle synoptique.
<i>Phénomène caractéristique</i>	Turbulence	Présente de façon permanente	Sporadique
	Transport vertical	Régit par la turbulence.	Dominé par le vent moyen
	Frottement	Frottement dominé par la traînée à la surface.	Frottement dû exclusivement à la viscosité.

* : le vent horizontal tend vers le vent géostrophique au fur et à mesure qu'on s'approche de l'atmosphère libre.

** : c'est un vent horizontal résultant de l'équilibre entre les forces de Coriolis dues à la rotation de la terre et les forces dues aux gradients de pression.

*** Ici, on sous-entend les mécanismes régissant l'équilibre atmosphérique et qui sont décrits par des équations de conservation. Ces équations seront détaillées plus loin.

phénomènes de transport d'énergie dus à l'évolution de grandeurs vectorielles (vent) et de grandeurs scalaires (température, par exemple). Habituellement, ils sont décrits par des équations différentielles au second ordre non linéaires exprimant la conservation de l'énergie, dites « équations de conservation ou de transport ». Signalons toutefois que ces équations sont le plus souvent appliquées dans un domaine maillé où chaque maille est définie par sa taille horizontale Δxy et verticale Δz et par ses propres variables d'état.

II.2.1. Prise en compte de la turbulence

Sous leurs formes classiques les équations de conservation appliquées à la CLA décrivent l'évolution de variables caractéristiques *instantanées* que sont : le vent, la température et l'humidité. Celles-ci varient donc spatialement et temporellement et résultent d'un ensemble de processus physiques correspondant à un équilibre énergétique propre à la masse d'air considérée. Néanmoins, en présence de la turbulence, l'utilisation de ces équations sous leur forme classique est problématique car les valeurs instantanées deviennent fortement fluctuantes en raison de la forte agitation des masses d'air. La solution préconisée depuis longtemps a été proposée par Reynolds qui est l'un des premiers auteurs ayant réfléchi sur la résolution du problème de la turbulence. Cette solution s'appuie sur un fondement purement statistique. Elle consiste à décomposer les variables instantanées en une valeur moyenne et une fluctuation par rapport à celle-ci ($c = \bar{c} + c'$) où $\bar{c} = \bar{u}_i, \bar{\theta}, \bar{q} \dots$ et $c' = u'_i, \theta', q' \dots$. Dans cette décomposition les opérateurs $(\bar{\quad})$ et (\quad') appliquée à une grandeur donnée font référence à la moyenne et à la fluctuation par rapport à la moyenne.

L'introduction de cette théorie statistique permet d'aboutir aux équations de l'écoulement moyen. Les inconnues seront alors des valeurs moyennes (temporelles) et non plus les variables instantanées. Néanmoins, ces considérations liées à la prise en compte de la turbulence font apparaître des termes qui constituent des inconnues supplémentaires (en plus des variables moyennes) et se pose donc le problème de leur détermination ou encore le problème de la fermeture de la turbulence. Cet aspect sera abordé de manière relativement détaillée plus loin.

Maintenant, nous nous proposons d'examiner l'état des équations de conservation suite à la prise en compte de la turbulence qui n'est autre qu'une combinaison de l'approche physique (équations de transfert classiques) et de l'approche statistique (décomposition de Reynolds). Il n'est pas question ici de présenter en détail les différentes étapes pour obtenir ces équations. Retenons simplement que grâce aux propriétés de l'opérateur « moyenne » et en manipulant chaque terme, les équations résultantes sont semblables à celles de départ, c'est à dire avant introduction de la turbulence, et que celle-ci fait apparaître de nouveaux termes qui doivent être également connus. Pour le détail, le lecteur peut se référer à Stull (1988), pp 75-149 et à De Moor (1978), pp 65-100.

II.2.2. Conservation de la quantité de mouvement

Faisant intervenir l'ensemble des mécanismes dus aux forces (force de Coriolis, forces liées au gradient de pression, etc) agissant sur l'évolution de la vitesse **moyenne** du vent, l'équation de conservation de quantité de mouvement correspond à la seconde loi de Newton. Sous sa forme condensée, cette loi s'écrit :

$$\underbrace{\frac{d\bar{u}_i}{dt}}_{T_1} = \underbrace{\nu \frac{\partial^2 \bar{u}_i}{\partial x_j^2}}_{T_2} - \underbrace{\frac{\partial(\overline{u'_i u'_j})}{\partial x_j}}_{T_3} - \underbrace{\delta_{i3} g}_{T_4} + \underbrace{f_c \varepsilon_{ij3} \bar{u}_j}_{T_5} - \underbrace{\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{P}}{\partial x_i}}_{T_6} + \underbrace{S_{u_i}^-}_{T_7} \quad (1.1)$$

avec,

$$\delta_{i3} = \begin{cases} +1 & \text{si } i = j \\ 0 & \text{autrement} \end{cases} \quad \text{et} \quad \varepsilon_{ij3} = \begin{cases} +1 & \text{pour } ij3 = 123 \\ -1 & \text{pour } ij3 = 213 \\ 0 & \text{autrement} \end{cases}$$

L'indice j prend les valeurs $(1,2,3)$ quand i est fixe. $\bar{u}_i = (\bar{u}_1, \bar{u}_2, \bar{u}_3)$ est le vecteur du vent moyen, $u'_i = (u'_1, u'_2, u'_3)$ est le vecteur du vent fluctuant, $x_i = (x_1, x_2, x_3)$ est le vecteur distance et t le temps. g est l'accélération de la pesanteur ($9,8 m.s^{-2}$) et $\bar{\rho}$ la densité moyenne de l'air. ν est la viscosité cinématique de l'air. \bar{P} est la pression moyenne, f_c est le facteur de Coriolis. Par définition, ce facteur se calcule par $f_c = 2.\omega.\sin(\phi)$ sachant que ω est la vitesse angulaire de la terre ($\omega = 2\pi \text{ radians} / 24 \text{ heures}$), (ϕ) est la latitude de la zone où ces équations sont appliquées. Pour illustration, le facteur de Coriolis vaut $10^{-4} s^{-1}$ pour le site expérimental retenu dans le cadre de ce travail [INRA d'Avignon : $43^\circ 54'N$, $4^\circ 48'E$].

Les termes $T_1 \dots T_7$ sont définis de la façon suivante :

T_1 : correspond à la dérivée totale ($d/dt = \partial/\partial t + \bar{u}_j \cdot \partial/\partial x_j$) regroupant le terme de variation temporelle et le terme d'advection (horizontale et verticale).

T_2 : prend en compte l'effet des forces de viscosité.

T_3 : intègre l'effet des contraintes de Reynolds ($\tau_{ijReynolds} = -\bar{\rho} \cdot \overline{u'_i u'_j}$) dues à la prise en compte de la turbulence. Il peut également être interprété comme la divergence du flux turbulent de quantité de mouvement ($\overline{u'_i u'_j}$).

T_4 : permet aux forces de gravité d'agir sur les mouvements verticaux. Ce terme apparaîtra donc que dans l'expression de la composante verticale de la vitesse du vent.

T_5 : prend en compte les effets de la rotation de la terre dus aux forces de Coriolis. Ce terme n'intervient que dans les composantes horizontales du vent.

T_6 : fait intervenir les forces dues au gradient moyen de pression.

T_7 : termes sources/puits.

II.2.3. Conservation de la masse (équation de continuité)

Ce formalisme stipule que pour un volume élémentaire donné la différence entre le flux d'air sortant et celui rentrant doit correspondre à la variation de la quantité d'air dans ce même volume. Pour un fluide incompressible, il est possible de déduire deux équations de continuité : l'une pour la variable moyenne, l'autre pour la fluctuation. Il vient :

$$\frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_j} = 0 \quad (1.2)$$

$$\frac{\partial u_j'}{\partial x_j} = 0 \quad (1.3)$$

Il faut remarquer que compte tenu des difficultés de détermination de ces fluctuations on a souvent recours à l'équation 1.2, relative à la variable moyenne, pour assurer le couplage avec l'équation de conservation de la quantité de mouvement : le champ de vitesse du vent doit valider à la fois l'équation de conservation de quantité de mouvement et l'équation de continuité.

Le lien entre ces deux équations et la présence de la pression suscite la définition de deux catégories de modèles en fonction de la taille de la maille horizontale Δxy (Lacarrère et al., 1996) : d'une part les modèles hydrostatiques utilisés pour des dimensions horizontales $\Delta xy > 10 km$ et d'autre part, les modèles non hydrostatiques conçus pour décrire des domaines avec des mailles de résolution plus faibles. Lorsque l'échelle horizontale est importante par rapport à l'échelle verticale, l'atmosphère peut être considérée en équilibre hydrostatique ce qui permet de négliger l'accélération verticale. Cependant, quand la taille de la maille est faible, l'accélération verticale devient non négligeable et l'hypothèse hydrostatique n'est plus valable. Les principaux points de différences entre ces deux modèles concernent :

- Le traitement de la vitesse verticale \bar{u}_3 . Dans l'hypothèse hydrostatique celle-ci est calculée sur des distances horizontales importantes, et est par conséquent faible. Son calcul ne se fait plus à partir de son équation de conservation, mais plutôt en utilisant l'équation de continuité après avoir déterminé \bar{u}_1 et \bar{u}_2 . Dans l'hypothèse non hydrostatique, \bar{u}_3 est déterminé directement à partir de son équation de conservation.
- Le traitement de la pression \bar{P} . Dans le cas de l'hypothèse hydrostatique, celle-ci est déterminée à partir de la relation $\bar{P} = \bar{\rho} \cdot g \cdot dx_3$ en intégrant selon la verticale. En mode non hydrostatique, elle est variable en fonction de x_1, x_2, x_3 et t .

II.2.4. Conservation de la chaleur

La variable descriptive des échanges thermiques dans la CLA est naturellement la température de l'air. Plusieurs définitions de cette variable existent dans la littérature et leur utilisation est liée à l'altitude et aussi au contenu en eau de l'atmosphère. C'est, en effet, la température

potentielle qui est retenue pour caractériser les échanges de chaleur dans la CLA. Celle-ci permet de s'affranchir de l'effet de l'altitude sur la pression qui en diminuant en fonction de l'altitude engendre une diminution de la température. Par définition la température potentielle, correspond à la température d'une masse d'air ramenée adiabatiquement (sans échange d'énergie avec son environnement) de sa pression initiale P et de sa température initiale T (température absolue) à la pression atmosphérique (100 kPa). Une approximation de cette grandeur peut être présentée sous la forme (Stull, 1988) :

$$\theta = T + \Gamma \cdot x_3 \quad (1.4)$$

Cette expression fait intervenir la « vraie » température T et le gradient adiabatique Γ lequel s'exprime par :

$$\Gamma = g / C_p \quad (1.5)$$

où C_p est la chaleur spécifique de l'air à pression constante. Or, l'air est rarement sec et il contient donc une part d'humidité qui suscite l'introduction d'une correction à l'expression de la température potentielle. De fait, on définit une température dite « température potentielle virtuelle » θ_v :

$$\theta_v = \theta \cdot (1 + 0,61 \cdot r) \quad (1.6)$$

Cette température tient compte du rapport de mélange r , c'est dire la masse de la vapeur d'eau rapportée à celle de l'air sec. Ce rapport ne dépassant pas pratiquement $0,03$ pour une atmosphère humide, la chaleur spécifique à pression constante de l'air humide est assez proche de celle de l'air sec. De plus, les changements d'état des masses d'air qui se déplacent dans une atmosphère humide ne sont pas significativement différents de ceux correspondant à une atmosphère sèche tant que les processus restent adiabatiques. Il est donc possible d'appliquer la notion de température potentielle, réservée à l'air sec, à l'air humide (Guyot, 1997).

Tout comme la vitesse du vent, la prise en compte des phénomènes physiques intervenant dans les échanges de chaleur permet d'écrire l'évolution de la température potentielle dans l'espace et dans le temps :

$$\underbrace{\frac{d\bar{\theta}}{dt}}_{T_1} = \underbrace{\nu_\theta \frac{\partial^2 \bar{\theta}}{\partial x_j^2}}_{T_2} - \underbrace{\frac{\partial(\overline{u_j' \theta'})}{\partial x_j}}_{T_3} + \underbrace{S_\theta}_{T_7} - \underbrace{\frac{L_v E_{va}}{\rho C_p}}_{T_8} - \underbrace{\frac{1}{\rho C_p} \left(\frac{\partial \bar{F}_j}{\partial x_j} \right)}_{T_9} \quad (1.7)$$

où θ' est la fluctuation de la température potentielle, ν_θ est la diffusivité de la chaleur dans l'air, L_v la chaleur latente de vaporisation. E_{va} étant la masse de vapeur d'eau par unité de volume et par unité de temps créée par changement de phase (liquide ou solide). \bar{F}_j est la composante du rayonnement net de l'air (infrarouge moyen) dans la direction j .

Par souci d'homogénéisation des équivalences des termes entre les équations de conservations relatives au vent, la température et l'humidité, nous allons, à partir de maintenant, accorder les mêmes « numéros » aux termes ayant le même sens physique dans chaque équation. Les termes de l'équation 7 se définissent ainsi de la manière suivante :

T_1 : correspond à la dérivée totale ($d/dt = \partial/\partial t + \overline{u_j} \cdot \partial/\partial x_j$) regroupant le terme de variation temporelle et le terme d'advection (horizontale et/ou verticale).

T_2 : rend compte de la diffusion de la chaleur.

T_3 : correspond à l'effet de la turbulence, ($\overline{u_j' \theta'}$) est le flux turbulent de chaleur.

T_7 : terme source/puits.

T_8 : prend en compte l'effet des changements de phase liquide ou solide en vapeur, et qui agissent sur la température de l'air.

T_9 : terme source représentant l'effet du rayonnement net de la masse d'air sur sa température. Plus précisément, ce terme exprime le taux de refroidissement dû à la divergence du flux radiatif infrarouge moyen. Son calcul est relativement complexe et se fait principalement à partir de la connaissance de la structure thermodynamique verticale de l'atmosphère (profils de température et d'humidité) (André, 1980).

II.2.5. Conservation de l'humidité

L'équation de conservation de l'humidité est analogue à celle de la température. Il existe aussi plusieurs grandeurs relatives à l'humidité permettant de caractériser la quantité d'eau dans l'air. Dans le cas de la CLA, la variable caractéristique est l'humidité spécifique ou massique moyenne \bar{q} qui correspond au rapport de la quantité d'eau dans l'air à la masse totale de l'air. L'équation utilisée est en effet :

$$\underbrace{\frac{d\bar{q}}{dt}}_{T_1} = \underbrace{\nu_q \frac{\partial^2 \bar{q}}{\partial x_j^2}}_{T_2} - \underbrace{\frac{\partial(\overline{u_j' q'})}{\partial x_j}}_{T_3} + \underbrace{S_q^-}_{T_7} + \underbrace{\frac{E_{va}}{\rho}}_{T_8} \quad (1.8)$$

où, ν_q est la diffusivité de l'humidité dans l'air. Chaque terme de cette équation a une signification précise :

T_1 : correspond à la dérivée totale ($d/dt = \partial/\partial t + \overline{u_j} \cdot \partial/\partial x_j$) regroupant le terme de variation temporelle et le terme d'advection (horizontale et/ou verticale).

T_2 : rend compte de la diffusion de l'humidité.

T_3 : représente l'effet de la turbulence, ($\overline{u_j' q'}$) est le flux turbulent d'humidité.

T_7 : terme source/puits d'humidité.

T_8 : terme qui correspond à l'ajout ou au prélèvement de l'humidité par changement de phase au sein de l'air.

Des équations analogues à celles de la température potentielle et de l'humidité spécifique peuvent être appliquées à d'autres éléments existants de manière constitutionnelle (par exemple le N_2 , O_2 , etc) ou introduits par l'homme (polluants) dans l'atmosphère et dont le transport est régit par les écoulements atmosphériques (Perego, 1998 ; Kim et al., 1998 in Kim et Patel, 2000).

II.3. Equation d'état

Contrairement aux équations précédentes qui expriment la conservation des grandeurs concernées, cette équation permet de décrire l'état énergétique de la masse d'air selon une équation très simple appelée aussi loi des gaz parfaits :

$$\bar{P} = R \cdot \bar{\rho} \cdot \bar{T}_v \quad (1.9)$$

où \bar{P} est la pression, $\bar{\rho}$ la densité moyenne de l'air, R la constante des gaz parfaits pour l'air sec ($R = 287 \text{ J.K}^{-1}.\text{kg}^{-1}$) et \bar{T}_v la température virtuelle absolue. Cette dernière correspond à la température absolue \bar{T} corrigée des effets de l'humidité. Comme son expression l'indique, l'équation d'état permet de déterminer la pression \bar{P} intervenant dans l'équation du vent.

II.4. Fermeture de la turbulence

Comme nous l'avons annoncé précédemment les équations présentées ci-dessus montrent, en plus des variables d'état que l'on cherche à connaître, d'autres termes également inconnus résultant de la prise en compte de la turbulence. Il s'agit d'un système non fermé, c'est à dire un système avec un nombre d'inconnues dépassant le nombre d'équations. Il est possible de fermer le système d'équations grâce à deux types de modèles (Le Breton, 1991) : d'une part, les modèles dits « à concept de viscosité turbulente » qui supposent une analogie entre mouvements diffusifs et mouvements turbulents, et d'autre part les modèles d'ordre supérieur où l'on considère les corrélations doubles comme des grandeurs transportables variant dans l'espace et dans le temps et dont on peut décrire l'évolution *via* une équation de conservation.

II.4.1. Les modèles à concept de viscosité turbulente

Ces modèles reposent sur la caractérisation de la turbulence par un effet de mélange décrit par une grandeur caractéristique qui est la viscosité turbulente appelée aussi coefficient d'échange turbulent. Celle-ci intervient dans le calcul des flux turbulents dont l'écriture repose sur l'analogie avec le phénomène de diffusion moléculaire ($\text{flux} = \text{diffusivité} \times \text{gradient}$). Cette analogie qui relève de ce qu'on appelle couramment théorie en K (K -theory), K étant le coefficient de diffusivité turbulente, permet alors d'exprimer les flux turbulents auxquels nous nous intéressons de la façon suivante :

$$\overline{u'_j u'_i} = -K_m \frac{\partial \overline{u_i}}{\partial x_j} \quad (1.10)$$

$$\overline{u'_j \theta'} = -K_h \frac{\partial \overline{\theta}}{\partial x_j} \quad (1.11)$$

$$\overline{u'_j q'} = -K_q \frac{\partial \overline{q}}{\partial x_j} \quad (1.12)$$

K_m , K_h et K_q sont les coefficients d'échange turbulent relatifs à la quantité de mouvement, la chaleur et l'humidité. Quelques remarques importantes peuvent être signalées quant au coefficient d'échange K_g au sens large :

ò $K_g \geq 0$; il vaut zéro quand la vitesse du vent est égale à zéro (notamment à la surface du sol).

ò K_g prend normalement des valeurs différentes selon les trois directions de l'espace (x_1, x_2, x_3) . Cette condition complique encore le problème et pour la simplicité on admet généralement l'hypothèse de l'isotropie quel que soit le type d'échange (Duykerke, 1988 ; Aspley et Castro, 1997 ; Liu et al., 1996 ; Xu et Taylor, 1997).

ò K_g dépend de la stabilité atmosphérique et augmente quand l'énergie cinétique turbulente augmente.

La détermination des coefficients d'échange peut être basée sur trois types de modèles classés en fonction de leur nombre d'équations : modèle à « zéro », à « une » et à « deux » équation(s). L'objectif ici n'étant pas de détailler chaque modèle, nous nous attachons à en présenter les principales caractéristiques en mettant l'accent sur les modèles à « deux » équations qui nous intéressent particulièrement dans le cadre de ce travail.

II.4.1.1. Modèles à « zéro » équation

Ce genre de modèle constitue l'approche la plus simple pour calculer les coefficients d'échange. Il ne fait appel à aucune équation différentielle complémentaire d'où l'appellation « zéro équation ». L'un des modèles les plus connus est celui de Prandtl² (1925) qui fait intervenir la longueur de mélange et le gradient de la vitesse moyenne :

$$K_m = C_\mu \cdot l_m^2 \cdot \frac{\partial \overline{u_1}}{\partial x_3} \quad (1.13)$$

² La formule de Prandtl repose sur deux hypothèses principales : (1) les fluctuations de vitesse sont du même ordre de grandeur dans toutes les directions, (2) la longueur de mélange est proportionnelle à la distance à la surface du sol (Guyot, 1997). De plus, il faut mentionner qu'on suppose également que la surface est homogène horizontalement et qu'elle est infiniment étendue.

$$l_m = \kappa \cdot x_3 \quad (1.14)$$

où l_m est la longueur de mélange, κ la constante de Von Karman. Pour la vitesse du vent, on considère que sa direction est confondue avec l'axe (ox). $\overline{u_1}$ étant la première composante de la vitesse moyenne du vent et $C_\mu \approx 0.09$, une constante déterminée empiriquement. La longueur de mélange l_m est l'équivalent du libre parcours moyen en théorie cinétique. Elle représente la distance moyenne qu'un tourbillon doit parcourir avant de se mélanger avec son environnement (Kotroni, 1993).

Néanmoins, l'utilisation de ces modèles est de moins en moins fréquente du fait des difficultés liées à l'estimation de la longueur de mélange notamment dans le cas des écoulements complexes (cas hétérogènes). De plus, ces modèles ne prennent pas en compte les effets du transport par les tourbillons et le vent moyen ainsi que l'évolution temporelle des mécanismes de la turbulence (Le Breton, 1991). Les deux classes de modèles qui vont être présentées par la suite permettent de lever ces inconvénients en introduisant des équations de transport (ou de conservation) relatives à des grandeurs caractéristiques de la turbulence.

II.4.1.2. Modèles à « une » équation

Ces modèles sont basés exclusivement sur la résolution d'une équation de transport pour l'énergie cinétique turbulente (ECT), cette variable se définit par :

$$E = \frac{1}{2} \cdot (\overline{u_1'^2} + \overline{u_2'^2} + \overline{u_3'^2}) \quad (1.15)$$

Il s'agit d'une forme de l'énergie cinétique classique normalisée par la masse et dans laquelle on ne considère que les fluctuations de vitesse. Cette variable « hybride » est particulièrement intéressante puisqu'elle constitue une grandeur clé des transports de quantité de mouvement, de chaleur et d'humidité (Stull, 1988).

Ces modèles permettent de s'affranchir partiellement des limitations des modèles à une équation. Ainsi, ils permettent une caractérisation de la turbulence et une prise en compte de son historique en calculant dans l'espace et dans le temps l'évolution de l'ECT. Le coefficient d'échange est alors calculé en fonction de cette variable, mais aussi en prenant en compte une longueur de mélange l .

$$K_m = C_\mu \cdot E^{1/2} \cdot l \quad (1.16)$$

l'équation de l'ECT est déduite directement de l'équation du vent et s'écrit sous la forme :

$$\underbrace{\frac{dE}{dt}}_{\mathbf{I}_1} = \underbrace{\delta_{i3} \frac{g}{\theta_v} (\overline{u_i' \theta'})}_{\mathbf{I}_2} - \underbrace{(\overline{u_i' u_j'}) \frac{\partial \overline{u_i}}{\partial x_j}}_{\mathbf{I}_3} - \underbrace{\frac{\partial (\overline{u_j' E})}{\partial x_j}}_{\mathbf{I}_4} - \underbrace{\frac{\partial \overline{u_i' p' / \rho}}{\partial x_i}}_{\mathbf{I}_5} - \underbrace{\varepsilon}_{\mathbf{I}_6} + \underbrace{S_E}_{\mathbf{I}_7} \quad (1.17)$$

où,

$$\delta_{ij} = \begin{cases} +1 & \text{si } i = j \\ 0 & \text{autrement} \end{cases}$$

Dans cette équation les termes $\overline{u_j' E}$ et $\overline{u_i' p' / \rho}$ peuvent être regroupés en un unique terme paramétré de façon similaire aux flux turbulents avec un coefficient d'échange spécifique K_E :

$$\overline{u_j' E} + (\overline{u_i' p' / \rho}) = K_E \frac{\partial E}{\partial x_j} \quad (1.18)$$

avec $K_E = K_m / \sigma_E$ où $\sigma_E \approx 1$, une constante empirique.

Les termes $\mathbf{I}_1 \dots \mathbf{I}_7$ prennent les significations suivantes :

\mathbf{I}_1 : correspond à la dérivée totale ($d/dt = \partial/\partial t + \overline{u_j} \partial/\partial x_j$). Il regroupe donc la variation temporelle et l'advection de l'énergie cinétique par le vent moyen.

\mathbf{I}_2 : représente la production ou la destruction de l'énergie cinétique par gradient thermique. Ce terme est négatif en conditions stables, positif en conditions instables.

\mathbf{I}_3 : représente la production dynamique de l'énergie cinétique due au cisaillement. Les flux turbulents ($\overline{u_i' u_j'}$) sont, par définition, de signe opposé au gradient de la vitesse moyenne. Ce terme a donc une contribution positive dans l'équation (1.17)

\mathbf{I}_4 : décrit le transport de l'énergie cinétique par les tourbillons dus aux fluctuations (u_j')

\mathbf{I}_5 : rend compte de l'effet de la distribution de la pression sur l'énergie cinétique turbulente. Ce terme est souvent associé aux oscillations des masses d'air dues à la flottabilité et aux ondes de gravités.

\mathbf{I}_6 : correspond à la conversion de l'énergie cinétique turbulente en chaleur du fait du frottement au sein des couches d'air (effet de viscosité).

\mathbf{I}_7 : terme sources/puits.

Dans le cas d'une modélisation en 1D et en supposant l'absence de végétation, le bilan de l'ECT se résume aux termes \mathbf{I}_2 , \mathbf{I}_3 , \mathbf{I}_4 et \mathbf{I}_6 . Ceux-ci montrent des profils caractéristiques ayant des gammes de variation plus au moins larges selon la verticale. Sans vouloir être exhaustif

sur ces aspects, nous reprenons l'illustration fournie par Stull (1988) dans laquelle il reprend les résultats de quelques travaux ayant porté sur l'analyse de ces termes dans le cas d'une couche limite convective (Figure 1. 2).

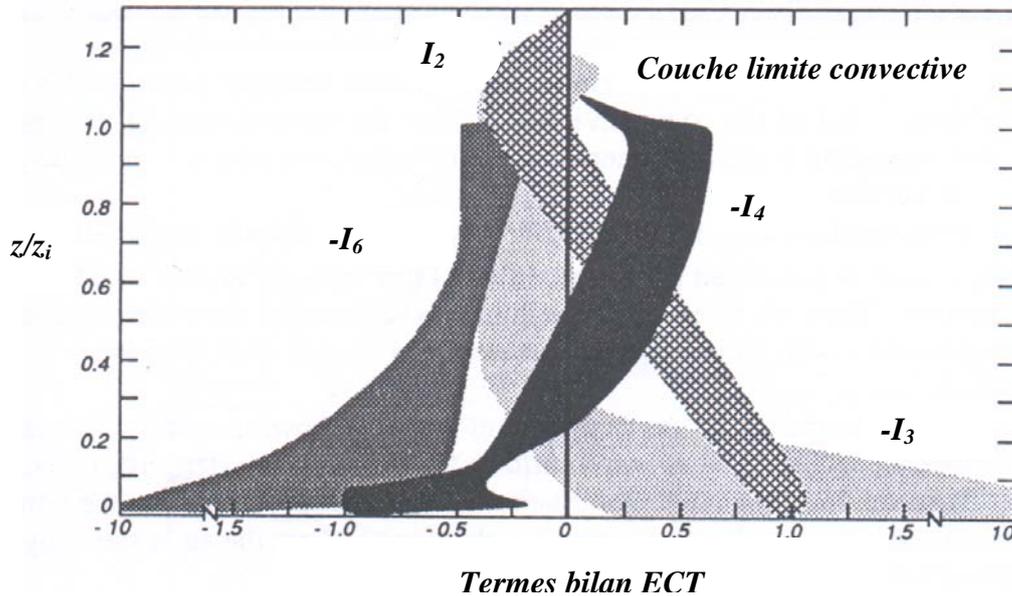


Figure 1. 2 : termes du bilan de l'ECT normalisés par w_*^3 / z_i^3 . Les zones ayant différents niveaux de gris et textures indiquent les gammes de variations possibles. Ces données sont issues des résultats de Deardorff (1974), André et al., (1978), Thery et Lacarrère (1983), Lenschow (1974), Pennell et LeMone (1974), Zhou et al., (1985) et Chou et al., (1986).
Extrait de Stull (1988), pp. 155

Le terme I_6 est calculé par une formule simple dite « formule de Kolmogorov » (Yang et al., 1991) faisant intervenir l'ECT, une longueur de mélange l et le coefficient empirique C_μ :

$$\varepsilon = \frac{C_\mu E^{3/2}}{l} \quad (1.19)$$

Ces modèles n'apportent que des améliorations marginales en terme de calcul du coefficient d'échange et se heurtent au problème du calcul de la longueur de mélange (Le Breton, 1991). Néanmoins, certains travaux ont montré que l'introduction d'une bonne paramétrisation de l permet de bien caractériser la turbulence. Ainsi, Aspley et Castro (1997) utilisent une longueur de mélange limite (l_{max}) dans l'expression de l et obtiennent un bon accord avec les mesures du profil du vent ainsi que sa direction. Par ailleurs, Bougeault et Lacarrère (1989) utilisent une longueur de mélange reposant sur le calcul préalable de deux longueurs (l_{up} et l_{down}) décrivant le parcours vertical des particules en prenant en compte les effets dus aux

³ w^* est une échelle de vitesse convective qui sera expliquée plus en détail dans le chapitre 7.

gradients thermiques. Les résultats de cette nouvelle paramétrisation semblent être intéressants et les comparaisons avec les mesures (profils de température, etc) sont assez satisfaisantes.

II.4.1.3. Modèles à « deux » équations

Ce type de modèles est basé également sur l'utilisation de l'ECT comme grandeur caractéristique de la turbulence à laquelle est associée une nouvelle grandeur décrite par une équation de transport permettant de calculer la longueur de mélange l . Cette nouvelle variable notée Z est le plus souvent une combinaison de l et de E et prend généralement la forme de ($Z = l^m . E^n$). Sous cette forme, la littérature montre différents exemples de modèles : $E - El$ ($m=1, n=1$), $E - \omega_t$, $E - \varepsilon - l$ et $E - \varepsilon$ (appelé aussi $k - \varepsilon$) où ε est le taux de dissipation de l'ECT et ω_t une variable qui dépend de ε , de E et d'un paramètre empirique. Ces modèles ont été testés dans différentes conditions sous leurs formes standards ou adaptées [Aspley et Castro, 1997 ; Xu et Taylor, 1997 ; Launder et Spalding, 1997 ; Liu et al., 1996 ; Kim et Patel, 2000 ; etc.]. Détailler les résultats de ces travaux dépasse largement le cadre de cette présentation ; nous allons nous concentrer essentiellement sur le modèle $E - \varepsilon$ qui a été appliqué à plusieurs reprises dans le cas de la CLA.

II.4.1.3.1. Cas du modèle $E - \varepsilon$ ou $k - \varepsilon$

Ce modèle a été développé initialement par Launder et Spalding (1974) pour être appliqué dans l'ingénierie. Il se base sur cinq paramètres caractéristiques (Tableau 1.2) déterminés par voie empirique. L'équation de transport de E est identique à celle utilisée dans un modèle à une équation (équation 1.17). Celle de ε s'exprime par :

$$\underbrace{\frac{d\varepsilon}{dt}}_{I_1} = \underbrace{c_3 \frac{\varepsilon}{E} \delta_{i3} \frac{g}{\theta_v} (\overline{u'_i \theta'})}_{I_2} - \underbrace{c_1 \frac{\varepsilon}{E} (\overline{u'_i u'_j}) \frac{\partial \overline{u'_i}}{\partial x_j}}_{I_3} - \underbrace{\frac{\partial (\overline{u'_j \varepsilon})}{\partial x_j}}_{I_4} - \underbrace{c_2 \frac{\varepsilon^2}{E}}_{I_5} + \underbrace{S_\varepsilon}_{I_6} \quad (1.20)$$

$$I_1 \qquad I_2 \qquad I_3 \qquad I_4 \qquad I_5 \qquad I_6$$

avec,

$$\delta_{ij} = \begin{cases} +1 & \text{si } i = j \\ 0 & \text{autrement} \end{cases}$$

Tout comme l'ECT, le terme $\overline{u'_j \varepsilon}$ est exprimé de manière analogue aux flux turbulents en introduisant un coefficient de proportionnalité noté K_ε :

$$\overline{u'_j \varepsilon} = K_\varepsilon \frac{\partial \varepsilon}{\partial x_j} \quad (1.21)$$

Dans cette expression, le coefficient K_ε se calcule de manière similaire au coefficient K_E en faisant intervenir une constante empirique $\sigma_\varepsilon \approx 1,3$:

$$K_\varepsilon = \frac{K_m}{\sigma_\varepsilon} \quad (1.22)$$

Il est toutefois important de rappeler l'équivalence des termes figurant dans l'équation du taux de dissipation à ceux de l'ECT :

I_1 : correspond à la dérivée totale ($d/dt = \partial/\partial t + \overline{u_j} \cdot \partial/\partial x_j$). Il regroupe donc la variation temporelle et l'advection du taux de dissipation par le vent moyen.

I_2 : correspond à l'effet des gradients thermiques sur la dissipation. Il est négatif en conditions stables, positif en conditions instables.

I_3 : représente la production dynamique de la dissipation due au cisaillement. De la même façon que pour l'énergie cinétique, ce terme est positif.

I_4 : décrit le transport du taux de dissipation par les tourbillons générés par les fluctuations (u'_j).

I_5 : correspond à la destruction de ε sous l'effet de la viscosité.

I_6 : termes sources/puits.

Tableau 1. 2: récapitulatif des constantes du modèle $E - \varepsilon$ selon différents auteurs

Modèle $E - \varepsilon$	C_μ	c_1	c_2	c_3	σ_E	σ_ε
standard (Launder et Spalding, 1974)	0,09	1,44	1,92	1,44	1,0	1,3
modifiée d'après Donykerke (1988)	0,033	1,46	1,83	1,46	1,0	2,38
modifiée d'après Detering et Etling (1985)	0,026	*	1,90	*	0,74	1,3

* : ce coefficient est calculé en utilisant l'expression $[78,8 f_c E^{1,5} / (\varepsilon u_*)]$ avec f_c le facteur de Coriolis et u_* la vitesse de frottement.

La résolution des équations de E et de ε en un point de l'espace et à un instant donnée permet ainsi de calculer les coefficients d'échange (en admettant l'hypothèse de l'isotropie) selon l'expression :

$$K_m = K_h = K_q = C_\mu \frac{E^2}{\varepsilon} \quad (1.23)$$

II.4.1.3.2. Application du modèle $E - \varepsilon$ dans le cas de la CLA

Les problèmes posés par l'application de ce modèle dans le cas de la CLA ont été discutés par de nombreux auteurs. Detering et Etling (1985) ont montré que ce modèle, en version standard, surestime considérablement le coefficient d'échange et l'épaisseur de la couche

limite dans le cas d'une atmosphère neutre du fait de la surestimation de l'ECT. Ainsi, ils concluent sur la nécessité de réajuster les coefficients et en proposent d'autres (Tableau 1. 2) afin de valider les mesures de la base de donnée Leipzig (profil de vent, profil de sa direction et vitesse de frottement, u^*). Duynkerke (1988), s'est penché sur la validation des mêmes données expérimentales que Detring et Etling (1985) et a rencontré des difficultés similaires tant en conditions neutres qu'en conditions stables. Il préconise alors d'autres constantes (Tableau 1. 2) en retenant une autre paramétrisation de la production de ε (équation, 1.20, terme I_3). Cependant, Aspley et Castro (1997), en se posant les mêmes questions liées à l'amélioration du modèle $E - \varepsilon$, retiennent les constantes standards et introduisent une longueur de mélange limite (l_{max}) dans l'expression du terme de production de ε . Cette procédure leur a permis de simuler correctement, entre autres, le profil logarithmique du vent dans la CLS en conditions neutres. Ces auteurs jugent alors cette procédure fiable et soulignent qu'elle peut être utilisée conjointement aux versions existantes du modèle $E - \varepsilon$ où ses constantes standards ont été modifiées. Dans le même sens, Xu et Taylor (1997) introduisent dans le modèle $E - \varepsilon$ standard deux paramétrisations : l'une pour la longueur de mélange intervenant dans le calcul du coefficient d'échange et l'autre pour la longueur de mélange du terme production de ε . De plus, ils réajustent une des constantes standards. Cette procédure s'est avérée non concluante puisque les résultats ne sont pas en accord avec les situations de références simulées et même avec les mesures. Les conclusions pessimistes relatives à ces résultats ne doivent pas être surprenantes puisque l'utilisation du concept de la longueur de mélange suppose que la turbulence est une « boîte noire » dont les mécanismes internes (agitation des molécules, création de tourbillons, etc.) restent inconnus et difficiles à modéliser. L'utilisation de plusieurs longueurs de mélange ou de longueurs de mélange limites n'est donc qu'une manière simplifiée de la résolution du problème de la turbulence : *« l_{max} is an indication that there is more than one length scale in the external forcing... l_{max} is a recognition that there is some aspect of the ABL (Atmospheric Boundary Layer) that we have not solved » Aspley et Castro (1997).*

Il faut remarquer que la plupart de ces travaux ont été effectués exclusivement sur sol nu, mais il existe également quelques applications sur la végétation. C'est le cas particulier des travaux de Green (1992) qui, en introduisant des termes source/puits pour prendre en compte l'effet de la végétation dans les équations du vent, de E et de ε , montre que cette paramétrisation ne permet pas de simuler correctement les profils de E . Liu et al. (1996) reprennent les mêmes paramétrisations que Green (1992) en les appliquant à un couvert forestier étudié dans dispositif expérimental particulier (soufflerie). Ils montrent que cette paramétrisation surestime E et proposent ainsi d'ajuster l'un des paramètres intervenant dans le terme source/puits. Il semble que cette procédure ait amélioré significativement les profils verticaux de E .

Pour clore ce paragraphe, il faut retenir que l'extension du modèle $E - \varepsilon$ standard au cas de la CLA a été souvent une étape problématique du fait des échelles d'analyse et de la nature des phénomènes mis en jeu qui sont différents de ceux abordés dans l'ingénierie (jet de fluide, échanges dans les mini-canaux, etc.) et que diverses adaptations ont été nécessaires. Il faut

noter également que ces adaptations n'ont été effectuées que sur des versions 1D, mais rarement en 2D et qu'aucune garantie sur le fonctionnement de ces modèles en version 3D n'est assurée. Enfin, les différentes pistes abordées pour améliorer ce modèle et la multiplicité des versions résultantes ne sont qu'une preuve que le problème de la modélisation des échanges turbulents dans la couche limite est loin d'être résolu.

II.4.2. Les modèles d'ordre supérieur

Bien qu'ils permettent de représenter de façon satisfaisante la turbulence par le biais de différentes modifications, les modèles précédents à concepts de viscosités s'avèrent souvent incapables de rendre compte de certains phénomènes tels que les flux à contre gradients. De plus, comme nous l'avons discuté ci-dessus, ils sont assez sensibles à la modélisation de la longueur de mélange. Les modèles dits « d'ordre supérieur » permettent alors de lever ces contraintes et de donner une meilleure représentation de la turbulence. Ces modèles font intervenir des moments triples (par exemple des termes de cette forme : $\overline{w'\theta'^2}$, $\overline{u'v'w'}$) qui sont des inconnues et qui doivent être paramétrés pour fermer le système d'équations permettant le calcul des coefficients d'échange. La paramétrisation de ces inconnues supplémentaires nécessite d'introduire des équations différentielles supplémentaires ce qui complique encore l'utilisation de ces modèles. Dans la littérature plusieurs modèles de ce type ont été mis au point et validés par rapport à des mesures de profils verticaux (Yamada et Mellor, 1975 ; Yamada, 1982 ; Wilson, 1988 ; André, 1978]. Néanmoins, l'utilisation de ces modèles est généralement lourde compte tenu du temps de calcul prohibitif et des capacités de mémoire souvent importantes qu'ils nécessitent. A titre d'exemple, si l'on compare au modèle $E - \varepsilon$ le rapport de temps de calcul est de 100 (Therry et Lacarrère, 1983). Ces limites donnent plus de poids aux modèles à deux équations qui, malgré leurs inconvénients, ont été utilisés dans de nombreux modèles de CLA.

II.5. Modélisation des échanges convectifs au voisinage de la surface : raccordement avec la végétation

Les équations de conservation ainsi que celles de la fermeture de la turbulence détaillées ci-dessus peuvent être utilisées pour décrire les interactions des masses d'air situées entre la surface et le sommet de la CLA. Néanmoins, la présence de la végétation à la surface crée une certaine discontinuité dans la structure la couche limite ce qui nécessite certaines précautions dans l'application de ces équations. Se pose ainsi le problème de continuité au voisinage de la surface où l'on distingue, d'une part une atmosphère au-dessus de la végétation et une autre qui est à l'intérieur représentant son microclimat. Pour l'atmosphère située au-dessus de la végétation, on applique bien entendu les équations en question sans traitements particuliers tandis que pour l'atmosphère dans la végétation, ces mêmes équations peuvent être utilisées en introduisant des termes sources/puits déterminés par voie semi-empirique. Dans ce qui suit, nous allons présenter une revue non exhaustive des différentes manières dont peuvent s'exprimer les termes sources/puits (terme T_7) pour chaque équation de conservation (équation 1.1, 1.7 et 1.8). Pour les équations de la fermeture, étant particulièrement intéressés

par le modèle $E - \varepsilon$ (équation 1.17 et 1.20), nous allons, dans la mesure du possible, donner quelques exemples de paramétrisations de ces termes (terme I_7) pour le cas de ce modèle.

II.5.1. Terme source/puits de quantité de mouvement (terme T_7)

Ce terme est exclusivement un puits de quantité de mouvement car il rend compte du freinage du vent occasionné par la végétation. Il fait intervenir ses caractéristiques aérodynamiques (coefficient de traînée : $c_d \approx 0,2$) et structurales (densité foliaire : LAD) et prend bien évidemment en compte la vitesse du vent. Il peut être présenté sous la forme (Wilson, 1988 ; Naot et Mahrer, 1989 ; Green, 1992 ; Liu et al., 1996 ; Bruse et Fler, 1998) :

$$S_{u_i} = - c_d \cdot LAD \cdot W \cdot \bar{u}_i \quad (1.24)$$

W étant le module de la vitesse du vent. Le coefficient c_d est un coefficient empirique déterminé en soufflerie en mesurant la force de traînée sur la feuille pour différentes vitesses du vent (Grace, 1977). Des lois similaires à l'équation 1.24 ont été également proposées dans d'autres modèles (Yamada, 1982 ; Schilling, 1991). Leur seule différence réside dans la prise en compte d'une correction par le taux de recouvrement (veg). Ceci vient du fait que dans ces modèles, la maille au voisinage de la surface est subdivisée en une fraction couverte par la végétation et une autre nue.

II.5.2. Terme source/puits de chaleur (terme T_7)

Il dépend principalement de la différence de température entre la végétation et l'air environnant, mais aussi de la quantité de feuille (LAD). Il s'exprime par la relation (Bruse et Fler, 1998) :

$$S_{\theta} = LAD \cdot \frac{1,1}{r_{ac}} \cdot (T_f - T_{af}) \quad (1.25)$$

avec T_f est la température de la feuille et T_{af} la température de l'air dans la végétation. Le terme r_{ac} correspond à la résistance de couche limite de la feuille. Si l'on peut calculer ce terme explicitement en utilisant ces dernières variables, il est également possible de l'exprimer de façon implicite en fonction des termes du bilan d'énergie à un niveau donné dans la végétation : rayonnement net (R_{nv}) et flux de chaleur latente (LE_v) (Schilling, 1991) :

$$S_{\theta} = veg \left\{ \frac{1}{\rho C_p} \frac{\partial R_{nv}}{\partial x_3} - \frac{1}{\rho C_p} \frac{\partial (LE_v)}{\partial x_3} \right\} \quad (1.26)$$

II.5.3. Terme source/puits d'humidité (terme T_7)

Il peut être exprimé par une relation similaire à l'équation 1.23 excepté qu'elle fait intervenir deux types de flux (Bruse et al., 1998) : le flux d'eau évaporé par la surface de la feuille

($J_{f,évap}$) et le celui transpiré par ses stomates ($J_{f,trans}$). Nous reviendrons plus en détail sur ces notions dans le chapitre 2 :

$$S_q^- = LAD(z) \cdot [J_{f,évap} + J_{f,trans}] \quad (1.27)$$

De la même manière que le flux S_h est exprimé quand la maille est subdivisée en deux compartiments, le flux Q_q prend en compte le taux de recouvrement (Schilling, 1991) :

$$S_q^- = veg \left\{ LAD(z) \frac{q_{sat}(T_f) - q_{af}}{r_s + r_{ac}} \right\} \quad (1.28)$$

avec q_{af} l'humidité spécifique de l'air dans la végétation. r_s est la résistance stomatique de la feuille. Elle exprime la capacité de la feuilles à laisser transiter l'eau par ces stomates

II.5.4. Terme source/puits du modèle $E - \varepsilon$

Dans ce modèle, la végétation agit en réduisant l'ECT par effet de traînée (ou freinage). Wilson (1988) est probablement l'un des premiers à proposer une paramétrisation du terme source/puits (Q_E) pour l'ECT. Il part du principe que ce terme peut être exprimé comme étant le produit de la vitesse moyenne du vent et de la force de traînée. Par la suite, d'autres travaux (Green, 1992 ; Liu et al., 1996) ont amélioré cette paramétrisation pour mieux représenter la cascade d'énergie, c'est à dire la destruction des tourbillons qui deviennent de plus en plus petits et se dissipent sous forme de chaleur. Ces travaux peuvent être résumés par l'expression utilisée par Bruse et Fleer (1998) :

$$Q_E = c_d LAD(z) W^3 - 4c_d LAD(z) W E \quad (1.29)$$

En ce qui concerne ε , son terme source/puits est obtenu à partir de celui de l'ECT. Pour une revue détaillée le lecteur peut se référer à Liu et al. (1996). L'expression finale prend la forme (Liu et al., 1996 ; Bruse et Fleer, 1998) :

$$Q_\varepsilon = 1,5 \frac{\varepsilon}{E} c_d LAD(z) W^3 - 6c_d LAD(z) W \varepsilon \quad (1.30)$$

III. modélisation des échanges dans la CLS

III.1. Equations de conservation

Comme nous l'avons montré précédemment, les équations de conservation de l'écoulement dans la CLA sont également applicables jusqu'au sommet et même dans la végétation à condition d'introduire des termes source/puits. Ceci suppose donc leur validité dans la CLS. Cependant, grâce aux propriétés de cette couche, il est possible d'admettre quelques hypothèses qui vont permettre de simplifier l'écriture de ces équations :

- La surface sous-jacente est homogène. Ceci suppose l'absence de variabilité selon l'horizontale : les dérivées par rapport à x_1 et x_2 sont nulles.
- L'écoulement est stationnaire et par conséquent les phénomènes mis en jeu par chaque terme de ces équations ne varient pas dans le temps : les dérivées par rapport au temps s'annulent.
- On néglige la diffusion moléculaire par rapport à la turbulence.
- Les changements de phase dans l'atmosphère sont non significatifs.
- Les forces de Coriolis dues à la rotation de la terre sont négligeables du fait qu'on s'intéresse à une partie de l'atmosphère située plus près de la surface que de l'atmosphère libre.
- La direction de la vitesse du vent est confondue avec l'axe (ox).

En appliquant ces hypothèses aux équations de conservation, celles-ci se réduisent à l'expression générale suivante :

$$\frac{\overline{\partial u'_3 c'}}{\partial x_3} = 0 \quad (1.31)$$

où $c' = u'_i, \theta', q' \dots$. Il est évident de déduire que le flux $\overline{u'_3 c'}$ est constant. Ceci implique que dans cette couche les flux sont conservatifs d'où le nom d'une couche « conservative ». Néanmoins, cette information, bien qu'elle découle d'un raisonnement logique, reste insuffisante pour déterminer ce flux turbulent. Le problème de la fermeture de la turbulence abordé dans le cas de CLA où l'on ne connaît pas ce flux réapparaît également dans le cas de la CLS. En effet, ce problème est résolu de manière similaire en supposant l'analogie entre les mouvements turbulents et les mouvements diffusifs (diffusion moléculaire). De fait, on considère que le flux $\overline{u'_3 c'}$ au sens large est proportionnel au gradient vertical et à un coefficient de proportionnalité qui n'est autre que le coefficient d'échange. Si l'on s'intéresse aux échanges de quantité de mouvement, on peut écrire :

$$\overline{u'_1 u'_3} = - K_m \cdot \frac{\partial \overline{u_3}}{\partial x_3} \quad (1.32)$$

La connaissance du flux $\overline{u'_1 u'_3}$ qui revient à déterminer K_m et le profil vertical de la troisième composante moyenne du vent permet d'accéder au flux vertical de quantité de mouvement τ_3 par le biais de la relation :

$$\tau_3 = - \overline{\rho} \cdot C_p \cdot \overline{u'_1 u'_3} \quad (1.33)$$

Un raisonnement analogue appliqué aux flux $\overline{u'_1 \theta'}$ et $\overline{u'_1 q'}$ relatifs à la température potentielle et à l'humidité spécifique de l'air (respectivement) permet de déterminer les flux convectifs H

(chaleur sensible) et LE (évaporation du sol et transpiration des végétaux) en provenance de la surface dans l'air dont nous verrons l'utilité plus loin :

$$H = - \overline{\rho \cdot C_p \cdot u' \theta'} \quad (1.34)$$

$$LE = - \overline{\rho \cdot C_p \cdot u' q'} \quad (1.35)$$

III.1.1.1. Pas de prise en compte des gradients thermiques

Dans ce cas de figure, le coefficient d'échange K_m est paramétré de manière assez simplifiée : il varie en fonction de l'altitude, de la vitesse de frottement et fait intervenir la constante de Von Kàrman κ . Il prend ainsi la forme :

$$K_m = \kappa \cdot u^* \cdot x_3 \quad (1.36)$$

A partir de cette équation et de l'équation 1.32, on peut déduire une expression (équation 1.37) dont l'intégration entre deux niveaux x_{3_1} et x_{3_2} dans l'atmosphère donne un profil logarithmique pour le vent (équation 1.38) :

$$\frac{\partial \overline{u}}{\partial x_3} \cdot \frac{\kappa x_3}{u^*} = 1 \quad (1.37)$$

$$\frac{\overline{u_{1_1}} - \overline{u_{1_2}}}{u^*} = \frac{1}{\kappa} \ln\left(\frac{x_{3_1}}{x_{3_2}}\right) \quad (1.38)$$

Cette formulation finale pour le calcul du profil du vent et le mode de fermeture de la turbulence qui lui a été associé montrent la simplicité du traitement de la CLS par rapport à celui de la CLA où l'on résout des équations différentielles complexes que ce soit pour décrire les profils ou pour fermer le système.

La formulation établie pour deux niveaux dans la CLS, peut être également être appliquée entre la surface et un niveau donné de la CLS. Ceci amène à introduire un paramètre caractéristique de la surface qui est sa rugosité z_{0s} ou encore la longueur de rugosité qui est définie comme étant le niveau auquel la vitesse du vent devrait s'annuler en supposant la validité du profil logarithmique jusqu'à la surface. Il en résulte l'équation suivante :

$$\frac{\overline{u_1}}{u^*} = \frac{1}{\kappa} \ln\left(\frac{x_3}{z_{0s}}\right) \quad (1.39)$$

D'un point de vue pratique z_{0s} est généralement approchée au dixième de la hauteur moyenne des aspérités de surface.

III.1.1.2. Prise en compte des gradients thermiques

Leur prise en compte passe par l'introduction d'une correction dans l'expression du coefficient d'échange. Cette correction dépend généralement d'un paramètre de stabilité (x_3/L). L'expression du coefficient d'échange devient alors :

$$K_m = \frac{k.u_* .x_3}{\phi_m .(x_3/L)} \quad (1.40)$$

Le terme correctif $\phi_m(x_3/L)$ est par conception sans dimension. Il fait intervenir la longueur de Monin et Obukhov (1954) L qui est une grandeur caractéristique de la stabilité qu'on calcule à chaque hauteur dans l'atmosphère par la relation :

$$L = \frac{(u^*)^3}{\kappa \cdot \frac{g}{\theta} \cdot \overline{u_3' \theta'}} \quad (1.41)$$

Il est à noter que cette grandeur peut être calculée en se basant sur un calcul itératif à partir de u^* et du flux turbulent de chaleur sensible $\overline{u_3' \theta'}$ lesquels dépendent eux-mêmes du paramètre (x_3/L) (Troufeau, 1996 ; Olioso, 1992). Compte tenu de cette correction l'équation 1.37 régissant la vitesse du vent devient :

$$\frac{\partial \overline{u_3}}{\partial x_3} \frac{\kappa \cdot x_3}{u^*} = \phi_m(x_3/L) \quad (1.42)$$

Tout comme le cas où l'on ne prend pas en compte les gradients thermiques, l'intégration de cette équation entre deux niveaux x_{3_1} et x_{3_2} dans l'atmosphère permet de déduire l'expression du profil du vent :

$$\frac{\overline{u_{l_1}} - \overline{u_{l_2}}}{u^*} = \frac{1}{\kappa} \left\{ \ln\left(\frac{x_{3_1}}{x_{3_2}}\right) - \psi_m\left(\frac{x_{3_1}}{L}\right) + \psi_m\left(\frac{x_{3_2}}{L}\right) \right\} \quad (1.43)$$

Cette équation fait apparaître une nouvelle fonction ψ_m déterminée par intégration selon la vertical du terme correctif ϕ_m . Comparé à l'équation 1.38, ce profil n'est plus logarithmique ; il est plutôt pseudo-logarithmique. Il est toutefois important de mentionner que : (1) ces deux types de profils peuvent être également établis également pour la température et l'humidité en empruntant la même démarche présentée ci-dessus, (2) nous n'avons abordé que le cas de la convection forcée (non prise en compte des gradients thermiques) et le cas de la convection mixte (prise en compte des gradients thermiques). Pour le cas particulier de la convection libre⁴, le problème est traité de la même manière à condition d'utiliser un facteur correctif approprié.

⁴ Selon la dominance du vent et du gradient de température l'un par rapport à l'autre, il est possible de distinguer trois régimes de convection : (1) la **convection forcée** où l'effet du vent est le seul à générer les transferts, (2) la

III.2. Problème de continuité et raccordement à la surface

Les profils logarithmique et pseudo-logarithmique ne sont valables que pour deux niveaux dans l'atmosphère suffisamment loins du couvert. Au voisinage immédiat de la surface, ces équations s'avèrent non applicables compte tenu de la non validité de certaines hypothèses de la CLS ; par exemple, la non homogénéité de la surface et de la non stationnarité de l'écoulement (Cellier et Brunet, 1992 *in* Olioso, 1992), mais aussi de la traînée sur la végétation qui engendre une non conservation de la quantité de mouvement (Tuzet et al., 1995). Ces difficultés ont conduit à subdiviser la CLS en deux sous-couches [(Garratt, 1980 ; Raupach et al., 1980 et Cellier et Brunet, 1992) *in* Olioso, 1992] : une sous-couche supérieure (sous couche inertielle ou dynamique) où l'on peut appliquer les équations précédentes et par la même occasion la théorie de Monin Obukhov et une couche inférieure (sous-couche rugueuse ou de transition) s'étendant jusqu'à l'intérieur du couvert où l'on utilise également des relations de types flux-gradient, mais en introduisant différentes corrections reliées aux caractéristiques du couvert. Pour une revue plus détaillée sur ces relations que l'on peut utiliser pour exprimer les profils à proximité et dans le couvert, le lecteur peut se référer à Troufleau (1996) et Olioso (1992).

III.3. Le bilan d'énergie

La dynamique des profils discutés ci-dessus et leur évolution dans la journée sont tributaires des échanges dans le couvert qui sont régis par la notion du bilan d'énergie. Celle-ci, comme nous l'avons évoqué précédemment, traduit l'équilibre énergétique à la surface : l'énergie radiative disponible à la surface R_n , toutes longueurs d'onde comprises, est dissipée sous forme de chaleur sensible H , chaleur latente LE et de chaleur de conduction dans le sol G . En conséquence, le bilan s'écrit comme suit :

$$R_n = H + LE + G \quad (1.44)$$

Il faut remarquer que cette expression ne comprend pas le terme de stockage de la chaleur dans le couvert ni l'énergie utilisée pour la photosynthèse, qui sont souvent négligés compte tenu de leurs faibles ordres de grandeurs par rapport aux autres termes du bilan (Thom, 1975 *in* Troufleau, 1996 ; Monteny, 1987 *in* Troufleau, 1996).

III.3.1. Approche monocouche

La notion de monocouche dans le cas du bilan d'énergie consiste à supposer que la végétation et le sol constituent une strate unique décrite par un seul bilan lequel permet d'obtenir deux variables d'équilibre de cette même strate que sont la température T_c et la pression de vapeur

convection libre où les transferts sont gouvernés par les gradients thermiques et (3) la **convection mixte** qui résulte de l'effet combiné du vent et des gradients thermiques.

e_c (ou l'humidité spécifique de surface q_c). Les quantités intervenant dans la détermination de ces deux variables peuvent être classifiées en 3 groupes :

- les grandeurs radiatives : rayonnements solaire global et atmosphérique (R_g et R_a),
- les grandeurs liées à la convection au-dessus de la surface : T_a , q_a , $\overline{u_1}$ à un niveau donné et K_h , K_q et K_m entre la surface et ce niveau,
- les propriétés optiques de la surface : l'albédo a_c et l'émissivité ε_c .

a_c est défini comme étant la fraction de R_g réfléchi par la surface. ε_c est le coefficient d'émission/absorption du rayonnement thermique par la surface.

Le peu de paramètres que nécessite l'approche monocouche et sa simplicité en ont fait une modélisation séduisante et utilisée dans un bon nombre de modèles (Noilhan et Planton, 1989 ; Àcs, 1994 ; Mihailović et al., 1996 ; Bosilovich et al., 1995). Ces avantages sont bien évidemment associés à certaines limites qui, pour ce genre de modèle, se résument à la mauvaise représentation de l'hétérogénéité thermique au voisinage de la surface du sol dans le cas des couverts épars (faible densité de feuilles à la surface du sol). L'étude réalisée par Watanabe (1994) a permis de diagnostiquer ces aspects et de mettre en évidence le dysfonctionnement de ce type d'approche en terme de simulation du refroidissement nocturne au voisinage de la surface dans le cas de ces couverts. Ceci est dû à la non séparation de l'effet de la surface du sol de celui de la végétation qui est à l'origine d'une mauvaise représentation de la traînée à la surface laquelle affecte le coefficient d'échange, la vitesse du vent ainsi que la température de surface. En revanche, dans le cas d'un sol bien couvert ces modèles semblent donner des estimations des flux du bilan d'énergie assez proches de celles des modèles bi et multicouches considérés comme modèles réalistes (Watanabe, 1994 ; Troufleau, 1996).

III.3.2. Approche multicouches

Pour cette approche, le sol est considéré comme une couche indépendante de la végétation, cette dernière pouvant être découpée en plusieurs couches. Un bilan d'énergie est résolu pour chaque couche permettant ainsi de déterminer plusieurs températures et humidités d'équilibre. Contrairement à l'approche monocouche, cette représentation présente l'avantage de tenir compte du contraste thermique et hydrique entre les différentes couches de végétation et la surface du sol. De plus, elle permet de rendre compte des échanges d'énergie et de masse entre ces couches elles-mêmes et l'atmosphère (Troufleau, 1996).

Au sein de cette catégorie de modèles, l'approche bicouche peut être un bon compromis du fait de sa simplicité comparativement à l'approche multicouches : moins de calcul pour résoudre les bilans. De plus, elle offre l'avantage d'être autant réaliste que l'approche multicouches dans la mesure où elle permet de prendre en compte le contraste entre la végétation et le sol et de représenter la turbulence dans la végétation et ses interactions avec la surface du sol.

Pour clore cette comparaison des spécificités de ces différentes approches, nous pouvons mentionner les conclusions de l'étude de Watanabe (1994) : l'approche monocouche peut donner de bons résultats dans cas d'un couvert assez dense. Sur un couvert épars, elle peut également fonctionner correctement : bonne estimation des profils du vent et de température à condition que les écarts de température entre le sol et la végétation soient très faibles voire nuls. Toutefois, il faut préciser que ces conclusions doivent être prises avec précautions puisqu'elles sont propres à l'étude de Watanabe (1994) et qu'il existe actuellement des modèles monocouche qui sont capables de donner de bons résultats sur des couverts épars. Pour illustration, nous pouvons citer le modèle de Noilhan et Planton (1989) qui a été validé dans diverses conditions (couvert épars, sols secs ou humides, couverts forestiers, etc.). L'approche bicouche, quant à elle, est attractive par sa simplicité et ses capacités de permettre de prendre en compte l'hétérogénéité microclimatique dans le couvert et de donner des résultats assez proches de ceux de l'approche multicouches, cette dernière reste sans doute le niveau de modélisation le plus fin, mais aussi le plus complexe.

III.4. Le transfert radiatif

III.4.1. Le rayonnement solaire incident

Le soleil est une source de rayonnement incident ($0.15 - 4\mu m$) appelé rayonnement global (R_g) qui comprend une composante directe ($R_{c\lambda,dir}^\downarrow$) et une composante diffuse ($R_{c\lambda,dif}^\downarrow$), la proportion de cette dernière peut représenter 15% environ par ciel clair et jusqu'à 100% par ciel totalement couvert (Guyot, 1997). Si l'on peut mesurer R_g et $R_{c\lambda,dif}^\downarrow$ dans les stations météorologiques moyennant des capteurs adaptés, il est également possible de les estimer par des formules empiriques faisant intervenir la localisation géographique, l'heure de la journée, la date et aussi la composition de l'atmosphère (par exemple la vapeur d'eau et les aérosols) [Teasler et al. (1984) ; Gross (1991)]. Néanmoins, l'utilisation de ces formules peut être d'un intérêt limité puisqu'elles prennent en compte des coefficients empiriques qui sont déterminés dans des conditions propres à leur contexte d'application et qui peuvent ne pas convenir dans d'autres conditions.

III.4.2. Le rayonnement thermique

Ce rayonnement correspond au spectre des grandes longueurs d'onde ($3 - 100\mu m$) appelé aussi domaine infrarouge thermique (IRT). Selon la loi de Stéphan-Boltzmann l'émittance ou le rayonnement total émis R_{cn} par un corps noir (i.e corps parfaitement absorbant) pour l'ensemble du spectre thermique peut être obtenu par :

$$R_{cn} = \sigma_B T_{cn}^4 \quad (1.45)$$

T_{cn} est la température du corps noir et σ_B la constante de Stéphan-Boltzmann ($\sigma_B = 5,76 \cdot 10^{-8} W.m^{-2}K^{-4}$). Pour un corps n'absorbant qu'une partie du rayonnement reçu

(corps gris), cette loi peut être utilisée en introduisant la notion d'émissivité (totale ou spectrale) qui est le rapport de l'émittance de ce corps à celle d'un corps noir à la même température. L'émittance totale sur tout le spectre R_{cg} , prend alors la forme :

$$R_{cg} = \varepsilon_{cg} \sigma_B T_{cg}^4 \quad (1.46)$$

où ε_{cg} désigne l'émissivité du corps gris sur tout le spectre. T_{cg} est sa température.

Par analogie, cette forme corrigée de la loi de Stéphan-Boltzmann (équation 1.46) peut être également appliquée à l'atmosphère qui émet du rayonnement vers la surface résultant de l'émission des particules présentes dans l'air (gaz et aérosols) :

$$R_a = \varepsilon_a \sigma_B T_a^4 \quad (1.47)$$

R_a est le rayonnement atmosphérique, T_a est la température de l'air au-dessus de la surface et ε_a l'émissivité de l'atmosphère. Le problème de l'application de la loi de Stéphan-Boltzmann pour ce cas de figure réside dans la connaissance de ε_a . Celle-ci est généralement estimée de manière empirique. La littérature propose divers formalismes qui font intervenir exclusivement la température [par exemple : Oke (1987)] ou la température et l'humidité de l'air [comme dans Brutsaert (1975) et Idso (1981)]. L'application de ces formules en utilisant ces données climatiques mesurées avec une bonne précision permet d'obtenir des estimations réalistes de ε_a . Cependant, le problème l'estimation de ε_a et par la même occasion de R_a se complique dès lors que ces équations sont couplées avec des modèles climatiques qui calculent leurs propres températures et humidités avec leurs propres erreurs. Ces erreurs, peuvent avoir, comme nous le verrons plus loin pour le cas du modèle utilisé dans le cadre de ce travail, des conséquences importantes sur l'estimation de R_a .

III.4.3. Les interactions rayonnement incident-matière

Pour illustrer les interactions rayonnement incident/matière, considérons le cas d'une surface plane horizontale. Pour une longueur d'onde donnée, cette surface va interagir de trois manières vis-à-vis du rayonnement : absorption, transmission et réflexion (Figure 1. 3). Ces trois phénomènes sont étroitement liés aux propriétés de cette surface que sont : la transmission (τ), la réflectance (ρ , appelé aussi réflectivité) et l'absorption (α). Selon la loi de Kirchoff valable en condition d'équilibre thermique, l'absorption peut être assimilée aussi à l'émission. Ainsi, pour une longueur d'onde donnée ou pour le spectre total, le bilan de cette surface se résume à :

$$\rho + \alpha + \tau = 1 \quad \text{ou} \quad \rho + \varepsilon + \tau = 1 \quad (1.48)$$

Dans le domaine thermique, la transmittance est généralement considérée très faible ($\tau \approx 0$) tandis que l'absorption (ou l'émissivité ε) est très proche de 1. On en déduit, une réflectivité généralement très faible ($\rho \approx 0$). En ce qui concerne le domaine solaire, la variation de ces coefficients est beaucoup plus prononcée et dépend de la gamme de longueur d'onde.

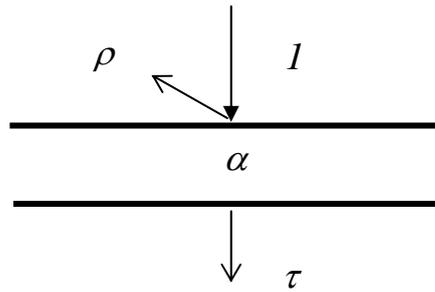


Figure 1.3 : interaction rayonnement-matière : I , rayonnement incident, ρ réflectance, τ transmittance, α absorption.

III.4.4. Les interactions rayonnement-surface

L'analyse des interactions radiatives de la surface avec le rayonnement passe obligatoirement par la connaissance du comportement de ses composantes, à savoir la végétation et la surface du sol. Nous proposons d'examiner successivement les propriétés optiques (1) de la feuille permettant de comprendre celles la végétation et (2) celles de la surface sol. Le lecteur non familiarisé aux problèmes du transfert radiatif dans le couvert trouvera dans cette présentation une revue de base sur ces aspects.

III.4.5. Propriétés optiques des feuilles

L'examen des interactions de la feuille avec le rayonnement solaire permet de distinguer trois domaines (visible, proche infrarouge et moyen infrarouge) avec des comportements qui leurs sont propres (Guyot, 1997) :

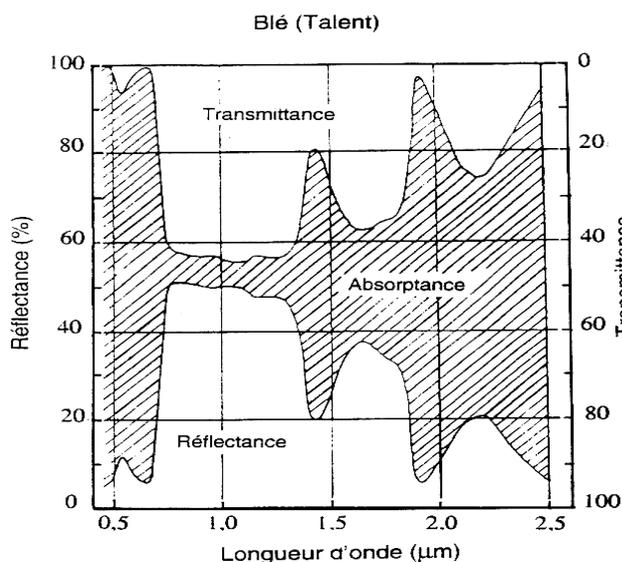


Figure 1.4: propriétés optiques de feuilles de blé en fonction de la longueur d'onde (Guyot, 1989 in Guyot, 1997)

III.4.5.1. Le visible, VIS (0,4 – 0,7 μm)

Dans ce domaine les feuilles ont une réflectance et une transmittance assez faibles et le rayonnement incident est majoritairement absorbé par les pigments chlorophylliens (Figure 1. 4). Il s'agit principalement des chlorophylles **a** et **b** qui possèdent deux bandes d'absorption dans le bleu (0,45 μm) et dans le rouge (0,66 μm). Un maximum de réflectance se situe dans le jaune-vert, vers environ 0,56 μm . La feuille contient également d'autres pigments dont les plus importants sont les caroténoïdes qui comprennent les carotènes et les xanthophylles. Le mieux connu est le β -carotène dont le maximum d'absorption se situe vers 0,45 μm et est souvent masqué par l'absorption de la chlorophylle dans des conditions normales.

III.4.5.2. Le proche infrarouge, PIR (0,7 – 1,3 μm)

Compte tenu de leurs fortes réflectance et transmittance (de 40 à 60%), les feuilles sont quasiment transparentes dans cette gamme de longueur d'onde. L'absorption est par conséquent faible, de l'ordre de 10%. Comme le montre la Figure 1. 4, il apparaît un plateau de réflectance. Celui-ci dépend de la structure anatomique interne des feuilles. Ainsi, des études ont montré qu'il est d'autant plus élevé que les tissus sont constitués de cellules aux formes irrégulières et au contenu hétérogène et que le nombre d'assises cellulaires est grand.

III.4.5.3. Le moyen infrarouge, MIR (1,3 – 4 μm)

Dans cette bande, le comportement radiatif des feuilles est semblable à celui correspondant au visible. Cependant, dans ce cas de figure l'absorption est gouvernée principalement par la teneur en eau. L'absorption par l'eau est maximale vers 1,45 μm ; 1,94 μm et 2,5 μm et elle reste significative même entre ces valeurs (à 1,65 μm et 2,20 μm). Il est sans doute évident que le stress hydrique de la feuille atténue le rôle de l'eau et modifie par conséquent le spectre de la feuille.

III.4.5.3.1. Caractéristiques des couverts végétaux

La compréhension des propriétés optiques d'une feuille unique que nous venons de voir ne permet pas à elle seule de bien caractériser les couverts végétaux et il importe d'y associer d'autres paramètres relevant de l'architecture ou de la structure des feuilles. Celle-ci varie selon la forme, la dimension, la distribution dans l'espace des feuilles et de la quantité de surface végétale. Les principaux paramètres sont :

III.4.5.3.2. L'indice foliaire (Leaf Area Index, LAI)

Il s'agit d'une grandeur qui est utilisée pour caractériser la quantité de feuille d'un couvert végétal. Par définition, elle correspond à la moitié de la surface totale des feuilles contenues dans un cylindre de 1 m^2 de base et dont la hauteur est égale à celle du couvert considéré. Bien entendu, cette variable vaut zéro sur un sol nu. Sur un sol couvert, elle peut atteindre jusqu'à une valeur de 4 pour une culture de coton ou de soja (Olioso, 1992) voire même 10

m^2 / m^2 dans le cas de couverts forestiers (Lui et al., 1996). Néanmoins, si on peut accéder à une mesure fiable de cette grandeur, il est souvent difficile d'avoir une information précise sur la distribution verticale de la quantité de feuilles. Ainsi, comme le rapporte Troufleau (1996) on admet généralement, pour la simplicité, une distribution verticale homogène. La réflectance dans le VIS et le MIR diminue quand la quantité de feuille augmente. Elle atteint une saturation pour un LAI voisin de $3 m^2 / m^2$. Par contre, dans le PIR, elle augmente et la saturation est généralement située à un LAI voisin de 5 ou 6 m^2 / m^2 (Guyot, 1997 ; Goel, 1987).

III.4.5.3.3.L'inclinaison des feuilles

Celle-ci dépend du type de la végétation, du stade de croissance et pour certaines cultures de l'heure de la journée. Habituellement, la distribution angulaire des feuilles se définit à partir d'une fonction faisant intervenir un angle d'inclinaison moyenne $\bar{\theta}_l$ et un azimut foliaire ϕ_l . La connaissance de $\bar{\theta}_l$ suffit souvent pour décrire la distribution angulaire des feuilles. Selon la façon dont les feuilles sont agencées, il est possible de distinguer plusieurs types de végétation (Guyot, 1997).

- Planophylle : les feuilles horizontales sont dominantes (fraisier).
- Erectophylle : les feuilles dressées sont les plus fréquentes (ray-grass au printemps).
- Plagiophylle : les feuilles inclinées à 45° sont les plus fréquentes (blé et maïs)
- Extrémophylle : deux inclinaisons sont possibles, horizontale et verticale (betterave).
- Uniforme : la probabilité d'inclinaison des feuilles est la même quel que soit l'angle d'inclinaison considéré.
- Sphérique : cette distribution suppose que les feuilles sont placées sur la surface d'une sphère. Globalement, les feuilles dressées sont les plus fréquentes, mais leur fréquence reste inférieure à celle correspondant au couvert érectophylle.

La connaissance de la distribution des feuilles est d'importance puisqu'elle permet de comprendre les mécanismes de réflexion et d'absorption au sein du couvert. Pour illustration considérons deux couverts l'un érectophylle et l'autre plagiophylle infiniment étendu et analysons leurs comportements respectifs vis-à-vis du rayonnement dans le domaine PIR. A midi (soleil vertical), du fait de l'horizontalité des feuilles pour le couvert plagiophylle, la réflectance du couvert est alors forte (absorption faible). Cependant, pour le couvert érectophylle, comme les feuilles sont majoritairement dressées, le rayonnement pénètre dans le couvert et la réflectance du couvert devient faible (absorption forte) (Delègue, 1994).

III.4.5.4. Propriétés optiques des sols

La réflectance des sols dépend de leur composition minérale, leur teneur en eau, leur teneur en matière organique ainsi que leur rugosité agissant sur les propriétés directionnelles. Pour le cas particulier de l'humidité de surface, le sol est d'autant moins réfléchissant que la teneur en

eau en surface est élevée. Quant aux réponses des bandes d'absorption, elles deviennent plus fortes à mesure que l'humidité augmente (Figure 1. 5). Comparativement à la végétation, le sol est plus réfléchissant dans le visible et dans le moyen infrarouge, mais moins réfléchissant dans le proche infrarouge. Néanmoins, il faut noter que l'effet du sol sur la réflectance des couverts devient significatif quand la végétation est peu développée alors qu'il disparaît pour des indices foliaires supérieurs à $2-3 \text{ m}^2 / \text{m}^2$ (Guyot, 1997).

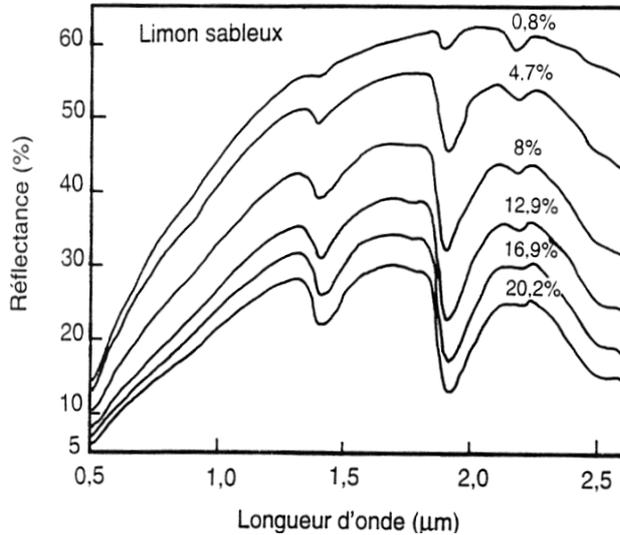


Figure 1. 5: réflectance d'un sol limono-sableux en fonction de l'humidité pondérale (Bowers et Hanks, 1965 in Guyot, 1997)

III.5. Modélisation du bilan radiatif

III.5.1. Cas d'un sol nu

Compte tenu des interprétations annoncées précédemment quant aux interactions rayonnement-matière, on peut écrire le bilan radiatif de la surface d'un sol nu (appelé aussi rayonnement net, R_{ns}), toutes longueurs d'onde comprises, sous la forme :

$$R_{ns} = R_g (1 - a_s) + \varepsilon_s (R_a - \sigma_B T_0^4) \quad (1. 49)$$

R_g est le rayonnement global et a_s l'albédo de la surface du sol. ε_s est son émissivité. R_a est le rayonnement atmosphérique et T_0 la température de la surface du sol.

III.5.2. Prise en compte de la végétation

La présence de la végétation induit d'autres considérations quant à l'écriture du bilan radiatif. Si l'on considère la végétation et le sol comme étant une couche unique, il est possible d'écrire, de façon analogue à la surface du sol, le bilan radiatif comme suit :

$$R_{nc} = R_g (1 - a_c) + \varepsilon_c (R_a - \sigma_B T_c^4) \quad (1. 50)$$

où a_c , ε_c et T_c sont l'albédo, l'émissivité et la température du couvert, respectivement.

Comparativement à l'équation 1.49, trois points de différence peuvent être mentionnés :

- Le premier concerne a_c qui doit prendre en compte l'effet simultané du sol et de la végétation sachant que leurs contributions respectives dépendent de la quantité de feuilles. L'albédo dépend donc des propriétés optiques des feuilles (réflectance et transmittance) et du sol (réflectance), de la structure du couvert (LAI et inclinaison des feuilles), mais aussi d'un paramètre extérieur au couvert qui est la géométrie du rayonnement solaire ou l'angle d'incidence (Dickinson, 1983).
- Le second est l'émissivité qui dépend de la quantité de feuilles au-dessus de la surface, mais aussi de leur distribution angulaire (Oliosio, 1995b).
- Enfin, la température du couvert T_c , une température physique résultant de la température du sol et celles des feuilles. Cette température ne doit pas être confondue avec la température de brillance T_b laquelle correspond à un corps noir ayant le même rayonnement émis par le couvert. La température du couvert peut être déterminée quand on connaît l'émissivité et le rayonnement atmosphérique, mais compte tenu de la difficulté de connaître ces variables, on assimile souvent la température de brillance à celle du couvert. Les conséquences de cette simplification peuvent être importantes ; comme le montre Oliosio (1995a), l'écart entre ces deux températures peut dépasser les 4°C.

III.5.3. Approches monocouche et multicouches

Le bilan exprimé par l'équation 1.50 correspond, comme nous l'avons signalé, à une situation où le sol et la végétation constituent une couche (ou strate) unique (approche monocouche). Les principaux paramètres nécessaires sont relatifs aux propriétés optiques de la surface (a_c , et ε_c). Néanmoins, il existe d'autres approches dites « multicouches » où l'on sépare la végétation du sol et on la découpe en un ou plusieurs niveaux. Ceci conduit à écrire un ou plusieurs bilans : un pour le sol et un ou plusieurs pour la végétation. Actuellement, il existe plusieurs modèles multicouches permettant de décrire le transfert radiatif dans le couvert dans le domaine solaire et thermique avec des niveaux de complexité variés. Sans vouloir être exhaustif, nous proposons une revue synthétique des caractéristiques de quelques modèles.

III.5.3.1. Modèles de transfert radiatif dans le domaine solaire

Généralement, ces modèles nécessitent en données d'entrée le profil du LAI, les propriétés optiques des feuilles et du sol, la distribution angulaire des feuilles, mais aussi l'angle d'incidence solaire et la proportion du rayonnement diffus dans le spectre total. Nous pouvons citer un modèle assez connu et largement utilisé : le modèle SAIL (Scattering from Arbitrarily Inclined Leaves) mis au point par Verhoef (1984). Ce modèle a été développé initialement pour simuler la réflectance directionnelle du couvert et a été repris par la suite que ce soit en couplage avec des modèles de cultures (Cayrol, 2000 ; Weiss et al., 2001) ou dans des modèles de type SVAT (Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer) pour simuler l'albédo et la réflectance (Oliosio, 1996).

Il existe également d'autres exemples de modèles de transfert radiatif tels que le modèle de Tuzet et al. (1993) lequel est basé sur la théorie de transfert radiatif de Ross (1991). Le modèle de Tuzet et al. (1993), ressemble beaucoup à celui de Verhoef (1984) dans le calcul du bilan de chaque couche : la couche est définie par un sommet et une base et la connaissance des flux sortants et rentrants permet d'établir le bilan. Dans les modèles climatiques actuels, il existe quelques applications où le transfert radiatif a été abordé en multicouches de manière simplifiée par le biais de formulations simples permettant de calculer les bilans dans le couvert (Schilling, 1991 ; Bruse et al., 1998). Néanmoins, il faut remarquer qu'aucune évaluation détaillée de ces formulations et de leurs hypothèses n'est disponible actuellement. Ce genre d'analyse serait important puisque comme nous le verrons plus loin pour le cas du modèle de Bruse et al. (1998), certaines hypothèses peuvent être pénalisantes et engendrer d'importants biais dans l'estimation de l'albédo et du rayonnement absorbé par le couvert.

III.5.3.2. Modèles de transfert radiatif dans le domaine thermique

Les modèles multicouches décrivant le transfert radiatif dans ce domaine requièrent principalement le profil de température du couvert, l'émissivité de la végétation et celle de la surface du sol, le profil de LAI, l'angle de visée et le rayonnement atmosphérique. Ce type de modèles peut être dédié à l'estimation de la température de brillance directionnelle (Prévoit, 1985) ou utilisé dans la caractérisation des transferts d'énergie dans le but de caractériser le bilan hydrique (Tuzet et al., 1993) ou même intégré dans les schémas de surface de modèles climatiques nécessitant le calcul du bilan d'énergie (Bruse et Fleer., 1998 ; Schilling, 1991).

Le modèle de Prévoit (1985) est intéressant puisqu'il a été validé sur des mesures et a donné de bons résultats comparés à d'autres modèles réalistes (Guillevic, 1999). La principale particularité de ce modèle est que le bilan thermique de chaque couche est calculé en son centre en prenant en compte la contribution de chaque couche en terme d'émission. De plus, les flux descendants et montants sont intégrés sur tout l'hémisphère en calculant la fraction de trous directionnelle. Dans le modèle de Tuzet et al. (1993), le même concept est utilisé à l'exception que l'intégration des flux descendants et montants à chaque couche est calculée de façon plus simple ; il n'y a pas de calcul de fraction de trous directionnelle des flux montants et descendants. De plus, les flux incidents (descendants et montants) sont calculés aux niveaux des faces de la couche et non pas en son centre.

Comparé au modèle de Tuzet et al. (1993), le modèle de Bruse et Fleer (1998) est encore plus simple puisque, bien qu'il soit multicouches, la contribution des couches est assimilée à celle d'un bloc unique auquel on attribue une température moyenne. Nous donnerons plus d'explications sur cet aspect dans le [chapitre 2](#).

IV. Revue de quelques modèles de CLA 3D

Nous proposons maintenant de passer en revue quelques modèles de CLA proposés dans la littérature. Il n'est pas question ici de présenter tous les modèles que nous avons rencontrés et dont les résultats ont été discutés sous forme d'études de sensibilité ou de comparaisons avec

des mesures. Nous allons nous concentrer plutôt sur quelques modèles connus, à savoir Méso-NH et RAMS. Ce paragraphe introduira également le modèle allemand (ENVImet) à titre de comparaison.

Compte tenu de la complexité de ces modèles illustrés par la précédente revue bibliographique (équations, hypothèses et paramètres), la discussion de leurs caractéristiques sera abordée de manière synthétique sous deux principaux angles : d'une part le schéma atmosphérique (la modélisation des échanges dans la CLA) et d'autre part le schéma de surface (la modélisation des échanges de surface). Dans la mesure du possible, nous donnerons également des informations utiles sur les aspects pratiques de chaque outil.

IV.1. Le modèle Méso-NH (Méso-échelle Non Hydrostatique)

Ce modèle est né d'une collaboration entre le Centre National des Recherches Météorologiques (CNRM) et le Laboratoire d'Aérodynamique (LA) à Toulouse. Il est le fruit de nombreuses années de travail et d'améliorations apportées par diverses compétences (doctorants, chercheurs et ingénieurs). Contrairement à son nom qui indique une application à méso-échelle et non hydrostatique, ce modèle est également applicable à petite échelle et pour des écoulements hydrostatiques. Il permet également de simuler des domaines emboîtés ayant différentes tailles de mailles. Le principal intérêt de cette option est d'effectuer des zooms sur une zone donnée située dans un domaine plus large simulé par de grandes mailles afin d'analyser finement un phénomène particulier. Le nombre important d'équations et les phénomènes physiques (convection, turbulence, pluies, nuages, relief, rayonnement, etc.) couplés font de ce modèle un outil très complexe, demandant un équipement informatique adapté. Pratiquement, il tourne sur une plate forme Unix avec une forte capacité de mémoire. Le codage a été effectué en langage Fortran 90.

Les améliorations apportées au fil des années *via* le test de diverses paramétrisations, que ce soit dans le compartiment atmosphérique que dans le compartiment de surface, ont augmenté la crédibilité de ce modèle qui est devenu actuellement un outil potentiel pour l'analyse de divers phénomènes se produisant dans la CLA à différentes échelles d'espace et de temps. Plusieurs travaux concernant les composantes de la partie atmosphérique de ce modèle sont cités sur le site Internet qui lui est dédié⁵ : la mise en place d'un schéma de convection pour des applications à l'échelle régionale et globale (Bechtold et al., 2001), l'introduction de schémas de turbulence pour des simulations à méso-échelle et pour d'autres dites LES (*Large Eddy Simulation*⁶) (Cuxart, 2000), l'analyse du module calculant le rayonnement en prenant en compte l'effet des nuages (Morcrette, 1991), etc. En ce qui concerne son schéma de surface, il s'agit du modèle ISBA qui a été analysé et validé à plusieurs reprises sur différents types de sol et végétation (Noilhan et Planton, 1989 ; Noilhan et Mahfouf, 1996 ; Jacquemin

⁵ www.aero.obs-mip.fr/mesonh

⁶ Ce terme correspond aux grandes structures turbulentes qu'on simule en utilisant de grandes mailles et qui nécessitent une paramétrisation adéquate des turbulents de petites tailles générés à l'intérieur de la maille en prenant en compte son hétérogénéité.

et Noilhan, 1990 ; Giordani et al., 1996 *in* Noilhan et Mahfouf, 1996 ; Germain, 1990 *in* Noilhan et Mahfouf, 1996, entre autres).

IV.1.1. Le schéma atmosphérique

Il comprend des équations de conservation permettant de modéliser l'évolution des variables atmosphériques classiques (vent, température et humidité). A ces équations s'ajoute un schéma de fermeture de la turbulence basé sur un modèle à « une équation » avec le choix de la longueur de mélange caractéristique dont le calcul peut être fait selon deux options : (1) elle peut dépendre de la dimension de la simulation (1D, 2D ou 3D) et de la taille de la maille, (2) où calculée à partir de la formulation de Bougeault et Lacarrère (1989). Celle-ci est recommandée dans le cas des simulations de grandes mailles horizontales où les transports verticaux sont dominants par rapport aux transports horizontaux. L'originalité de cette approche réside dans l'introduction de nouvelles longueurs de mélange l_k (caractéristique du mélange dû aux tourbillons) et l_ε (caractéristique de la dissipation) intervenant dans le calcul du coefficient d'échange K_m ($K_m = l_k \cdot E^{1/2}$) et de ε (bien entendu, cette variable intervenant dans le calcul de E). A chaque niveau de l'atmosphère ces deux longueurs sont reliées à la distance verticale que peut parcourir une particule fluide d'air ayant une ECT initiale avant d'être stoppée par les forces dues aux gradients thermiques (flottabilité). On introduit ainsi, deux longueurs de mélange l_{up} et l_{down} qui sont respectivement les distances maximales vers le haut et vers le bas que peut atteindre la particule fluide à partir de son point d'équilibre. Ces deux longueurs de mélange interviennent directement dans le calcul de l_k et l_ε :

$$l_k = \min(l_{up}, l_{down}) \quad (1.51)$$

$$l_\varepsilon = (l_{up} \cdot l_{down})^{1/2} \quad (1.52)$$

$$\varepsilon = C_\varepsilon l_\varepsilon E^{3/2} \quad (1.53)$$

Il semble que cette nouvelle paramétrisation soit assez performante en terme d'estimation des profils verticaux de E , mais aussi des termes de son bilan (Bougeault et Lacarrère, 1989).

Le schéma atmosphérique est raccordé au schéma de surface à un niveau donné de l'atmosphère en injectant les flux turbulents de surface après avoir résolu le bilan d'énergie. Bien entendu, pour celui-ci le schéma atmosphérique fournit les variables climatiques nécessaires pour le calcul des flux de chaleur sensible H et de chaleur latente LE.

IV.1.2. Le schéma de surface

Il s'agit du modèle de Noilhan et Planton (1989) : ISBA (*Interactions Soil-Biosphere-Atmosphere*). Il a pour vocation de simuler le bilan d'énergie et le bilan hydrique à la surface pour différents types de sol et de végétation. S'il permet de prendre en compte l'évapotranspiration, il modélise également l'interception de la pluie par la végétation et le phénomène de rosée. Les principales caractéristiques de ce modèle sont décrites ci-dessous.

- Le **couvert** est traité en **monocouche** ce qui revient à résoudre un unique bilan d'énergie.
- Le **sol** est traité en **deux couches** (ou réservoirs). Il existe actuellement des versions multicouches⁷.
- Dans une maille on peut définir plusieurs types de surface : sol nu, plans d'eau, sol couvert par la végétation, etc. Cette dernière est représentée par le taux de recouvrement (*veg*).
- **Cinq équations pronostiques** sont résolues permettant ainsi de décrire l'évolution de cinq variables que sont : (1) la température de surface correspondant au système superficiel sol-végétation, (2) la température en profondeur, (3) l'humidité volumétrique à la surface du sol (4) l'humidité en profondeur et (5) la quantité d'eau retenue par la végétation.
- **Quatorze paramètres** représentant les propriétés physiques du sol et de la végétation sont nécessaires pour le fonctionnement des ces équations : *veg*, *LAI*, $r_{s,min}$, a_c , z_{0s} , ε_c et huit paramètres sol. Ces paramètres dépendent des informations de base disponibles telles que le type dominant de texture, profondeur du sol et type dominant de végétation, albédo).

veg est un paramètre déterminant dans la partition de l'évaporation entre la végétation et le sol et agit donc sur la température de surface. Le *LAI* et $r_{s,min}$ interviennent dans le calcul de la conductance stomatique et par la même occasion dans la détermination de la transpiration de la végétation. Cette conductance est définie d'après Jarvis (1976). Néanmoins ce schéma n'est pas adopté de manière définitive et il existe actuellement des versions d'ISBA intégrant le schéma de conductance stomatique de Jacobs (1994) qui s'avère beaucoup plus réaliste, mais utilise plusieurs paramètres. a_c et ε_c représentent respectivement l'albédo et l'émissivité du couvert et z_{0s} la longueur de rugosité de la surface pour la quantité de mouvement.

En ce qui concerne les paramètres hydrauliques et hydrodynamiques du sol dans la version initiale d'ISBA, ils sont définis à partir de la classification de Clapp et Hornberger (1978). Dans d'autres versions, ils sont calculés en utilisant des formules faisant intervenir le pourcentage en éléments minéraux (argile, sable, etc.) du sol (Noilhan et Mahfouf, 1996).

La classification de Clapp et Hornberger (1978) peut être problématique dans la mesure où elle comprend un nombre restreint de sol (11 classes). Certains sols peuvent donc ne pas y être représentés. De plus, ses paramètres caractéristiques peuvent ne pas être fiables car ceux-ci sont des moyennes obtenues à partir de mesures sur 1446 sites américains étudiés par l'USDA (United States Department of Agriculture). Comme le rapporte Poulet (2000), les auteurs de cette étude font remarquer que l'écart-type pour certains paramètres est assez important. Méso-NH offre l'avantage de permettre de renseigner les paramètres sol en données d'entrée en cas de disponibilité de mesures.

⁷ Il existe aussi des versions traitant le sol en multicouches. Par exemple, celle utilisée par Noilhan et Mahfouf (1996).

En ce qui concerne la végétation, la version standard du modèle dispose d'environ cent classes de végétation couvrant la totalité du globe avec une résolution de 1 km^2 .

IV.2. Le modèle RAMS (Regional Atmospheric Modeling System)

Ce modèle a été développé à l'université du Colorado (Colorado State University) aux Etats Unis. Il est le résultat de l'unification de deux modèles (Tremback et Walko, 2001). Le premier est un modèle de micro-échelle prenant en compte les nuages (Tripoli et Cotton, 1982 *in* Tremback et Walko, 2001). Le second est un modèle simulant les interactions entre la surface terrestre et l'atmosphère à méso-échelle (Mahrer et Pielke, 1977 *in* Tremback et Walko, 2001). La première version de RAMS est apparue en 1986.

RAMS permet de modéliser une gamme d'échelles spatiales assez large allant de quelques kilomètres jusqu'à un hémisphère complet. Comme Méso-NH, il permet également de simuler des domaines emboîtés. Ce modèle permet de prendre en compte des phénomènes assez complexes tels la formation des nuages, la condensation, la pluie, la turbulence, etc. et de tenir compte du relief. De fait ce modèle est très complexe, lourd d'utilisation et nécessite un équipement informatique adapté. Il est codé en **Fortran 90** à l'exception de certaines parties codées en C.

RAMS est utilisé dans plusieurs pays dans le monde. En France, il est utilisé par l'équipe de Guy Cautenet au Laboratoire de Météorologie Physique (LaMP) où différentes versions ont été développées pour diverses applications liées aux écoulements atmosphériques [par exemple la redistribution des polluants émis par les feux de végétation (Poulet, 2000).

RAMS a fait l'objet de nombreuses publications scientifiques traitant de diverses problématiques liées à la CLA : effet de l'hétérogénéité de la surface sur les flux à méso-échelle (Chen et Avissar, 1994), sensibilité de la paramétrisation des nuages et des pluies au forçage par la surface (Liu et Avissar, 1996), analyse de l'effet du relief sur la convection dans la CLA (Gopalakrishnan et al., 2000), analyser l'impact de l'introduction des cultures sur la température de l'air et le régime des pluies à l'échelle de la région du Colorado (Stohlgren et al., 1998), envisager des scénarii de cas extrêmes de modifications de surface (Bourg, 2001), effectuer une analyse de la vitesse du vent, de sa direction au voisinage de la surface, mais aussi de l'épaisseur de la couche de mélange en comparant avec d'autres modèles (Hanna et al., 2001), etc.

IV.2.1. Le schéma atmosphérique

Tout comme Méso-NH, il s'agit d'une partie classique où l'on décrit les échanges de quantité de mouvement, de chaleur et d'humidité en résolvant leurs équations de conservation respectives. Pour la fermeture de la turbulence, RAMS est basé sur deux principaux modèles (rapport technique, 2001)⁸ : l'un est décrit d'après Smagorinsky (1963) et prend en compte une fonction décrivant la stabilité atmosphérique, l'autre est un modèle à une équation utilisant une longueur de mélange et des constantes empiriques spécifiques. Il est à noter que

⁸ <http://atmet.com/html/docs/rams/> (date de mise en ligne : 15/10/01).

dans le premier modèle on distingue deux modes de calcul des coefficients d'échange ; l'un pour des mailles horizontales larges, l'autre pour des mailles de petite taille. De la même façon, le second modèle prend en compte la taille de la maille. Ainsi, pour les mailles de faible taille horizontale on utilise le schéma Deardorff (1978) tandis que pour les mailles dont la taille horizontale est grande on fait appel au schéma de Mellor et Yamada (1974). Pour le détail, nous renvoyons le lecteur au site Internet⁹ consacré à RAMS et dans lequel il existe une description détaillée de ces aspects.

Le raccordement entre l'atmosphérique et la surface se fait de manière analogue à celle dans Méso-NH.

IV.2.2. Le schéma de surface

Tel qu'il a été envisagé, ce schéma est capable de prendre en compte plusieurs types de végétation et de sol et résout les échanges d'énergie et de masse dans le couvert. Les principales caractéristiques de ce schéma se résument aux points suivants :

- le **couvert** est traité en **deux couches** distinctes avec deux bilans d'énergie séparés.
- dans une maille on peut définir plusieurs types de surface : sol nu, sol couvert par la végétation, lacs, etc. Ceci passe par l'introduction des taux de recouvrement respectifs à chaque surface.
- le **sol** est traité en **plusieurs couches** (en 1D) dont le nombre est au choix de l'utilisateur.
- **cinq types de variables pronostiques** sont calculés : (1) la température de la surface du sol nu ainsi que celles de tous les niveaux sous-jacents, (2) la température de la végétation, (3) la température de la surface du sol sous la végétation ainsi que celles de tous les niveaux sous-jacents, (4) l'humidité de surface du sol nu ainsi que celles des couches profondes et (5) l'humidité de surface du sol couvert et celles des couches profondes.
- ces variables pronostiques mettent en jeu des paramètres relatifs, d'une part à la nature de la surface (**18 classes de surfaces dont 12 de végétation**), et d'autre part au sol (11 classes). La végétation est décrite par des paramètres qui expriment ses propriétés optiques, structurales et aérodynamiques que sont : veg , LAI , a_f , tr_f , a_s , z_{0s} , ε_s , ε_f , rapport racinaire (rapport de la quantité de racines au voisinage de la surface à la quantité de racines en profondeur). a_f , tr_f , et ε_f sont l'albédo, la transmittance et l'émissivité de la feuille, respectivement. Les paramètres sol expriment particulièrement ses propriétés hydrauliques et thermiques et relèvent de la classification de Clapp et Hornberger (1978).

Au taux de recouvrement (veg) dans la maille, on peut également associer le taux de surfaces couvertes par l'eau. La précision de ces informations est d'importance dans la mesure où elle intervient dans le calcul des flux de surface lesquels, comme dans Méso-NH, agissent directement sur l'évolution de la structure de l'atmosphère.

⁹ http://www.atmet.com/html/rams_soft.shtml

Evoquer l'ensemble de ces points descriptifs de RAMS ainsi que leurs particularités amène à discuter des limitations de ce modèle. Dans un premier temps, le fait de distinguer deux températures et deux humidités l'une pour le sol nu et l'autre pour le sol couvert, sachant qu'on utilise une configuration 1D, peut avoir un effet important notamment dans le cas d'un sol sec avec une végétation développée ; dans ce cas de figure les échanges latéraux peuvent devenir significatifs ce qui pourrait se traduire par des erreurs en terme d'estimation des flux de surface.

Dans un second temps, le nombre restreint de classes de végétation et leurs caractéristiques définies « en dur » dans le code ne correspond pas toujours au choix de l'utilisateur et le contraint systématiquement à effectuer des modifications dans le code (Bourg, 2001), tâche qui n'est souvent pas facile compte tenu de la complexité de cet outil.

Enfin, cet inconvénient reste aussi valable pour les classes de texture du sol qui sont aussi limitées [classification de Clapp et Hornberger (1978)]. Il faut également noter que la texture du sol est supposée être homogène verticalement ce qui n'est souvent pas le cas dans la réalité.

IV.3. Le modèle ENVImet (ENVironmental meteorology)

Ce modèle a été développé au sein du Groupe de Recherche en Climatologie (GRC) au département de géographie de l'université de Bochum en Allemagne. Il s'agit d'un outil jeune issu d'une unique compétence puisqu'il a été conçu par une seule personne ; Bruse (1998). Sa création s'inscrit dans un cadre réglementaire local ; une loi locale impose à certaines villes d'Allemagne de planter des arbres au-dessus des immeubles afin de réduire la chaleur émise par les toits et donc d'atténuer le réchauffement de l'air. Sa principale motivation scientifique est d'analyser les interactions entre le sol, la plante et l'atmosphère en milieu urbain à petite échelle (inférieure à 2 km²) avec des mailles horizontales fines (5 à 10 m). Cela consiste à étudier la structure de l'atmosphère et son évolution en fonction de la configuration des rues, la hauteur des immeubles, la distribution des espaces verts, la densité et le déplacement des individus dans les rues...C'est finalement un outil d'aide à la décision en terme d'aménagement en milieu urbain.

S'il est applicable en milieu urbain, il est également utilisable en milieu rural dans la mesure où il comprend une partie atmosphérique classique et un schéma de surface (avec un certain nombre d'hypothèses spécifiques que nous détaillerons plus loin) modélisant les échanges entre le sol, la végétation et l'atmosphère. Comparé aux deux précédents modèles, il est beaucoup plus simple puisqu'il ne prend pas en compte l'effet du relief et n'est pas conçu pour décrire la formation des nuages et prévoir leur rôle sur la convection et le rayonnement dans l'atmosphère. De plus, il ne permet pas de simuler des mailles emboîtées.

Bien qu'il soit codé en Delphi, langage utilisé rarement par la communauté scientifique française, il est doté d'une interface assez conviviale qui permet une vue synthétique des données d'entrée (données climatiques, maillage, différents pas de temps, etc.) ainsi une visualisation en 2D du domaine simulé. De plus, il est accessible sous Windows et il peut

tourner sur un ordinateur normal. Du fait de sa simplicité, le temps de calcul est réduit ce qui constitue un atout supplémentaire de ce modèle.

Néanmoins, il faut signaler qu'ENVImet est un modèle qui n'a jusqu'à ce jour pas fait l'objet de campagnes de validation complètes et que les rares essais de validation réalisés en milieu urbain ont été assez sommaires par manque de données concernant les zones étudiées. Cependant, il a été utilisé pour analyser des cas académiques très simples : comportement du vent derrière un immeuble (Bruse, 1998) et les résultats semblent donner des tendances satisfaisantes.

IV.3.1. Le schéma atmosphérique

Celui-ci, comme dans tous les modèles atmosphériques traitant de la description de l'écoulement de l'air, comprend des équations différentielles qui permettent de décrire les échanges de quantité de mouvement, de chaleur et d'humidité. La fermeture de la turbulence est basée sur un modèle à deux équations : le modèle $E - \varepsilon$ standard (Launder et Spalding, 1974) dont nous avons mis en relief les limites. Comparativement à Méso-NH et RAMS, l'originalité de ce modèle réside dans la manière de raccorder l'atmosphère à la surface : extension des équations de conservation de l'atmosphère à l'air dans la végétation par le biais de termes source/puits.

IV.3.2. Le schéma de surface

Il permet de prendre en compte plusieurs types de végétation et de sols et de caractériser les interactions d'énergie et de masse à la surface avec la particularité de pouvoir décrire le microclimat dans la végétation. En revanche, il ne prend pas en compte des phénomènes extrêmes tels que la présence et la formation de la glace. Ce modèle permet également de calculer le bilan hydrique dans la végétation et dans le sol. Ses principales particularités figurent ci-dessus.

- La **végétation** est séparée du **sol** et est modélisée en **plusieurs couches** ce qui permet de décrire finement l'hétérogénéité microclimatique dans la végétation.
- Le **sol** est découpé en **quatorze niveaux** allant jusqu'à 2 m de profondeur avec un maillage serré en surface et plus lâche en profondeur.
- Dans une maille on ne peut définir qu'un seul type de surface. La notion de partition des flux entre le sol et la végétation n'est donc pas utilisée.
- **Quatre types de variables pronostiques** sont calculés : (1) les températures dans chaque étage de végétation, (2) les températures dans chaque nœud du sol, (3) les humidités dans chaque nœud du sol, (4) la quantité d'eau liquide dans chaque étage de végétation.
- Les paramètres relatifs à la végétation sont : le profil de densité de surface foliaire (LAD), la hauteur de la végétation (HH), a_f , tr_f , ε_f , $r_{s,min}$, D et A , profil de densité racinaire (RAD), la profondeur racinaire (TT). Ceux du sol correspondent à z_0 (rugosité), ε_s (émissivité) et les paramètres classiques de Clapp et Hornberger (1978).

Les paramètres D et A correspondent au diamètre équivalent de la feuille et à une constante empirique, respectivement. Ils dépendent du type de végétation simulé (prairies, conifères et arbres caduques). En ce qui concerne le LAD, il est calculé à partir du LAI et de la hauteur du couvert (HH) et intervient dans les termes sources/puits. Le profil de RAD et la profondeur racinaire (TT), quant à eux, sont impliqués dans le calcul de l'extraction de l'eau par les racines.

ENVImet offre l'avantage de permettre de définir en entrée le type de végétation et de sol que l'on souhaite simuler sans avoir recours à modifier le code pour introduire une nouvelle classe comme c'est le cas dans le modèle RAMS. La définition de la texture du sol est assez souple puisque, d'une part les paramètres sol sont à définir à l'extérieur du code [choisir ceux du Clapp et Hornberger (1978) ou en utiliser d'autres si on les connaît avec précision] et d'autre part, il est possible de choisir un profil hétérogène de point de vue textural et d'attribuer le jeu de paramètres convenable à chaque couche en fonction de sa texture.

IV.4. Synthèse

Les principales caractéristiques des trois précédents modèles sont résumées dans le Tableau 1.3.

IV.5. Conclusion

Cette présentation synthétique de ces trois modèles permet de dégager quelques remarques importantes quant à leur adoption dans l'analyse climatique : les modèles Mésoscale-NH et RAMS sont d'une grande crédibilité scientifique compte tenu de leurs validations dans de nombreux cas. Néanmoins, ils présentent l'inconvénient d'être assez complexes et nécessitent, compte tenu du nombre d'équations et des phénomènes modélisés, des machines hautement performantes en terme de capacité de calcul. Ils présentent également des limites liées à la typologie de végétation et du sol. L'utilisateur peut ainsi se trouver amené à introduire des modifications pour prendre en compte la végétation et le type de sol souhaités.

Tableau 1. 3 : principales caractéristiques de Méso-NH, RAMS et ENVImet

	<i>Méso-NH</i>	<i>RAMS</i>	<i>ENVImet</i>
<i>Fermeture de la turbulence</i>	Plusieurs options	Plusieurs options	$E - \varepsilon$ standard
<i>Prise en compte de la pluie, le relief, la condensation, etc.</i>	Oui	Oui	Non
<i>Traitement du couvert</i>	Moncouche	Bicouche	Multicouches
<i>Nombre de variables pronostiques du schéma de surface</i>	5	5	4
<i>Nombre de paramètres du schéma de surface</i>	14**	15**	18

** : ces nombres correspondent aux versions standards de ces deux modèles et il existe bien évidemment d'autres versions utilisant plus ou moins de paramètres.

Bien qu'il ne soit ni analysé de manière détaillée ni validé auparavant, le modèle ENVImet est particulièrement attractif à plusieurs titres : (1) la souplesse en terme de description de la végétation et du sol, (2) l'aspect multicouches et donc la caractérisation fine du microclimat dans la végétation, (3) la taille de maille horizontale fine permettant de prendre en compte l'hétérogénéité de surface, (4) la simplicité se traduisant par un temps de calcul réduit, (5) la maniabilité (6) et enfin sa mise à disposition gratuite sur le Internet ¹⁰.

V. Conclusion et présentation du travail

Tel que nous l'avons abordée, cette revue bibliographique permet déjà de mettre en relief les aspects maîtrisés et ceux qui ne le sont pas quant à la modélisation des échanges d'énergie et de masse dans la CLA. D'abord, la caractérisation de la turbulence est un problème qui n'est toujours pas résolu de manière définitive et fiable et les modèles disponibles actuellement pour calculer les coefficients d'échange font intervenir diverses paramétrisations exprimées sous différentes formes. Bien que son application au cas de la CLA sous sa version standard soit compromise du fait des problèmes de la surestimation du champ de l'ECT, le modèle $E - \varepsilon$ standard modifié (modification des constantes, introduction de longueurs de mélange

¹⁰ <http://www.geographie.ruhr-uni-bochum.de/agklima/>

limites, etc.) semble globalement donner une meilleure caractérisation de la turbulence dans la CLA.

Ensuite, la modélisation du bilan d'énergie et du bilan radiatif est à la base de la description des échanges dans la CLS. Le transfert radiatif ne semble pas poser des difficultés majeures et les modèles existants actuellement (par exemple SAIL pour le domaine solaire) permettent par le biais d'équations relativement simples (comparativement à celles de la turbulence) et de peu de paramètres d'entrée (propriétés optiques du sol et de la végétation, structure du couvert, etc.) de donner une représentation assez réaliste des grandeurs simulées (bilans, température de brillance, entre autres). Quant au bilan d'énergie, l'approche multicouches est de loin la plus réaliste puisqu'elle permet de prendre en compte les interactions entre les couches (végétation et surface du sol) et l'atmosphère, mais aussi de tenir compte de leur contraste thermique et hydrique. L'approche monocouche est aussi intéressante à condition d'utiliser une bonne paramétrisation de la turbulence et un jeu de paramètres (sol, végétation) convenables qui permettront de s'affranchir de la non prise en compte des interactions entre les couches.

Enfin, bien que l'analyse des mécanismes climatiques au sein de la CLA soit complexe, il existe actuellement et notamment en France des modèles permettant de donner des tendances raisonnables voire assez réalistes des échanges d'énergie et de masse dans différentes situations. L'intérêt de ces modèles est, cependant, limité par leur lourdeur et le temps de calcul souvent coûteux qu'ils nécessitent. L'utilisateur de ce genre d'outil se trouve souvent partagé entre deux compromis : choisir un outil déjà validé, mais complexe nécessitant divers paramètres d'entrée et coûteux en temps de calcul ou retenir un outil simple, facile à utiliser demandant peu de paramètres et présentant un temps de calcul raisonnable.

Compte tenu de l'objectif de ce travail qui est d'analyser la température de l'air au-dessus du couvert et les flux du bilan d'énergie dans un cas homogène en perspective d'une analyse dans un cas hétérogène en utilisant un outil simple, nous avons retenu le modèle ENVImet. Ce modèle n'ayant jamais fait l'objet de validations antérieures, nous allons comparer certaines de ses sorties à celles d'autres modèles déjà validés, mais aussi à des mesures acquises sur une parcelle homogène de soja. Il est important de rappeler que l'un des principaux atouts de ce modèle est la description de la végétation en plusieurs couches qui permet une représentation fine des cultures. Néanmoins, ce point peut être pénalisant du fait que la distribution foliaire nécessaire en données d'entrées (10 valeurs de LAD) est une information souvent inaccessible (non mesurée). Plus loin, nous traiterons cet aspect d'une manière relativement détaillée.

Notre démarche d'analyse a été la suivante :

- Effectuer d'abord une analyse des conditions d'utilisation de ce modèle ainsi qu'une analyse de sensibilité simplifiée. Par l'analyse des conditions d'utilisation nous chercherons à fixer le choix de certaines données d'entrée telles que la taille de la maille horizontale et la localisation du point dans le domaine simulé et dont les sorties vont être comparées aux mesures. L'analyse de sensibilité consistera à examiner la réponse de quelques sorties du modèle aux variations de quelques données et paramètres d'entrée.

L'objectif ici n'étant pas d'effectuer une analyse de sensibilité détaillée, mais plutôt de voir si le modèle restitue correctement certains comportements largement connus, simulés par d'autres modèles et observés dans la réalité (par exemple, le flux de chaleur sensible est fort quand le sol est sec). Cette étape est d'importance car elle permettra d'avoir une idée sur la cohérence globale du modèle.

- Nous allons ensuite analyser les conditions initiales et les conditions aux limites de la température de l'air. L'humidité de l'air sera également prise en compte dans cette analyse du fait de la disponibilité de données expérimentales pour l'initialiser. Nous nous pencherons aussi sur l'initialisation de la température de surface du sol compte tenu de son rôle dans les flux.
- Le transfert radiatif étant un facteur déterminant dans les flux de surface, il sera étudié en comparant les simulations avec les sorties de modèles de transfert radiatifs déjà validés [le modèle SAIL (Verhoef, 1984) pour le domaine solaire et le modèle de Prévot (1985) pour le domaine thermique].
- La dernière étape de ce travail nous conduira à analyser la turbulence dans la CLA en comparant en particulier les profils verticaux de température et des termes du bilan de l'ECT à ceux du modèle Méso-NH.

Après avoir présenté les systèmes modélisés au sein d'ENVImet ainsi que leurs équations, paramétrisations, paramètres et hypothèses caractéristiques (**chapitre 2**), nous introduirons les modèles de comparaison ainsi que les données qui nous ont servi à la validation (**chapitre 3**). L'analyse de sensibilité et celle des conditions d'utilisation du modèle (**chapitre 4**) nous permettra par la suite d'aborder les conditions initiales et les conditions aux limites (**chapitre 5**). L'analyse du transfert radiatif (**chapitre 6**) et de la turbulence (**chapitre 7**) en comparant aux modèles mentionnés ci-dessus constituera l'ossature de l'évaluation de ce modèle.

Chapitre 2

Présentation détaillée du modèle ENVImet

Présentation détaillée du modèle ENVImet

I. Introduction

Cette partie s'attache à présenter de façon relativement détaillée le modèle ENVImet (Bruse et Fler, 1998) retenu dans le cadre de ce travail. L'étude consacrée aux systèmes modélisés au sein de ce modèle montre qu'il est constitué d'un schéma atmosphérique 3D et d'un schéma de surface. Le premier est basé sur des équations permettant de décrire l'évolution de la vitesse du vent, de la température et de l'humidité avec une fermeture de la turbulence basée sur un modèle à deux équations : $E - \varepsilon$ standard (Launder et Spalding, 1974). Dans le second, on distingue trois systèmes : la végétation, la surface du sol et le sol lui-même ; le couvert étant traité en multicouches. La continuité entre l'atmosphère et la végétation est assurée *via* l'application des équations atmosphériques dans la végétation en prenant en compte des termes sources/puits. Dans la végétation, le modèle décrit les échanges turbulents ainsi que le transfert radiatif et calcule un bilan d'énergie par couche. A noter que le calcul de la résistance stomatique intervenant dans le flux d'évapotranspiration de la végétation est basé sur le modèle de Deardorff (1978). Quant à la surface du sol, les flux sont calculés en appliquant la théorie de Monin-Obukhov (1954). De manière similaire à la végétation, un bilan d'énergie est calculé après avoir résolu le transfert radiatif. Dans le sol (14 couches), seuls deux types d'échange sont modélisés (1D) : les échanges de chaleur et d'humidité.

Comme signalé précédemment, l'objectif de ce chapitre est donc de décrire ces systèmes (Figure 2. 1). Il présentera également les conditions initiales et aux limites. Dans la mesure du possible, les paramètres respectifs et les hypothèses associées à chaque système seront également précisés.

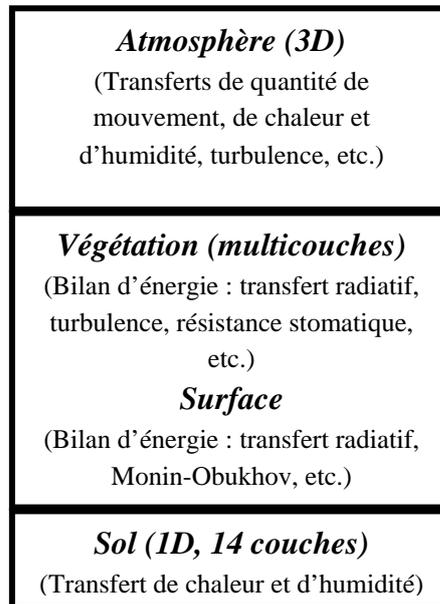


Figure 2. 1 : systèmes modélisés dans ENVI-met

II. Le modèle atmosphérique

I.1. Conservation de la quantité de mouvement et de la masse

Ici, il s'agit des équations 1.1 et 1.2 (respectivement) du chapitre précédent appliquées en adoptant certaines hypothèses et en manipulant certains termes de l'équation de la quantité de mouvement :

- H_1 : l'écoulement est tridimensionnel et non-hydrostatique.
- H_2 : la diffusion (terme T_2) est négligeable par rapport à la turbulence.
- H_3 : l'approximation de Boussinesq est admise ce qui revient d'une part à négliger la fluctuation de la densité ρ' comparée à la densité moyenne de l'air $\bar{\rho}$ ($\rho'/\bar{\rho} \approx 3.33 \times 10^{-3}$), et d'autre part à ne pas la négliger dans le terme $[\rho'/\bar{\rho} \cdot g = \theta'/\bar{\theta}_{ref} \cdot g]$ figurant dans l'équation de la troisième composante du vent. Cela s'appuie sur l'idée que ce terme est du même ordre de grandeur que les autres termes de cette équation (Stull, 1988).
- H_4 : la densité de l'air est constante, fluide incompressible.
- H_5 : la pression moyenne est décomposée en deux composantes : $\bar{P} = \overline{P_{ref}} + p'$ où $\overline{P_{ref}}$ est la pression moyenne de référence à chaque niveau dans le modèle. Elle est exprimée en

fonction du vent géostrophique [relation de l'équilibre géostrophique valable uniquement à l'échelle synoptique (Stull, 1988)].

- H_6 : les équations de la vitesse du vent sont applicables dans la végétation en utilisant des termes puits (Liu et al., 1996).

I.2. Conservation de la chaleur et de l'humidité

De façon analogue à la vitesse du vent, la description de la conservation de la chaleur et de l'humidité (respectivement) d'une masse d'air utilise les équations 1.7 et 1.8 (respectivement) en adoptant quelques simplifications :

- H_1 : l'effet du rayonnement net des masses d'air (terme T_9) est négligé.
- H_2 : les changements de phase (liquide/solide en vapeur) (terme T_8) ne sont pas pris en compte.
- H_3 : la diffusion moléculaire (terme T_2) est négligeable par rapport à la turbulence et aux autres termes.
- H_4 : l'effet de la végétation sur la température et l'humidité de l'air dans la végétation est pris en compte par des termes sources/puits.

Il faut préciser que les hypothèses H_1 , H_2 et H_3 sont appliquées aux équations de la température et de l'humidité tant dans le modèle de CLA 3D (modèle principal) que dans le modèle de CLA 1D (modèle calculant les conditions aux limites qui sera présenté plus loin). Par ailleurs, celui-ci ne prend pas en compte la végétation au voisinage de la surface.

L'hypothèse H_1 est discutable. En effet, l'effet du rayonnement est généralement pris en compte dans d'autres modèles qu'il s'agisse de modèles de CLA 3D (RAMS, Méso-NH ; Brinkop et al., 1995 ; Perego, 1999) ou 1D (Yamada, 1982 ; Schilling, 1991 ; Siebert et al., 1992) à l'exception du modèle de Naot et Mahrer (1989) où il est négligé sans justifications précises. Ce phénomène semble être déterminant dans le refroidissement de l'atmosphère au voisinage du sol la nuit. Comme le rapporte Cellier (1982), une étude expérimentale portant sur la mesure de la divergence du flux radiatif au voisinage de la surface montre que le développement de l'inversion thermique nocturne est en général dû aux pertes d'énergie par rayonnement (Funk, 1960 *in* Cellier, 1982). Une autre étude théorique a montré que l'effet du rayonnement ne peut pas être négligé surtout en condition stable par vent fort et humidité de l'air élevée (Seguin, 1971 *in* Cellier, 1982). [Malgré leur intérêt scientifique, ces études représentent sans doute des cas marginaux.](#)

I.3. Fermeture de la turbulence

Celle-ci est basée sur le modèle $E - \varepsilon$ standard (Launder et Spalding, 1974), modèle à deux équations décrivant l'évolution dans l'espace et dans le temps de E et ε . Les hypothèses admises sont :

- H_1 : on néglige le terme de flottabilité (terme I_2 , Cf. équation 1.17 et 1.20) en conditions stables dans les équations de E et ε . Dans le modèle $E-\varepsilon$ standard (Launder et Spalding, 1974) ce terme n'est pas négligé. De même, Aspley et Castro (1997) qui ont analysé ce modèle dans différentes conditions de stabilité atmosphérique n'adoptent pas cette simplification. Celle-ci mérite donc d'être analysée afin d'en évaluer les conséquences sur le calcul de E .
- H_2 : l'effet de la végétation sur E et ε est pris en compte par le biais de termes puits décrits (terme I_7 , Cf. équation 1.17 et 1.20) d'après Liu et al. (1996).
- H_3 : le coefficient d'échange calculé par cette fermeture est le même pour la quantité de mouvement, la chaleur et l'humidité. De plus, il ne varie pas selon la direction dans l'espace. On admet donc que tous les échanges mis en jeu se font de la même manière et que l'atmosphère est un milieu isotrope ($K_m = K_h = K_q$).

A partir de maintenant, nous proposons d'utiliser les notations classiques (u, v, w) et (x, y, z) pour la vitesse du vent et le vecteur distance (respectivement) qui sont beaucoup plus pratiques au lieu des notations (u_1, u_2, u_3) et (x_1, x_2, x_3) qu'a nécessité la présentation théorique des équations différentielles du chapitre précédent. Ces nouvelles notations restent aussi valables pour les variables moyennes et les fluctuations.

1.4. Flux radiatifs incidents

1.4.1. Le rayonnement solaire

Le rayonnement solaire extraterrestre est calculé d'après Teasler et Anderson (1984) en utilisant des formules empiriques. Celles-ci permettent de déterminer les rayonnements direct et diffus en découpant le spectre solaire en 62 gammes de longueurs d'onde et en effectuant une intégration des rayonnements émis dans chaque gamme. Toutefois, la quantification de ces deux variables dépend de l'heure de la journée, de la situation géographique et de la composition de l'atmosphère loin de la surface, cette dernière étant prise en compte par le biais de paramètres correspondant aux effets de la diffusion moléculaire et de la turbidité. Des coefficients empiriques propres à ces équations sont également utilisés. Au-dessus de la végétation, ces formules empiriques font intervenir l'humidité spécifique de l'air à 2 m de la surface (\bar{q}_{2m}) dont le rôle est d'atténuer le rayonnement.

Cette description relativement fine du transfert du rayonnement dans l'atmosphère a pour objet d'obtenir un modèle atmosphérique qui soit le plus réaliste possible dans des conditions de ciel sans nuages.

1.4.2. Le rayonnement atmosphérique

Son calcul est basé sur la formule de Oke (1987) où l'émissivité de l'air ε_a dépend exclusivement de la température de l'air à 2 m de la surface du sol ($\bar{\theta}_{2m}$) :

$$\varepsilon_a = 1 - c \cdot \exp[-d(273 - \bar{\theta}_{2m})^2] \quad (2.1)$$

$$R_a = \varepsilon_a \sigma_B \bar{\theta}_{2m}^{-4} \quad (2.2)$$

avec $c = 0,261$ et $d = 7,77 \cdot 10^{-4}$

II. Le modèle végétation

La végétation est traitée indépendamment de la surface du sol. Elle est décrite en données d'entrée en 10 couches tant au niveau de son système aérien (feuilles) qu'au niveau de son système souterrain (racines). Du fait des paramétrisations utilisées pour décrire l'effet de la végétation sur l'atmosphère (Liu et al., 1996), mais aussi sur la réserve en eau du sol (Pielke, 1984), cette description requiert la connaissance des profils de la densité foliaire (LAD au lieu du LAI) et de la densité racinaire (RAD) pour les 10 couches en question, respectivement. Rappelons que la densité foliaire d'une couche donnée (LAD_c) s'obtient en divisant sa surface foliaire (LAI_c) par son épaisseur (Δz_c). Dès à présent, nous pouvons nous demander si avec une telle représentation de la végétation, l'utilisation du modèle n'est remise en cause compte tenu des profils de LAD et de RAD souvent non mesurés.

Le nombre de couches ainsi que le profil du LAD dans le modèle sont définis en fonction de la hauteur de la végétation et de la taille de la maille verticale ; généralement, il n'y a pas conservation des 10 couches d'entrée et leur nombre ainsi que leurs densités respectives sont modifiés. Concrètement, dans le modèle, la première maille au-dessus de la surface du sol est systématiquement divisée par cinq, la taille des mailles au-dessus reste constante. L'utilisateur doit, en fonction de cette conception, choisir la taille de la maille verticale qui correspond à la hauteur de la végétation et au nombre de couches qu'il envisage de simuler. Par exemple, si l'on veut simuler en 4 couches une végétation dont la hauteur est de 1 m, en sachant que la première maille est subdivisée en 5 sous-maillles, la hauteur de la maille verticale qui convient à cette simulation est 1,25 m. De ce raisonnement, nous pouvons déduire une expression assez simple de la taille de la maille verticale (Δz_c) en fonction de la hauteur de la végétation (HH) et du nombre de couches (N_c) :

$$\Delta z_c = \frac{HH}{N_c} \times 5 \quad (2.3)$$

Toutefois, il faut préciser que des densités foliaires moyennes par couche sont calculées à partir des 10 valeurs de LAD_c initiales ce qui engendre bien évidemment une modification de la structure foliaire initiale de la plante. Pour un cas homogène (une seule culture), cette procédure permet donc de représenter de manière relativement « grossière » la végétation en conservant sa hauteur et sa surface foliaire totale. Cependant, cette procédure s'avère plus compliquée quand il s'agit d'un cas hétérogène où différentes cultures ayant différentes

hauteurs et LAI sont à représenter : compte tenu de la conception du modèle, il n'est pas possible de déterminer une taille de maille verticale unique qui permette de représenter fidèlement la structure verticale de chaque culture (Figure 2. 2). Dans ce cas, on commet facilement de l'erreur à la fois en terme de hauteur qu'en terme de LAI de la végétation.

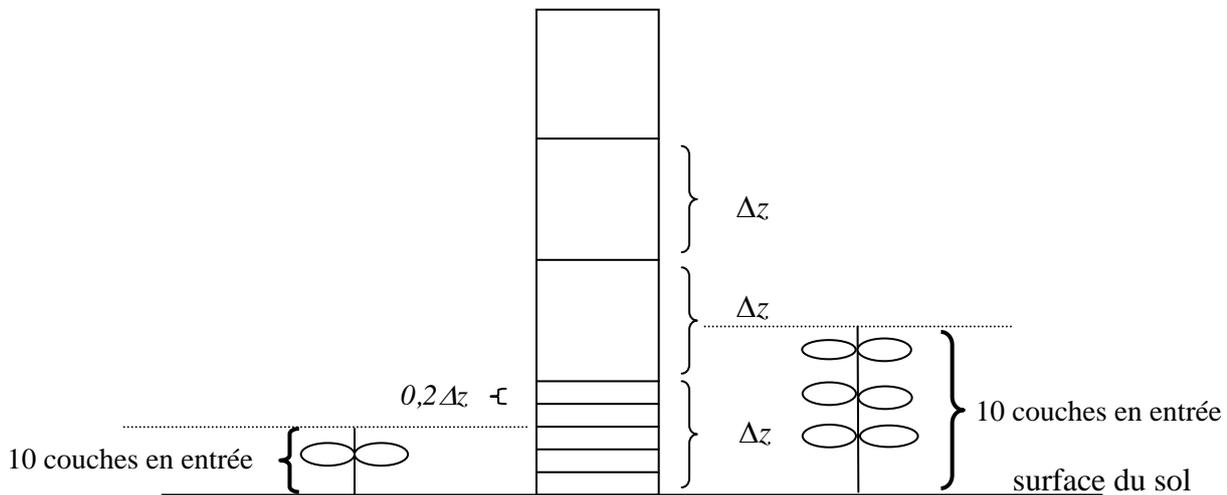


Figure 2. 2 : représentation de la végétation dans le modèle en fonction du maillage vertical (seule la première maille est divisée en cinq, la taille des mailles au-dessus reste constante)

En plus de ces profils, d'autres informations relatives à la végétation sont aussi nécessaires. Le Tableau 2. 1 en donne une revue en distinguant les paramètres de structure, des propriétés optiques, géométriques et d'échange convectif.

Précisons que dans ENVImet la surface de la maille (sa base) est homogène : il n'existe pas de partition entre le sol nu et le sol couvert par la végétation *via* le paramètre « taux de recouvrement, *veg* ». De plus, on peut définir au plus un seul type de végétation dans chaque maille.

Pour clore ce paragraphe, retenons que dans chaque maille du couvert le modèle résout le transfert radiatif des courtes et des grandes longueurs d'onde ainsi que le bilan d'énergie ce qui permet de calculer les flux émis par la végétation. Ceux-ci sont injectés directement dans les équations de conservation du modèle atmosphérique.

Tableau 2. 1 : principaux paramètres de la végétation

Paramètres de structure (aérienne et souterraine)	- hauteur de la végétation	<i>HH</i>
	- profil de densité foliaire	<i>LAD</i>
	- profondeur racinaire	<i>TT</i>
	- profil de densité racinaire	<i>RAD</i>
Paramètres de propriétés optiques et géométriques	- albédo de la feuille	$a_f = 0,20$
	- transmittance de la feuille	$tr_f = 0,30$
	- émissivité de la feuille	$\varepsilon_f = 0,98$
	- paramètre d'inclinaison des feuilles	$K_f = 0,5$
Paramètres d'échange convectif	- résistance stomatique minimum	$r_{s,min}$
	- diamètre de la feuille <i>D</i> ($D = 0,02$ m pour les conifères et les prairies, $D = 0,15$ m pour les arbres à feuilles caduques).	
	- constante <i>A</i> ($A = 200$ s ^{0,5} m pour les arbres à feuilles caduques et les prairies, $A = 87$ s ^{0,5} m pour les conifères).	
	- coefficient de traînée	$c_d = 0,2$

II.1. Flux convectifs

II.1.1. Flux de température

Celui-ci est défini selon Deardorff (1978) et fait intervenir l'écart de température entre la végétation et l'air environnant ($T_f - T_{af}$) d'une part, et la résistance aérodynamique de la feuille r_{ac} d'autre part. Il prend alors la forme :

$$J_{f,h} = \frac{I,I}{r_{ac}} (T_f - T_{af}) \quad (2.4)$$

La valeur *I,I* rend compte de l'effet additif des tiges et des branches qui échangent également de la chaleur avec l'atmosphère, mais ne transpirent pas compte tenu de leur forte résistance

stomatique. Le terme r_{ac} correspond concrètement à la résistance de couche limite de la feuille au niveau de laquelle l'écoulement n'est plus turbulent mais laminaire (diffusion moléculaire uniquement). Des études théoriques et expérimentales en soufflerie montrent que cette résistance dépend de la taille de l'objet et de la vitesse du vent (Jones, 1983). Pour le cas de la feuille, elle s'exprime par (Braden, 1982 *in* Schilling, 1991) :

$$r_{ac} = A \left(\frac{D}{W} \right)^{0,5} \quad (2.5)$$

A est une constante dépendant des propriétés moléculaires de l'air et D est le diamètre équivalent de la feuille. Ils varient en fonction du type de végétation simulée (Tableau 2. 1).

II.1.2. Flux d'humidité

Le déterminisme de ce flux fait appel à un concept classique : la surface de la feuille peut être subdivisée en deux fractions, l'une humide f_w réservée à la vaporisation (rosée), l'autre sèche $(1-f_w)$ permettant uniquement la transpiration (Deardorff, 1978). Cette partition de la feuille conduit à écrire le flux d'humidité selon la relation :

$$J_{f,q} = J_{f,évap} + J_{f,trans} \quad (2.6)$$

où $J_{f,évap}$ désigne le flux d'évaporation et $J_{f,trans}$ le flux de transpiration, ceux-ci étant exprimés comme suit :

$$J_{f,évap} = \frac{1}{r_{ac}} \begin{cases} f_w [q_{sat}(T_f) - q_{af}] & \text{si } q_{sat}(T_f) \geq q_{af} \\ [q_{sat}(T_f) - q_{af}] & \text{si } q_{sat}(T_f) \leq q_{af} \end{cases} \quad (2.7 \text{ a,b})$$

$$J_{f,trans} = \frac{1}{r_{ac} + r_s} \begin{cases} (1-f_w)[q_{sat}(T_f) - q_{af}] & \text{si } q_{sat}(T_f) \geq q_{af} \\ 0 & \text{si } q_{sat}(T_f) \leq q_{af} \end{cases} \quad (2.8 \text{ a,b})$$

avec r_s la résistance stomatique de la feuille. $q_{sat}(T_f)$ est l'humidité spécifique à saturation à la surface de la feuille tandis que q_{af} représente l'humidité spécifique de l'air calculée par le modèle atmosphérique. La fraction de la feuille f_w couverte par de l'eau liquide dans une maille est paramétrée selon la relation (Deardorff, 1978) :

$$f_w = \left(\frac{w_r}{w_{r,max}} \right)^{2/3} \quad (2.9)$$

w_r correspond à la masse d'eau piégée dans le feuillage. Cette grandeur est rapportée à la surface du sol. Sa valeur maximale peut être obtenue par $w_{r,max} = 0,2 LAI$. Compte tenu de la variation de w_r dans la journée, une équation pronostique impliquant les processus physiques

agissant sur son évolution peut être déduite en écrivant le bilan des flux d'eau pour une maille donnée :

$$\frac{\partial w_r}{\partial t} = -\rho_w \int_z^{z+\Delta z_c} LAD_c J_{f,évap} dz + P^\downarrow - P_\downarrow \quad (2.10)$$

Δz_c est la taille verticale de la maille et ρ_w la densité volumique de l'eau. P^\downarrow est le flux d'eau (en l'occurrence la pluie) provenant des mailles supérieures tandis que P_\downarrow est le flux d'eau perdu par les feuilles de la maille en question au profit des mailles en dessous. Bien entendu, ce phénomène se produit uniquement dans le cas où w_r devient supérieure à la capacité maximale de rétention des feuilles, $w_{r,max}$:

$$P_\downarrow = \begin{cases} 0 & \text{si } 0 \leq w_r \leq w_{r,max} \\ \frac{w_r - w_{r,max}}{\Delta t} & \text{si } w_r > w_{r,max} \end{cases} \quad (2.11)$$

Δt est le pas de temps de calcul des processus relatifs à la végétation (bilan d'énergie, flux, etc.)

Néanmoins, il faut signaler que le module comprenant ces équations et permettant donc de décrire la condensation et sa contribution dans le flux d'humidité **n'est pas actif dans le module végétation**. Ce choix se justifie par la complexité de la prise en compte des interactions entre l'eau liquide déposée sur la surface de la feuille et les phénomènes qui y se produisent (par exemple la réponse des stomates). Le calcul des flux d'humidité est réduit donc au calcul de la transpiration (i.e : $f_w = 0$).

L'équation (2.12) montre l'une des variables clés du calcul de la transpiration : la résistance stomatique dont le formalisme est décrit d'après Deardorff (1978). Ce formalisme stipule que l'ouverture des stomates peut être reliée principalement à l'énergie solaire incidente, au stress hydrique dans le sol et à la croissance de la plante :

$$r_s = r_{s,min} \left[\frac{R_{g,max}}{0,03R_{g,max} + R_g} + P_c + \left(\frac{\eta_{pf}}{\eta_r} \right)^2 \right] \quad (2.12)$$

$r_{s,min}$ est fonction du type de végétation et peut varier dans une gamme de 50 s m^{-1} (prairies) jusqu'à 400 s m^{-1} (arbres à feuille caduques). $R_{g,max}$ est la valeur maximale du rayonnement solaire incident (midi solaire) et P_c est un paramètre empirique représentant l'âge de la plante (dans ENVImet il est égal à zéro). η_{pf} est l'humidité au point de flétrissement et η_r l'humidité dans la zone racinaire calculée par le modèle sol. Quelques limites de l'approche de Deardorff (1978) peuvent être signalées : (1) l'effet du CO_2 et du déficit de saturation de l'air ne sont pas pris en compte bien qu'ils jouent un rôle important dans l'ouverture des stomates, (2) la représentation du stress hydrique n'est pas réaliste dans la mesure où la plante peut continuer à transpirer même si le point de flétrissement permanent est atteint, (2) le paramètre P_c nécessite une calibration pouvant être complexe et est donc difficile à estimer.

La connaissance des flux $J_{f,h}$ et $J_{f,q}$ est d'un double intérêt puisqu'elle permettra de formaliser (1) les termes sources/puits relatifs aux interactions entre les feuilles et l'air environnant d'une part, et (2) les flux de chaleur sensible et de chaleur latente impliqués dans le bilan d'énergie de chaque couche, d'autre part.

II.1.3. Interactions feuilles/air environnant

Ces interactions sont prises en compte par Q_{hi} et Q_{qi} (respectivement) relatifs à la couche i , et qui sont des termes sources intervenant dans les équations de la température et de l'humidité (respectivement) :

$$Q_{hi} = LAD_{ci} \cdot J_{(f,h)i} \quad (2.13)$$

$$Q_{qi} = LAD_{ci} \cdot [J_{(f,\acute{e}vap)i} + J_{(f,trans)i}] \quad (2.14)$$

II.1.4. Flux de chaleur sensible et de chaleur latente

Ces flux désignés par H_{vi} et LE_{vi} (respectivement) sont étroitement liés aux flux $J_{(f,h)i}$ et $J_{(f,\acute{e}vap)i}$ décrits précédemment et à la quantité de feuille dans chaque couche [$LAI_{ci} = LAD_{ci} \cdot \Delta z_{ci}$] :

$$H_{vi} = \bar{\rho} \cdot C_p \cdot J_{(f,h)i} \cdot LAD_{ci} \cdot \Delta z_{ci} \quad (2.15)$$

$$LE_{vi} = \bar{\rho} \cdot L \cdot (J_{(f,\acute{e}vap)i} + J_{(f,trans)i}) \cdot LAD_{ci} \cdot \Delta z_{ci} \quad (2.16)$$

Évoquer les formalismes de ces flux en approche multicouches amène à proposer un schéma résistif simple (Figure 2. 3) permettant de mieux comprendre l'organisation verticale des différentes sources et des variables impliquées.

II.2. Bilan d'énergie et bilan radiatif de la couche

L'équilibre énergétique de la couche est régi par son bilan d'énergie où l'énergie radiative disponible $R_{nv}(i)$ est dissipée sous forme de chaleur sensible et de chaleur latente :

$$R_{nv}(i) = R_{nv,c\lambda}(i) + R_{nv,g\lambda}(i) = H_{vi} + LE_{vi} \quad (2.17)$$

Les termes $R_{nv,c\lambda}(i)$ et $R_{nv,g\lambda}(i)$ représentent respectivement les bilans radiatifs des courtes et des grandes longueurs d'onde de la couche et peuvent être exprimés comme suit :

$$R_{nv,c\lambda}(i) = [K_f \cdot R_{c\lambda,dir}^\downarrow(z_{ci}) + R_{c\lambda,dif}^\downarrow(z_{ci})] (1 - a_f - tr_f) \quad (2.18)$$

$$R_{nv,g\lambda}(i) = \varepsilon_f R_{g\lambda}^\downarrow(z_{ci}) + \varepsilon_f R_{g\lambda}^\uparrow(z_{ci}) - 2 \varepsilon_f \sigma_B T_{fi}^4 \quad (2.19)$$

où K_f est le paramètre d'inclinaison des feuilles, z_{ci} est la cote du centre de la couche i . $R_{g\lambda}^\downarrow(z_{ci})$ et $R_{g\lambda}^\uparrow(z_{ci})$ sont respectivement les rayonnements des grandes longueurs d'onde montants et descendants. T_{fi} est la température de la couche. $R_{c\lambda,dir}^\downarrow(z_{ci})$ et $R_{c\lambda,dif}^\downarrow(z_{ci})$ représentent le rayonnement direct et le rayonnement diffus transmis en son centre, respectivement. ε_f , a_f et tr_f correspondent à l'émissivité, l'albédo et la transmittance de la feuille, respectivement.

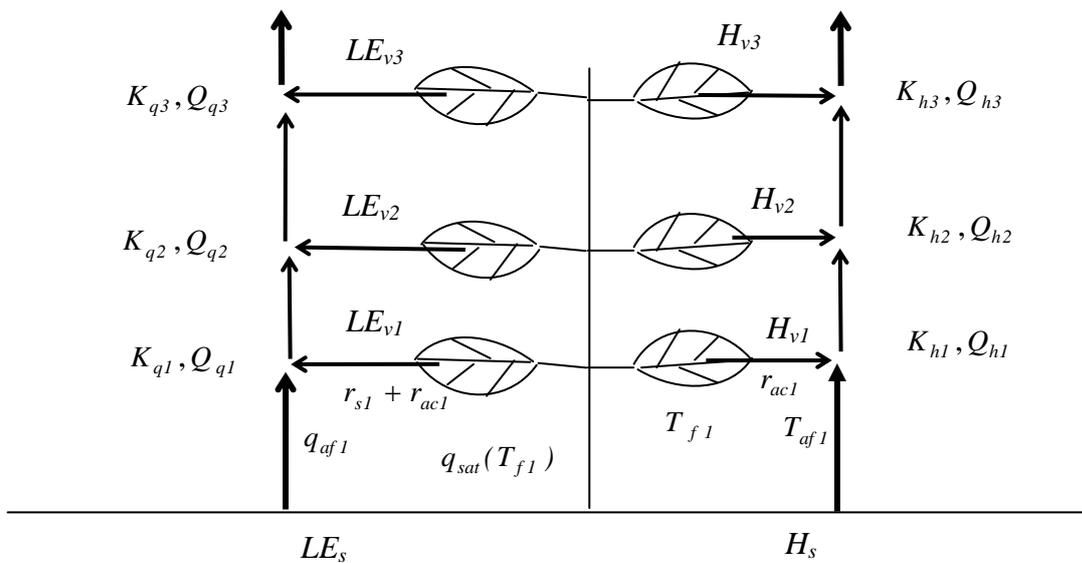


Figure 2. 3 : schéma des flux convectifs et grandeurs caractéristiques calculées dans la végétation (illustrée en 3 couches). Les deux flèches montantes à partir du bas correspondent aux flux de la surface du sol qui seront exposés plus loin.

Sous cette forme, ces deux dernières équations amènent à deux importantes constatations :

- (1) d'une part, le calcul des bilans radiatifs d'une couche se fait de manière locale (centre de la maille) et non pas à l'échelle globale de la couche,
- (2) et d'autre part, du point de vue des interactions vis-à-vis du rayonnement (toutes longueurs d'ondes comprises) la couche interagit de la même manière que la feuille (i.e les propriétés optiques de la feuille sont assimilées à celles de la couche). Nous pouvons nous interroger sur ces simplifications et leurs cohérences qui, à notre connaissance ne sont pas admises dans d'autres modèles de transfert radiatif multicouches (Verhoef, 1984 ; Tuzet et al., 1993).

II.2.1. Quelques hypothèses simplificatrices

Elles sont au nombre de huit et concernent la surface du sol et la végétation :

- H_1 : les feuilles et la surface du sol ont un comportement lambertien.
- H_2 : les flux diffus se propagent de manière isotrope dans le couvert.
- H_3 : le rayonnement direct ne génère pas de rayonnement diffus.
- H_4 : le rayonnement diffus incident n'est pas atténué.
- H_5 : le rayonnement réfléchi (par les feuilles et la surface du sol) montant n'est pas pris en compte dans le bilan de la couche.
- H_6 : le bilan de la couche est calculé en son centre en considérant les propriétés optiques de la feuille et non pas celles de la couche.
- H_7 : les coefficients d'extinction (présentés plus loin) sont identiques quel que soit le type de rayonnement que l'on traite ($K = 0,5$).
- H_8 : les couches de végétation ne sont pas traitées individuellement en terme d'émission ; elles sont assimilées à une couche unique ayant une température moyenne.

À ce stade, nous pouvons être surpris du fait qu'avec un découpage aussi fin de la végétation, le modèle intègre tant d'hypothèses simplificatrices. Les six dernières hypothèses constituent de fortes simplifications qui méritent d'être analysées de façon détaillée afin de préciser leurs limites et leurs domaines de validité.

II.2.2. Flux incidents montant et descendant

II.2.2.1. Flux de courtes longueurs d'onde

Comme nous l'avons annoncé dans les hypothèses, le flux montant des courtes longueurs d'onde n'est pas pris en compte. Ce ne sont donc que les flux descendants qui sont modélisés. Ceux-ci sont constitués par le rayonnement direct $R_{c\lambda,dir}^\downarrow$ qui est atténué et le rayonnement diffus $R_{c\lambda,dif}^\downarrow$ non atténué dans la végétation. Le flux incident descendant $R_{c\lambda}^\downarrow(z_{ci})$ au centre d'une couche (z_{ci}) donnée prend la forme :

$$R_{c\lambda}^\downarrow(z_{ci}) = R_{c\lambda,dir}^\downarrow(z_{ci}) + R_{c\lambda,dif}^\downarrow(z_{ci}) \quad (2.20)$$

avec,

$$R_{c\lambda,dir}^\downarrow(z_{ci}) = \sigma_{c\lambda,dir}^\downarrow(x, y, z_{ci}) \cdot R_{c\lambda,dir}^\downarrow \quad (2.21)$$

$$R_{c\lambda,dif}^\downarrow(z_{ci}) = \sigma_{c\lambda,dif}^\downarrow(z_p, z_{ci}) \cdot R_{c\lambda,dir}^\downarrow \quad (2.22)$$

$\sigma_{c\lambda,dir}^\downarrow(x, y, z_{ci})$ est le coefficient de transmission du rayonnement direct dans la végétation. Il n'est autre que la part de rayonnement direct arrivant au centre de la couche. Pour le rayonnement diffus, ce coefficient correspond au terme $\sigma_{c\lambda,dif}^\downarrow(z_{ci})$. z_p est la cote du sommet de la végétation.

II.2.2.2. Flux de grandes longueurs

Le flux descendant $R_{g\lambda}^{\downarrow}(z_{ci})$ résulte du rayonnement atmosphérique et du rayonnement dû à l'émission des étages supérieurs de la végétation. Le flux montant $R_{g\lambda}^{\uparrow}(z_{ci})$ est dû à l'émission de la surface du sol et des étages inférieurs :

$$R_{g\lambda}^{\downarrow}(z_{ci}) = \sigma_{g\lambda}^{\downarrow}(z_p, z_{ci}) R_a + [1 - \sigma_{g\lambda}^{\downarrow}(z_p, z_{ci})] \varepsilon_f \sigma_B \bar{T}_{f+}^4 \quad (2.23)$$

$$R_{g\lambda}^{\uparrow}(z_{ci}) = \sigma_{g\lambda}^{\uparrow}(0, z_{ci}) \varepsilon_s \sigma_B T_0^4 + [1 - \sigma_{g\lambda}^{\uparrow}(0, z_{ci})] \varepsilon_f \sigma_B \bar{T}_{f-}^4 \quad (2.24)$$

$\sigma_{g\lambda}^{\downarrow}(z_p, z_{ci})$ représente le coefficient d'atténuation du rayonnement atmosphérique et z_p la cote du sommet de la végétation. $\sigma_{g\lambda}^{\uparrow}(0, z_{ci})$ est le coefficient d'atténuation du rayonnement montant en provenance de la surface du sol. \bar{T}_{f+} et \bar{T}_{f-} (respectivement) sont les températures moyennes des étages supérieurs et inférieurs (respectivement). T_0 est la température de la surface du sol.

II.2.3. Caractérisation de l'atténuation

Le phénomène d'atténuation est classiquement formalisé par une loi de type exponentielle (loi de Beer-Lambert). Cette loi traduit le fait que rayonnement traversant la végétation va être atténué en fonction de la structure et des propriétés optiques des feuilles, mais aussi de la géométrie du rayonnement. Dans le cas d'ENVImet, cette loi est appliquée pour chacun des quatre flux modélisés ($R_{c\lambda,dir}^{\downarrow}$, $R_{c\lambda,dif}^{\downarrow}$, $R_{g\lambda}^{\downarrow}$ et $R_{g\lambda}^{\uparrow}$) afin d'obtenir leurs coefficients de transmission respectifs :

- **Flux direct de courtes longueurs d'onde:** ce flux étant directionnel, son coefficient de transmission $\sigma_{c\lambda,dir}^{\downarrow}$ fait intervenir le coefficient d'extinction $K=0,5$ (valeur correspondant à un couvert sphérique : feuilles dressées sont plus fréquentes) et la quantité de feuilles traversées par le rayonnement en fonction de la position du soleil. Cette quantité de feuilles mise en jeu va dépendre de la densité foliaire ainsi que du trajet du rayonnement Δl dans chaque maille. En cas de présence de plusieurs mailles de végétation successives traversées par ce rayonnement, la surface foliaire impliquée dans le calcul du rayonnement incident dans une maille donnée sera le cumul [$LAI^*(x, y, z_{ci})$] de celles des mailles qui sont au-dessus (Figure 2. 4) :

$$\sigma_{c\lambda,dir}^{\downarrow}(x, y, z_{ci}) = \exp[-K \cdot LAI^*(x, y, z_{ci})] \quad (2.25)$$

$$LAI^*(x, y, z_{ci}) = \sum_{j=1}^n LAD(x_j, y_j, z_{cj}) \Delta l_j \quad (2.26)$$

n correspond au nombre de mailles (comptées à partir du sommet du modèle) traversées par le rayonnement avant d'attendre la maille (ou couche) i et Δl_j le trajet parcouru dans chaque maille j .

- **Flux diffus descendant de courtes longueurs d'onde** : du fait de la motivation initiale du modèle qui est d'analyser les échanges en milieu urbain, on suppose que le rayonnement diffus n'est pas atténué par la végétation. Cette simplification s'appuie sur le fait que les murs réfléchissent du rayonnement direct et diffus et contribuent donc à augmenter le rayonnement incident dans la végétation. De plus, en milieu urbain les arbres sont généralement espacés ce qui réduit l'atténuation latérale du rayonnement. Ceci revient à retenir l'expression :

$$\sigma_{c\lambda,dif}^{\downarrow}(z_p, z_{ci}) = 1 \quad (2.27)$$

- **Flux diffus descendant de grandes longueurs d'onde** : la transmission de celui-ci est calculée en prenant en compte le cumul du LAI du sommet de la végétation jusqu'au centre de la maille considérée :

$$\sigma_{g\lambda}^{\downarrow}(z_p, z_{ci}) = \exp[-K \cdot LAI_{cum}(z_p, z_{ci})] \quad (2.28)$$

- **Flux diffus ascendant de grandes longueurs d'onde** : son coefficient de transmission est calculé de façon analogue à celui correspondant au rayonnement descendant à l'exception que le cumul du LAI est considéré de la surface du sol jusqu'au centre de la maille concernée :

$$\sigma_{g\lambda}^{\uparrow}(0, z_{ci}) = \exp[-K \cdot LAI_{cum}(0, z_{ci})] \quad (2.29)$$

Il faut rappeler que ces deux derniers coefficients d'atténuation font intervenir un coefficient d'extinction identique à celui utilisé dans $\sigma_{c\lambda,dir}^{\downarrow}$, $K = 0,5$. Nous verrons plus loin dans le cadre d'une analyse détaillée du transfert radiatif la cohérence de ce choix et ses conséquences sur les interactions entre le rayonnement atmosphérique et le couvert.

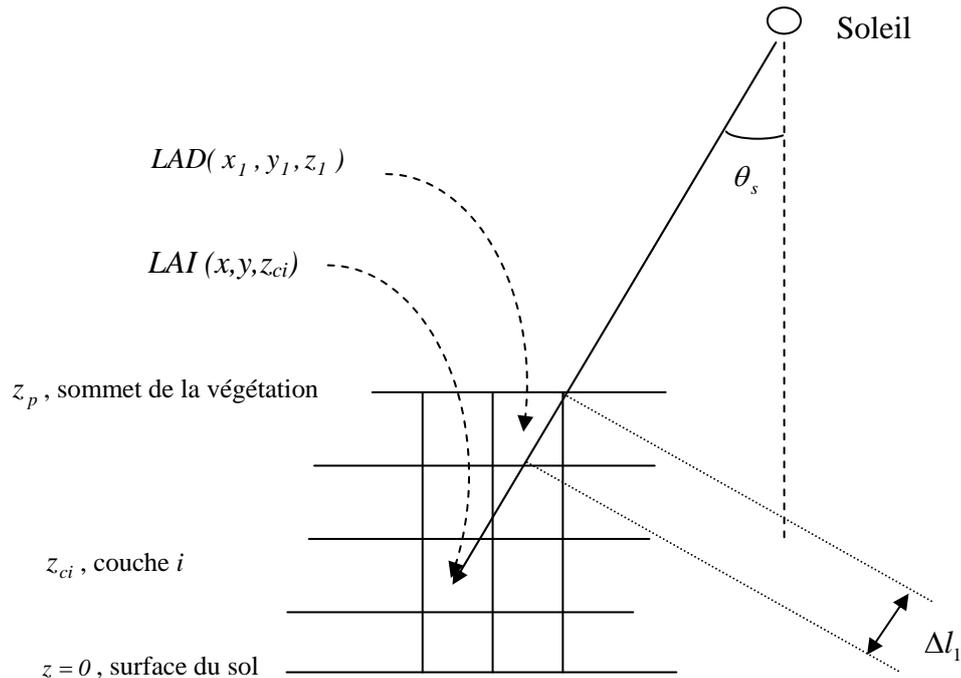


Figure 2. 4 : illustration en 2D (X-Z) du calcul de la transmission du rayonnement direct dans la végétation

III. Le modèle de surface du sol

Ce modèle a pour vocation de décrire les échanges à la surface du sol. Pour ce faire, la théorie de Monin-Obukhov (1954) est appliquée pour déterminer les flux de quantité de mouvement, de chaleur et d'humidité. Cette description présente la particularité de s'affranchir du calcul itératif de la *LMO* par le biais de fonctions de stabilité établies pour différents régimes atmosphériques (Louis, 1979).

Le transfert radiatif des courtes longueurs d'onde est résolu en déterminant la part de rayonnement direct arrivant à la surface après atténuation dans la végétation. Pour la composante diffuse, comme pour la végétation, on fait également l'hypothèse qu'elle n'est pas atténuée. Le bilan est calculé à partir de ces deux composantes et de l'albédo, ce dernier étant fonction de l'humidité de surface (Idso et al., 1975). En ce qui concerne le transfert radiatif des grandes longueurs d'onde, il prend en compte d'une part, le rayonnement incident dû au rayonnement atmosphérique et à l'émission de la végétation assimilée à une couche unique ayant une température moyenne, et d'autre part à l'émission de la surface du sol. Les paramètres impliqués dans ces échanges sont résumés dans le Tableau 2. 2.

Tableau 2. 2 : paramètres de la surface du sol

rugosité	z_o
coefficient de traînée	$c_{d,N}$
albédo	$a_s = f(\eta)$
émissivité	$\varepsilon_s = 0,97$

III.1. Flux convectifs

Le calcul des flux de quantité de mouvement, de chaleur et d'humidité de la surface du sol (végétation non comprise) est basé sur la théorie de similitude de Monin-Obukhov (1954) :

$$J_m^0 = u_*^2 \quad (2.30)$$

$$J_h^0 = u_* \theta^* \quad (2.31)$$

$$J_q^0 = u_* q^* \quad (2.32)$$

où θ^* et q^* (respectivement) désignent la température et l'humidité spécifique de frottement, grandeurs caractéristiques des échanges de surface. Il faut signaler que ces flux dépendent étroitement de la stabilité de l'atmosphère laquelle est décrite ici par le nombre de Richardson généralisé (Ri_g). Les valeurs que peut prendre ce nombre permettent de distinguer différents cas :

III.1.1. **Cas 1** : $-5,5 \leq Ri_g \leq 3,0$ (convection mixte)

Pour ce cas de figure, les flux présentés ci-dessus sont exprimés par des relations permettant de relier les variables atmosphériques concernées, un paramètre de traînée ainsi que des termes correctifs de la stabilité atmosphérique :

$$u_*^2 = c_{d,N} \overline{u_1} (\overline{u_1} - 0) \phi_m(Ri_g) \quad (2.33)$$

$$u_* \theta^* = c_{d,N} \overline{u_1} (\overline{\theta_1} - T_0) \phi_h(Ri_g) \quad (2.34)$$

$$u_* q^* = c_{d,N} \overline{u_1} (\overline{q_1} - q_0) \phi_q(Ri_g) \quad (2.35)$$

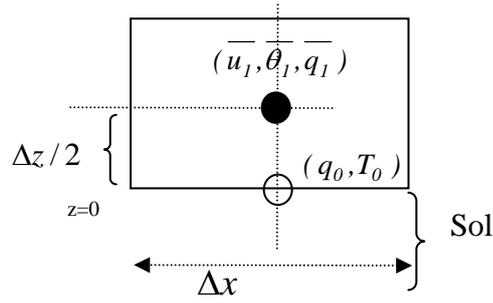


Figure 2. 5 : illustration en 2D (x-z) des niveaux de calcul des flux de surface du sol. Notons bien qu'on calcule ces flux à partir des écarts du vent, de température et d'humidité entre la surface du sol et la première maille au-dessus.

Ri_g est le nombre Richardson « généralisé » qui rend compte de l'effet de la stabilité sur les flux de la surface du sol. \bar{u}_1 , $\bar{\theta}_1$ et \bar{q}_1 sont la vitesse du vent, la température potentielle et l'humidité spécifique de l'air dans la première maille au-dessus de la surface. $c_{d,N}$ représente le coefficient de traîné de la surface du sol qui n'est pas constant comme dans le cas de la végétation. Il est fonction de la rugosité de la surface z_0 et de la taille de la première maille au-dessus de la surface (Δz) et est calculé pour des conditions atmosphériques neutres selon la relation :

$$c_{d,N} = \frac{\kappa^2}{\{Ln[(\Delta z/2)/z_0 + 1]\}^2} \quad (2.36)$$

$\phi_m(Ri_g)$, $\phi_h(Ri_g)$ et $\phi_q(Ri_g)$ sont, comme nous l'avons signalé précédemment, les facteurs correctifs de stabilité qui, pour ce cas de figure, sont calculés d'après Louis (1979) :

$$\phi_m(Ri) = \begin{cases} 1 - \frac{b.Ri_g}{1 + c.(-Ri_g)^{0.5}} & \text{si } Ri_g < 0 \\ 1 & \text{si } Ri_g = 0 \\ \frac{1}{(1 + a.Ri_g)^2} & \text{si } Ri_g > 0 \end{cases} \quad (2.37 \text{ a,b,c})$$

Du fait de la similitude entre les échanges de quantité de mouvement, de chaleur et d'humidité, les fonctions de stabilité sont égales [$\phi_m(Ri_g) = \phi_h(Ri_g) = \phi_v(Ri_g)$]. a , b et c sont des constantes qui valent respectivement 4,7 ; 9,4 et 5,3.

III.1.2. Cas 2 : $Ri_g > 3$ (forte stabilité)

Ici, il s'agit d'un cas correspondant à une forte stabilité atmosphérique où les échanges se font uniquement par diffusion moléculaire. Il n'y a donc plus besoin de calculer les coefficients

d'échanges puisque ceux-ci seront égaux à ceux correspondant à la diffusion moléculaire : $K_m = \nu$ (viscosité cinématique de l'air), $K_h = \nu_\theta$ (diffusivité de la chaleur) et $K_v = \nu_q$ (diffusivité de l'humidité).

III.1.3. Cas 3 : $Ri_g < -5,5$ (convection libre)

Pour cette limite de Ri_g , les transports verticaux sont dominants. Dans ce cas, on préconise alors une loi spécifique dite « loi $z^{-1/3}$ » (Louis, 1979) :

$$-\overline{w'\theta'} = 1,3 \left(\frac{g}{\theta_1} \right) \left[\frac{\overline{\theta_1} - T_0}{3 (\Delta z)^{-1/3} - (z_0)^{-1/3}} \right]^{3/2} \quad (2.38)$$

Les coefficients d'échange seront alors calculés en fonction du flux de chaleur $\overline{w'\theta'}$ et de l'inverse du gradient de température entre la surface et la première maille située au-dessus :

$$K_m = K_h = K_q = - \frac{\overline{w'\theta'}}{\theta_1 - T_0} \Delta z \quad (2.39)$$

III.1.4. Flux de chaleur sensible et de chaleur latente

Tout comme la végétation, la connaissance des flux turbulents J_h^0 et J_q^0 permet de calculer les flux de chaleur sensible H_s et de chaleur latente LE_s de la surface du sol :

$$H_s = \overline{\rho} C_p J_h^0 \quad (2.40)$$

$$LE_s = \overline{\rho} L J_q^0 \quad (2.41)$$

La détermination du flux J_h^0 nécessite la connaissance de T_0 , solution du bilan d'énergie. Pour accéder à J_q^0 il faut connaître aussi q_0 , cette dernière étant calculée en utilisant l'approche β de Deardorff (1978) :

$$q_0 = \beta \cdot q_{sat}(T_0) + (1 - \beta) \cdot q_{k=-1} \quad (2.42)$$

$$\beta = \min\left(1, \frac{\eta_{k=-1}}{\eta_{cc}}\right) \quad (2.43)$$

avec $\eta_{k=-1}$ l'humidité dans la première maille dans le sol ($k = -1$). Celle-ci est calculée par le module de sol qui sera expliqué plus loin. η_{cc} est l'humidité à la capacité au champ.

III.1.5. Bilan d'énergie et bilan radiatif de la surface du sol

Le bilan d'énergie de la surface est exprimé de façon similaire à la végétation à l'exception de la prise en compte du flux de conduction dans le sol G :

$$R_{ns,c\lambda} + R_{ns,g\lambda} = H_s + LE_s + G \quad (2.44)$$

$R_{ns,c\lambda}$ et $R_{ns,g\lambda}$ correspondent aux bilans des courtes et des grandes longueurs d'ondes de la surface du sol, respectivement. Le flux G est fonction de la conductivité thermique λ_s et du gradient de température entre la surface du sol et la première maille dans le sol :

$$G = \lambda_s \left. \frac{\partial T_{sol}}{\partial z} \right|_{z=0} \quad (2.45)$$

Le formalisme de λ_s présente la particularité de faire intervenir le potentiel matriciel dans le sol ψ_s au lieu de l'humidité volumique (Al Nakshabandi et al, 1965 in Pielke, 1984) :

$$\lambda_s = \begin{cases} 419 \exp - [(\log|\psi_s| + 2,7)] & \text{si } \log|\psi_s| \leq 5,1 \\ 0,172 & \text{si } \log|\psi_s| > 5,1 \end{cases} \quad (2.46)$$

Une étude réalisée par Mahfouf et Noilhan (1991) a permis de mettre en évidence les limites de cette approche : dans le cas d'un sol suffisamment humide ($\eta > 0,2 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^3$), ce formalisme tend à surestimer la conductivité thermique. Cette remarque est à prendre en considération dans l'interprétation des estimations du flux G .

La surface du sol étant horizontale, la part du rayonnement direct arrivant à la surface après atténuation par la végétation doit être corrigée par l'angle d'inclinaison solaire θ_s . Bien entendu, le rayonnement diffus n'est pas concerné par cette correction compte tenu de son caractère hémisphérique. Compte tenu de ces considérations et du fait de la non atténuation du rayonnement diffus, l'énergie radiative solaire disponible à la surface du sol s'exprime par :

$$R_{ns,c\lambda} = [\cos(\theta_s) \cdot \sigma_{c\lambda,dir}^\downarrow(x, y, 0) \cdot R_{c\lambda,dir}^\downarrow + R_{c\lambda,dif}^\downarrow] \cdot (1 - a_s) \quad (2.47)$$

Dans cette équation, l'albédo de surface a_s dépend uniquement de l'humidité de la surface du sol (Idso et al., 1975) :

$$a_s = \begin{cases} 0,31 - 0,34 \frac{\eta_{k=-1}}{\eta_s} & \text{si } \frac{\eta_{k=-1}}{\eta_s} \leq 0,5 \\ 0,14 & \text{si } \frac{\eta_{k=-1}}{\eta_s} > 0,5 \end{cases} \quad (2.48)$$

avec η_s l'humidité à saturation.

Comparé au bilan des courtes longueurs d'onde, le calcul du bilan des grandes longueurs d'onde est relativement complexe puisqu'il prend en compte les réflexions multiples entre la

surface du sol et la végétation, supposée être un seul bloc ayant une température moyenne \bar{T}_{f+} . Le formalisme utilisé résulte de Fleagle et Businger (1963). Il est valable pour deux surfaces parallèles ayant chacune une température et une émissivité qui leur sont propres :

$$R_{ns,g\lambda} = \sigma_{g\lambda}^{\downarrow}(0, z_p) \cdot [\varepsilon_s R_{g\lambda}^{\downarrow}(0) - \varepsilon_s \sigma_B T_0^4] + [1 - \sigma_{g\lambda}^{\downarrow}(0, z_p)] \frac{\varepsilon_f \varepsilon_s}{\varepsilon_f + \varepsilon_s - \varepsilon_f \varepsilon_s} (\sigma_B \bar{T}_{f+}^4 - \sigma_B T_0^4) \quad (2.49)$$

Le flux descendant arrivant à la surface $R_{g\lambda}^{\downarrow}(0)$ correspond au rayonnement atmosphérique et au rayonnement engendré par l'émission des étages de végétation situés au-dessus de la surface.

$$R_{g\lambda}^{\downarrow}(0) = \sigma_{g\lambda}^{\downarrow}(0, z_p) \cdot R_a + [1 - \sigma_{g\lambda}^{\downarrow}(0, z_p)] \varepsilon_f \sigma_B \bar{T}_{f+}^4 \quad (2.50)$$

IV. Le modèle sol

Le sol est traité en 14 couches avec un maillage fin au voisinage de surface et plus lâche en profondeur. Seuls les transferts de chaleur et d'humidité sont abordés ; les changements de phase eau/vapeur ne sont pas pris en compte. La profondeur est fixée à 2 m. Du fait de la dominance des transferts verticaux, une modélisation 1D est adoptée. Un certain nombre de paramètres (Tableau 2. 3) dépendant de la structure du sol est nécessaire pour la caractérisation de ces transferts. Le modèle sol offre l'avantage de permettre de prendre en compte l'hétérogénéité verticale de la texture du sol en données d'entrée. Il inclut 18 classes de sol dont 11 correspondent à celles de Clapp et Hornberger (1978).

Tableau 2. 3 : paramètres sol

Humidité à la capacité au champ	η_{cc}
Humidité au point de flétrissement permanent	η_{pf}
Humidité à saturation	η_s
Paramètre empirique	b

IV.1. Conservation de la chaleur et de l'humidité

Comme annoncé précédemment, deux types de transfert sont considérés dans le sol : les échanges de chaleur (équation de Fourier) et d'humidité (équation de Richards) qui sont décrits par des équations de conservation :

$$\frac{\partial T_{sol}}{\partial t} = \kappa_s \frac{\partial^2 T_{sol}}{\partial z^2} \quad (2.51)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = D_\eta \frac{\partial^2 \eta}{\partial z^2} + \frac{\partial K_\eta}{\partial z} - S_\eta(\eta) \quad (2.52)$$

où T_{sol} et η sont la température et l'humidité volumique dans le sol. La diffusivité thermique dans le sol κ_s est calculée selon Tjernström (1989) :

$$\kappa_s = \frac{\lambda_s}{\rho_s c_s} \quad (2.53)$$

Le produit $\rho_s c_s$ est la capacité thermique du sol qui dépend de la nature de ses constituants et de son humidité. D_η est la diffusivité hydraulique et K_η la conductivité hydraulique. Ces deux dernières variables sont calculées d'après Clapp and Hornberger (1978) et font intervenir le paramètre b dont la valeur varie selon la texture du sol.

Le couplage entre le sol et la plante de point de vue hydrique est assuré par l'extraction racinaire représentée par le terme S_η dont la paramétrisation est décrite d'après Pielke (1984) :

$$S_\eta(-z) = \frac{m_{trans}}{\rho_w} (RAD(-z) D_\eta(-z)) \left(\int_{-z_r}^0 RAD(-z) D_\eta(-z) dz \right)^{-1} \quad (2.54)$$

Ce terme fait intervenir la profondeur racinaire z_r , le profil de densité racinaire ainsi que la masse d'eau transpirée par le système aérien de la plante m_{trans} :

$$m_{trans} = \rho_w \int_0^{z_p} LAD(z) J_{f,trans}(z) dz \quad (2.55)$$

où ρ_w est la densité de l'eau.

V. Conditions initiales et aux limites

Avant de détailler ces aspects, nous proposons de présenter le modèle atmosphérique 1D faisant partie du modèle ENVImet (modèle 1D et 3D couplés) et dont le rôle est déterminant tant dans l'initialisation que dans le calcul des conditions aux limites du modèle principal 3D. La reprise des précédentes équations différentielles en forme 1D pour expliquer ce modèle est sans intérêt puisqu'elle peut être lourde et longue. Cependant, pour mieux fixer les idées quant à ce modèle, nous pouvons discuter ses principales caractéristiques selon les points suivants :

- **Prise en compte de la végétation :** il s'agit d'un modèle dont les équations atmosphériques sont identiques à celle du modèle 3D excepté le fait que la végétation n'est pas prise en compte (sol nu). Cette hypothèse consiste donc à ne pas prendre en

compte les termes sources/puits dans les équations du vent, de la température, de l'humidité, de l'ECT et de ε .

- **Forçage par la surface :** aucun bilan d'énergie n'est résolu à la surface du sol. Pour caractériser le forçage par la surface, la température et l'humidité de surface du sol sont fournies au cours du temps par le modèle 3D en considérant les valeurs moyennes sur le domaine extérieur (environnement de la simulation). Ce dernier, est défini par quelques mailles de sol nu (plus grandes) rajoutées autour du domaine simulé (Figure 2. 6).
- **L'extension verticale dans l'atmosphère :** ce modèle est appliqué à la CLA comprise entre la surface du sol et 2500 m. La limite supérieure du modèle 3D est inférieure à cette altitude et dépend du choix de l'utilisateur.

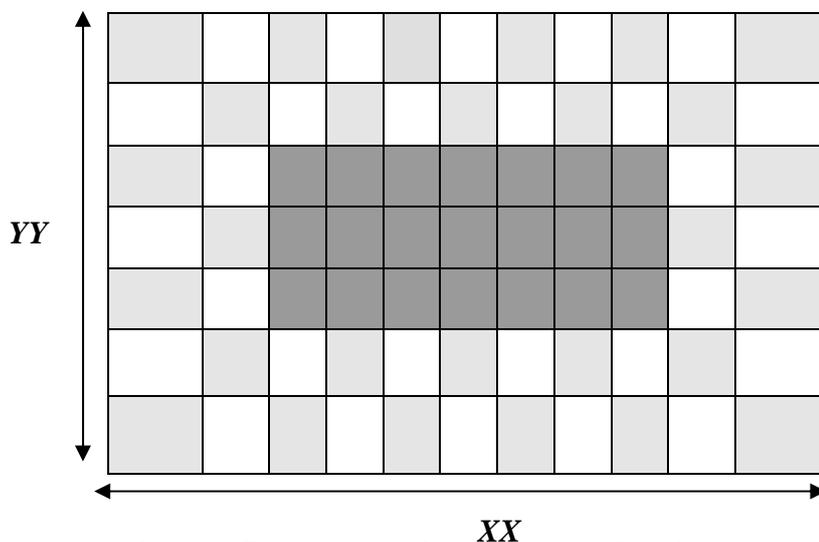


Figure 2. 6 : illustration en 2D (x-y) du maillage du domaine simulé et de son environnement.

La zone centrale homogène correspond au domaine principal. Le damier environnant représente le domaine extérieur ; les deux couleurs utilisées font référence à la possibilité de définir au plus deux types de texture de sol. XX et YY correspondent à la longueur et à la largeur (respectivement) du domaine global simulé.

V.1. Conditions initiales

La présence de la notion temporelle dans les équations de conservation présentées lors de ce chapitre nécessite bien évidemment de définir les conditions initiales. Dans sa globalité, l'initialisation se fait en trois grandes étapes : (1) initialisation du modèle 1D, (2) équilibrage de ce modèle et (3) initialisation du modèle 3D.

V.1.1. Initialisation du modèle 1D

Cette initialisation ne concerne que les variables descriptives de l'atmosphère ainsi que celles du sol (y compris la surface) (Bruse, 1998).

- La température potentielle mesurée à 2500 m ($\bar{\theta}_{2500m}$) est affectée à tout le profil vertical : de la surface jusqu'à 2500 m. On adopte donc une initialisation basée sur un profil homogène ce qui suppose des conditions atmosphériques neutres (pas de gradient).

- Le profil de la vitesse du vent est homogène : en utilisant la vitesse horizontale du vent à 10 m ($\bar{u}_{10m}, \bar{v}_{10m}$) et la rugosité de la surface du sol z_0 et en appliquant une loi logarithmique, on calcule la valeur du vent à 2500 m qu'on affecte à toutes les mailles verticales. Ce profil homogène sera modifié en fonction des caractéristiques de la surface durant la phase d'équilibrage du modèle que nous détaillerons plus loin.

$$\begin{cases} \bar{u}_{2500m} = \bar{u}_{10m} \cdot \text{Ln} \left(\frac{2500}{z_0} \right) \cdot \text{Ln} \left(\frac{10}{z_0} \right)^{-1} \cdot \sin(a) \\ \bar{v}_{2500m} = \bar{v}_{10m} \cdot \text{Ln} \left(\frac{2500}{z_0} \right) \cdot \text{Ln} \left(\frac{10}{z_0} \right)^{-1} \cdot \cos(a) \end{cases} \quad (2.56)$$

a est l'angle entre la direction du vent et l'axe (ox).

- Le profil d'humidité est linéaire : à partir de l'humidité relative à 2 m (hr_{2m}) qu'on convertit en humidité spécifique (\bar{q}_{2m}) et de l'humidité spécifique à 2500 m (\bar{q}_{2500m}), un profil linéaire est calculé :

$$\bar{q}(z) = \bar{q}_{2m} + (z - 2) \frac{\bar{q}_{2m} - \bar{q}_{2500m}}{2 - 2500} \quad (2.57)$$

- Le profil de l'ECT est constant (Liu et al., 1996) :

$$E(z) = \frac{u_*^2}{\sqrt{C_\mu}} \quad (2.58)$$

- Le profil de ε est décroissant à partir de la surface (Liu et al., 1996) :

$$\varepsilon(z) = \frac{u_*^2}{\kappa \cdot z} \quad (2.59)$$

Pour le sol, les conditions initiales de température reposent sur une valeur unique pour la surface et pour les différents nœuds dans le sol, ce qui correspond donc à un profil homogène. Quant à l'humidité, l'initialisation se fait en trois niveaux dont chacun correspond à une épaisseur précise : 0-20 cm, 20-60 cm et 60-200 cm. Bien entendu, ces humidités doivent correspondre à des valeurs moyennes dans le cas de disponibilité de mesures à des profondeurs fines se situant dans ces gammes.

V.1.2. Equilibrage du modèle 1D

Le terme équilibrage dans le cadre du modèle 1D désigne l'homogénéisation des variables atmosphériques entre elles. Autrement dit, il s'agit du changement de l'état d'une variable en fonction d'une autre qui lui est directement liée (par exemple la température est modifiée par le vent). Cette même variable interagit avec une autre (par exemple le vent change en fonction de l'ECT)...Ce processus mettant en jeu ces interactions mutuelles va faire évoluer chacune de ces variables dans le temps jusqu'à un stade où elles n'interagissent plus marquant un état de stationnarité. Le système est dit alors équilibré.

Concrètement, cette procédure d'équilibrage consiste à intégrer pendant une période de 8 heures les équations atmosphériques tout en gardant le forçage de surface (T_0, q_0) constant. Cette intégration se fait en résolvant dans l'ordre les équations des variables atmosphériques : $(\bar{u}, \bar{v}), \bar{\theta}, \bar{q}, E$ et ε avec un pas de temps $\Delta t_{init} = 1s$ (Figure 2. 7). Le critère d'aboutissement à l'équilibrage du modèle n'est autre qu'un critère de stationnarité basé sur le coefficient d'échange K_m ($\frac{dK_m}{dt} < 10^{-3} m^2.s^{-2}$). Généralement au bout de 5 heures d'intégration ce critère de stationnarité (ou équilibrage) est atteint et les itérations qui suivent permettent de l'affiner davantage. Néanmoins, il faut signaler que dans certains cas [faible taille de maille verticale ($< 10 cm$), fortes valeurs de densités foliaires ($> 5 m^2.m^{-3}$), vent fort, etc.], ce critère ne peut pas être atteint et la procédure d'équilibrage ne peut pas être finalisée.

En ce qui concerne le sol, aucune procédure d'équilibrage spécifique n'est effectuée. Le modèle démarre l'intégration de l'équation de la température et celle de l'humidité après l'équilibrage et l'initialisation de la partie atmosphérique.

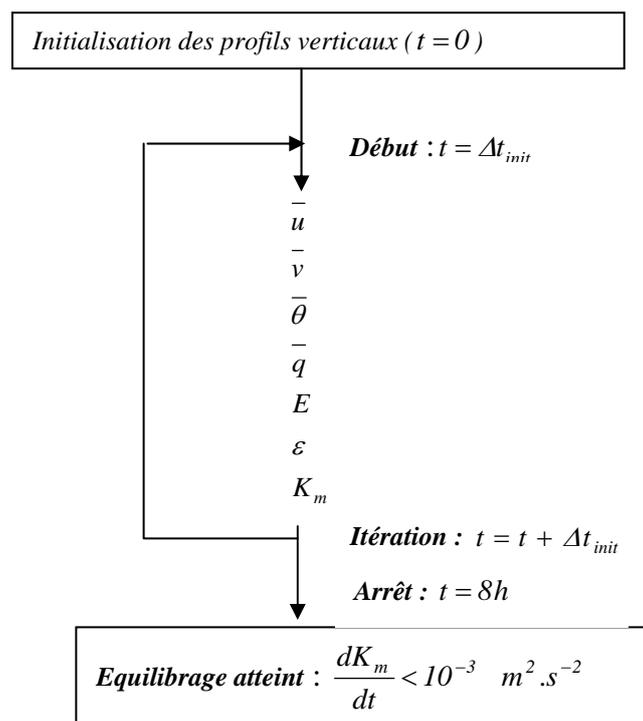


Figure 2. 7 : procédure d'équilibrage du modèle 1D

V.1.3. Initialisation du modèle de CLA 3D

Après cette phase d'équilibrage du modèle 1D, les profils verticaux de toutes les variables atmosphériques en question sont affectés au modèle 3D. C'est ainsi que l'initialisation d'une simulation quelconque est achevée.

V.2. Conditions aux limites

La définition des conditions aux limites pour les modèles 1D et 3D est indispensable dans la mesure où elle permettra de caractériser les interactions entre les domaines qu'ils simulent et leur environnement.

V.2.1. Cas du modèle de CLA 1D

A son sommet (2500 m), toutes les variables atmosphériques sont considérées constantes et à la surface du sol ($\bar{u} = \bar{v} = E = \varepsilon = 0$), la température et l'humidité (T_0, q_0) sont fournies par le modèle 3D.

V.2.2. Cas du modèle de CLA 3D

Le modèle 1D joue un rôle déterminant dans la caractérisation des conditions aux limites du modèle 3D et son intervention dépend du sens du vent pénétrant dans le domaine simulé.

- Pour (\bar{u}, \bar{v}) , E et ε , le modèle 1D fournit les valeurs du côté où le vent rentre et au sommet du modèle 3D tandis que du côté où le vent sort on admet l'hypothèse selon laquelle il n'existe pas de gradient entre la dernière et l'avant dernière maille. La Figure 2. 8 donne une illustration en 2D du rôle du modèle 1D.

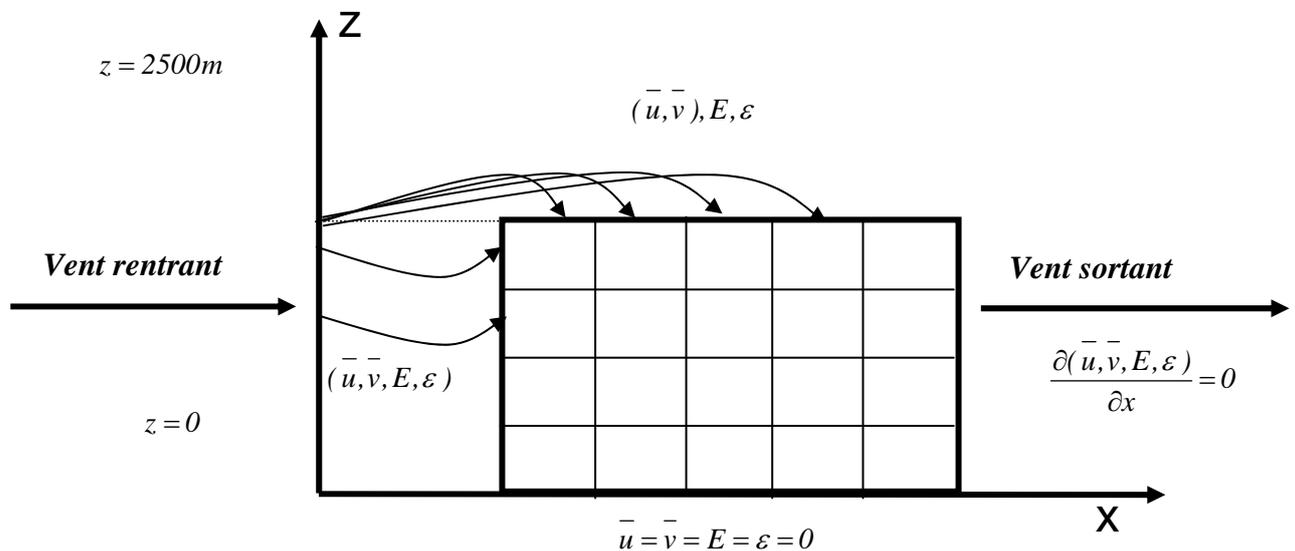


Figure 2. 8 : illustration en 2D du calcul des conditions aux limites de (\bar{u}, \bar{v}) , E et ε .

Le maillage central représente le domaine simulé auquel nous appliquons la notion « amont-aval » en se référant à la direction du vent. Du côté amont, les valeurs latérales et celles du sommet du domaine sont imposées par le modèle 1D. Du côté aval, les dernières mailles prennent les valeurs de celles qui les précèdent.

- Pour la température et l'humidité $(\bar{\theta}, \bar{q})$ de l'air, on suppose qu'il n'existe pas de gradient tant du côté où le vent rentre que du côté où le vent sort. Cependant, les valeurs au

sommet du modèle 3D sont calculées par le modèle 1D en supposant l'homogénéité horizontale. Toutefois, il faut rappeler que le modèle 3D alimente le modèle 1D en terme de conditions aux limites de la surface (\bar{T}_0, \bar{q}_0) . La Figure 2. 9 met en évidence cette synergie entre les deux modèles.

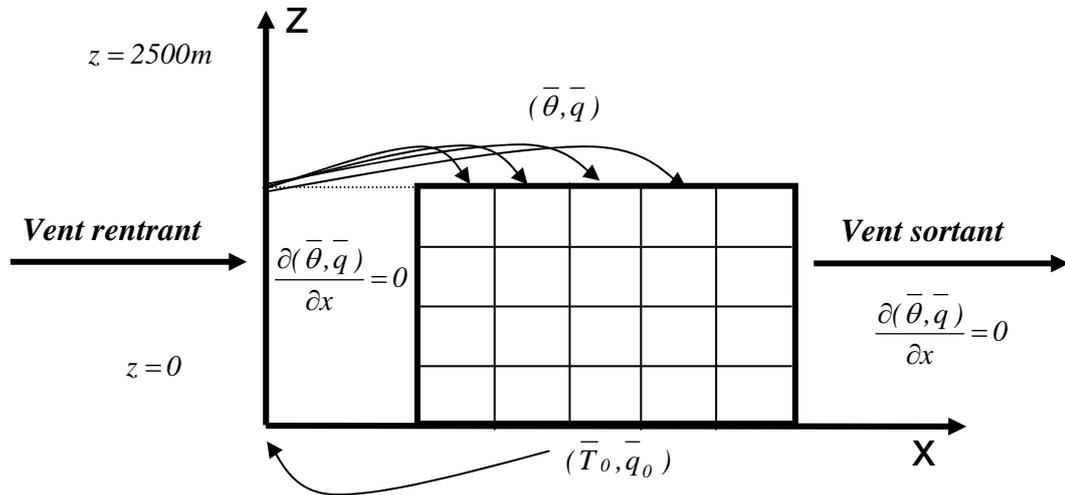


Figure 2. 9 : illustration en 2D du calcul des conditions aux limites de $(\bar{\theta}, \bar{q})$.

Le maillage central représente le domaine simulé auquel nous appliquons également le principe « amont-aval » ... Des côtés amont et aval on suppose l'absence de gradient. Au sommet du domaine, les valeurs limites sont imposées par le modèle 1D.

V.2.3. Cas du modèle sol

Pour celui-ci l'humidité et la température à la surface sont calculées par le modèle de surface : la température est déterminée par le biais du bilan d'énergie, l'humidité par l'approche β de Deardorff (1978). A la limite inférieure du sol (à 2 m de profondeur), ces deux variables sont constantes quelle que soit la période d'intégration des équations de transfert.

V.3. Aspects numériques

Présenter de façon détaillée les aspects numériques liés à la résolution des équations utilisées pour décrire les échanges dans la CLA sous différentes configurations (1D et 3D) et ceux au voisinage de la surface dépasse largement le cadre de ce paragraphe. Nous pouvons cependant donner en un aperçu synthétique en mentionnant, dans la mesure du possible, les particularités des méthodes utilisées. Les équations différentielles citées précédemment sont discrétisées selon un schéma aux différences finies. La méthode des directions alternées (*Alternating Direction Implicit*, ADI) est utilisée pour résoudre les termes advection-diffusion dans les équations 3D [Carnahan et al. (1969), pp. 452-453]. Il s'agit donc d'une méthode implicite qui consiste à calculer la solution à l'étape $n+1$ en fonction de celle du pas de temps précédent (solution à l'étape n) et ce en passant par trois étapes successives. Chacune de ces

étapes représente une direction de l'espace (x, y ou z). Dans chaque étape (i.e : pour chaque direction) une solution intermédiaire est calculée après avoir effectué l'inversion d'un système matriciel tri-diagonal avec un pas de temps égal au tiers du pas d'intégration. Précisons que les champs de l'ECT et ε sont calculés avec un pas de temps inférieur à 10 s pour atteindre une solution stable.

Pour ce qui est du couplage de la vitesse et de la pression, cette dernière étant une inconnue supplémentaire dans l'équation de conservation du vent, elle est supprimée. Ainsi on résout l'équation du vent en calculant une solution auxiliaire (par la méthode ADI) faisant abstraction des effets de la pression. Cette solution auxiliaire sera corrigée par la suite en réintégrant le terme de pression dans l'équation du vent. Ce terme de pression est calculé en couplant l'équation du vent avec une équation dite « équation de poisson ». Ce couplage est basé sur un algorithme dit de « *sur-relaxation* » (*Successive Over Relaxation, SOR*).

Les bilans d'énergie de la surface du sol et de la végétation sont résolus par la méthode de « *Regula Falsi* » [(Carnahan et al, 1969), pp 179]. Du fait de la non linéarité des équations des bilans, la résolution se fait de manière numérique. La méthode consiste à définir un intervalle de température où la solution est susceptible d'exister et de procéder par la suite à une procédure de substitution successive propre à cette méthode jusqu'à atteindre la solution finale.

V.4. Variables calculées et pas de calcul

Tous les processus physiques modélisés dans d'ENVImet ne sont pas identiques en terme d'évolution temporelle. Le choix d'un pas de temps propre à chaque processus est donc une nécessité du fait de la complexité du modèle pouvant engendrer un temps de calcul relativement conséquent. Dans ce modèle, les variables telles que la température et l'humidité de l'atmosphère et du sol sont calculées avec le pas de temps principal du modèle tandis que le vent, l'ECT et son taux de dissipation sont mis à jour toutes les 30 min. Cette décision d'un pas de temps aussi grand est dictée par le fait que le modèle n'est pas forcé par le vent mesuré ; le vent simulé à l'échelle journalière, comme nous le verrons plus loin, ne varie pas beaucoup au cours de la journée. Pour les processus de la surface du sol (bilan d'énergie, rayonnement) et de la végétation (bilan d'énergie, résistance stomatique, rayonnement) des pas de temps de l'ordre de quelques minutes sont utilisés. Quant au sol, ses variables pronostiques (T, η) sont calculées avec le même pas de temps que ($\bar{\theta}, \bar{q}$) (Tableau 2. 4).

V.5. Organigramme général simplifié d'ENVImet

Comme dans tout modèle, le calcul dans ENVImet est basé sur une séquence de tâches réparties sur l'ensemble des modules qu'il comprend. Chaque module effectue une tâche qui lui est propre en fonction de ses équations, ses paramètres et ses données d'entrée. Bien entendu, les sorties de chaque module servent totalement ou partiellement en données d'entrée pour un autre. L'organigramme suivant (Figure 2. 10) dresse une vision simplifiée de la chronologie du calcul pour une simulation donnée.

Tableau 2. 4 : variables calculées et pas de temps respectifs

	<i>Atmosphère</i>	<i>Végétation</i>	<i>Surface du sol</i>	<i>Sol</i>
<i>[Variables mises à jour] (pas de mise à jour)</i>	- $[\overline{u}, \overline{v}, \overline{w}], E$ et ε] (30 min)	- $[T_f, q_{sat}(T_f)]$ (3 min) - $[r_s]$ (3 min) - $[R_{c\lambda,dir}^\downarrow, R_{c\lambda,dif}^\downarrow, R_a]$ (10 min)	- $[T_0, q_0]$ (3 min) - $[R_{c\lambda,dir}^\downarrow, R_{c\lambda,dif}^\downarrow, R_a]$ (10 min)	---
<i>[Variables calculées avec $\Delta t = 10s$]</i>	$[\overline{\theta}, \overline{q}]$	----	----	$[T, \eta]$

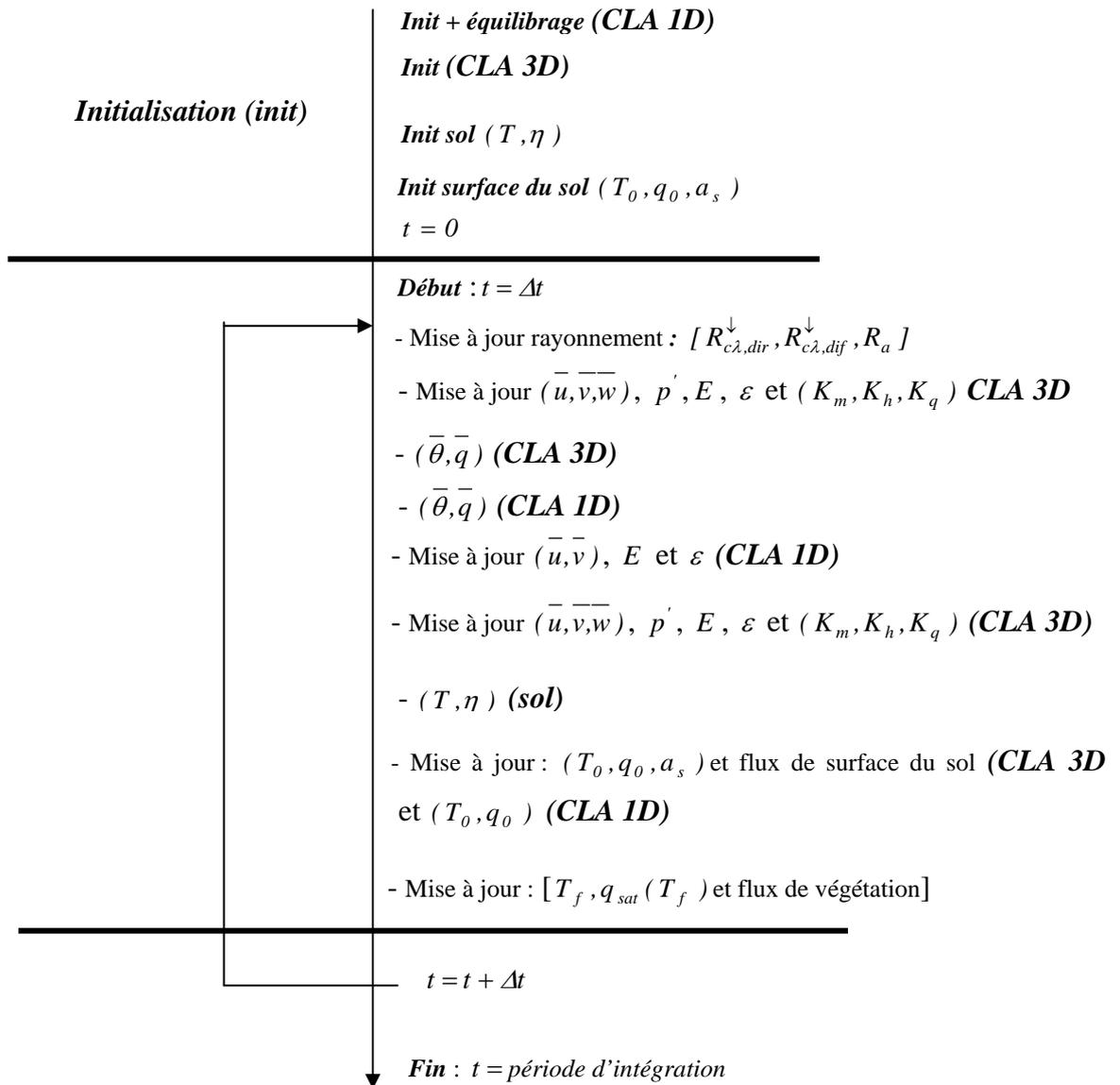


Figure 2. 10: organigramme simplifié des différentes séquences de calcul d'ENVI-met [modifié d'après Vouland (1999) et Vouland (2000)].

Rappelons que chaque mise à jour n'est effectuée que lorsque le pas de temps qui lui correspond est atteint. De cet organigramme, nous pouvons donc retenir que seules les températures et les humidités dans le modèle de CLA 1D, 3D et le modèle sol sont calculées toutes les 10 s (pas de temps principal du modèle).

Tableau 2. 5 : maillage et mémoire requise

<i>Taille du domaine</i>	<i>Mémoire requise (Mbyte ou Mo)</i>
$40 \times 40 \times 25$	32
$70 \times 40 \times 30$	64
$100 \times 100 \times 30$	128

Tableau 2. 6 : exemples de temps de calcul correspondant à différents maillages pour une période d'intégration de 24 heures

<i>Taille du domaine</i>	<i>Temps de calcul</i>
$40 \times 40 \times 25$	3h30
$70 \times 40 \times 30$	17h25
$100 \times 100 \times 30$	Plus de 24 h

VI. Conclusion

Pour revenir aux principales caractéristiques du modèle ENVI_{met}, cette présentation permet déjà de dégager un certain nombre de constatations :

- Ce modèle est doté d'un schéma atmosphérique qui semble être classique dans sa globalité, mais comprenant quelques hypothèses qui ne sont pas prises en compte dans la plupart des modèles climatiques existants :
 - hypothèse H_I (Cf.I.2) : dans l'équation de la température de l'air, l'effet du rayonnement net des masses d'air est négligé
 - hypothèse H_I (Cf.I.3) : l'effet de la flottabilité n'est pas pris en compte dans l'équation de l'ECT et de son taux de dissipation en conditions stables.
 - le profil de la température de l'air est initialisé en affectant la valeur à 2500 m ($\bar{\theta}_{2500m}$) à toute la verticale.

- le vent est initialisé en considérant un profil homogène basé sur la valeur du vent à 2500 m (\bar{u}_{2500m}) qu'on calcule à partir du vent à 10 m (\bar{u}_{10m}) en utilisant une loi logarithmique. Cette loi est normalement valable pour la CLS et ne peut en aucun cas être appliquée à de telle altitude dans la CLA.
- Dans le schéma de surface plusieurs simplifications sont adoptées et divers choix peuvent être discutables :
 - la description du transfert radiatif des courtes et des grandes longueurs d'onde dans le couvert est assez simplifiée et est basée sur plusieurs hypothèses ($H_3... H_8$. Cf. II.2.1) qui méritent une analyse approfondie.
 - le formalisme de Deardorff (1978) utilisé pour décrire les mécanismes de résistance stomatique ne prend pas en compte la totalité des phénomènes intervenant dans l'ouverture des stomates tels que les interactions entre le flux de CO_2 et celui de l'eau, le déficit de saturation, etc. D'autres formalismes permettent de bien rendre compte de ces aspects (Jacobs, 1994).
 - le formalisme utilisé pour calculer la conductivité thermique (Al Nakshabandi, 1965 *in* Pielke, 1984) tend à surestimer la conductivité thermique quand l'humidité est supérieure à $0,2\text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$.
 - l'initialisation du sol en considérant un profil homogène peut ne pas être réaliste dans la mesure où des écarts de température de plus de 3°C peuvent être observés dans les 5 premiers centimètres dans le sol. Cela peut affecter le démarrage du flux de conduction dans le sol.

Compte tenu du nombre relativement important des points pouvant être sujets à discussion de ce modèle, nous allons aborder en priorité les conditions initiales de la température de l'air et du sol, les hypothèses du transfert radiatif et celles de la turbulence. Pour les conditions initiales nous allons utiliser les mesures. En ce qui concerne le transfert radiatif et la turbulence, notre démarche sera basée sur la comparaison d'ENVImet à des modèles réalistes [SAIL (Verhoef, 1984), Prévot (1984) et Méso-NH].

Chapitre 3

Outils d'analyse et données expérimentales

Outils d'analyse et données expérimentales

I. Introduction

Compte tenu de notre objectif qui est d'analyser le transfert radiatif dans le domaine du Visible et du Proche infrarouge et dans le domaine thermique (respectivement), nous avons décidé de comparer ENVImet à des modèles réalistes : le modèle SAIL (Verhoef, 1984) et celui de Prévot (1985). Pour ce dernier modèle, afin de simplifier les renvois dans la suite du texte, nous allons utiliser à partir de maintenant l'abréviation LAP (LAurent Prévot). Dans cette comparaison, nous allons analyser l'absorption et la transmission des rayonnements solaire (direct et diffus) et atmosphérique ainsi que le rayonnement thermique transmis à la surface du sol et les bilans dans le couvert (celui de la surface du sol, de la végétation et le bilan total).

Du fait que nous cherchons également à analyser les échanges turbulents tant au voisinage de la surface (évolution journalière des températures de la surface du sol, de l'air, etc) que dans la haute atmosphère (profils de l'ECT, de température, etc.), nous avons retenu le modèle Méso-NH pour une analyse comparative avec ENVImet. Ces trois modèles sont disponibles à l'INRA.

L'objectif de ce chapitre est de présenter de manière synthétique ces outils d'analyse, mais aussi les données expérimentales utilisées pour renseigner et tester ENVImet.

II. Les outils d'analyse

II.1. Le modèle SAIL

Ce modèle a pour vocation de simuler les interactions du rayonnement solaire avec le couvert. Il décrit de manière analytique le comportement de quatre flux caractéristiques vis-à-vis du couvert : le flux direct $R_{c\lambda,dir}^\downarrow$, le flux diffus montant $R_{c\lambda,dif}^\uparrow$, le flux diffus descendant $R_{c\lambda,dif}^\downarrow$ et le flux correspondant à la luminance dans la direction d'observation. Ce dernier étant destiné à des applications liées à la télédétection et n'intervenant pas dans le calcul de la transmission et de l'absorption, il ne sera pas pris en compte dans cette analyse.

II.1.1. Les principales hypothèses

SAIL est aussi basé sur la théorie des milieux turbides où les feuilles sont assimilées à des particules en suspension constituant un milieu infiniment étendu et homogène. A cette vision, s'ajoutent également d'autres simplifications :

- H_1 : les feuilles et la surface du sol ont un comportement lambertien (cette hypothèse est spécifique à la version que nous allons utiliser dans le cadre de cette étude).

- H_2 : les deux faces de la feuille sont identiques et régissent donc de la même manière vis-à-vis du rayonnement incident.
- H_3 : les flux diffus se propagent de manière isotrope.
- H_4 : le flux directionnel interagit avec les feuilles et la surface du sol en générant des flux diffus.

II.1.2. Les équations de base

La caractérisation des interactions des trois flux évoquées ci-dessus est basée sur des équations relativement simples faisant intervenir des coefficients dépendant des conditions de simulations. Ces équations prennent la forme :

$$\frac{dR_{c\lambda,dir}^{\downarrow}}{dz} = K \cdot R_{c\lambda,dir}^{\downarrow} \quad (3.1)$$

$$\frac{dR_{c\lambda,dif}^{\downarrow}}{dz} = -s \cdot R_{c\lambda,dir}^{\downarrow} + a \cdot R_{c\lambda,dif}^{\downarrow} - \sigma \cdot R_{c\lambda,dif}^{\uparrow} \quad (3.2)$$

$$\frac{dR_{c\lambda,dif}^{\uparrow}}{dz} = -s' \cdot R_{c\lambda,dir}^{\downarrow} + \sigma \cdot R_{c\lambda,dif}^{\downarrow} - a \cdot R_{c\lambda,dif}^{\uparrow} \quad (3.3)$$

dz représente la distance verticale (ou épaisseur optique). Le coefficient d'extinction K et les coefficients de diffusion s, a, σ et s' sont calculés en fonction des propriétés optiques des feuilles (reflectance, ρ_f et transmittance, τ_f), de la structure du couvert (LAI , distribution de l'inclinaison des feuilles) ainsi que l'angle solaire (θ_s). Les expressions analytiques de ces coefficients sont décrites par Verhoef (1984). La façon dont ce modèle a été conçu permet d'assurer la continuité des flux entre les couches (i.e : la somme des flux absorbés et réfléchis par le couvert est égale au rayonnement incident).

Les précédentes équations sont réécrites en un système matriciel dont la résolution nécessite des conditions aux limites appropriées. L'effet du sol en terme de flux montant à la limite inférieure est pris en compte par le biais de sa réflectance, ρ_s . A la limite supérieure, le modèle nécessite la connaissance d'un autre paramètre qui est la fraction diffuse (e_d) permettant de définir la partition entre rayonnement direct et rayonnement diffus incidents.

Ce modèle a été déjà validé à plusieurs reprises (Oliosio, 1992, Weiss et al., 2001, entre autres).

II.1.3. Les données d'entrée

La version de SAIL utilisée dans le cadre de ce travail (Weiss et al., 2001) nécessite les données suivantes :

- le LAI_c (surface foliaire par couche),

- les propriétés optiques des feuilles par couche (ρ_f et τ_f) et du sol (ρ_s),
- la fraction diffuse (e_d),
- l'angle zénithal solaire (θ_s),
- l'angle d'inclinaison moyen des feuilles ($\bar{\theta}_l$) lequel intervient dans le calcul de la distribution angulaire des feuilles.

Notons que ces données sont définies pour une longueur d'onde donnée et ne correspondent pas nécessairement au spectre solaire total.

II.1.4. Les données de sortie

Celles qui nous intéressent correspondent aux grandeurs suivantes :

- la transmission du rayonnement direct ($\tau_{c\lambda,dir}$) et du rayonnement diffus ($\tau_{c\lambda,dif}$) au sommet et à la base de chaque couche. La somme de $\tau_{c\lambda,dir}$ et de $\tau_{c\lambda,dif}$ donne la transmission totale ($\tau_{c\lambda}$) du rayonnement solaire global R_g ,
- l'absorption de la surface du sol $\alpha_{c\lambda,s}$ et de chaque couche de végétation $\alpha_{c\lambda,vi}$. i étant le numéro de la couche.

A partir de ces deux dernières sorties, il est possible de calculer l'absorption totale du couvert (sol plus végétation) selon l'équation :

$$\alpha_{c\lambda} = \alpha_{c\lambda,s} + \sum_{i=1}^{N_c} \alpha_{c\lambda,vi} \quad (3.4)$$

N_c étant le nombre total de couches de végétation. Comme les données d'entrée, ces sorties correspondent également à une longueur d'onde donnée et non pas à tout le spectre.

II.2. Le modèle LAP

Ce modèle a été créé à l'origine par Kimes et al. (1980) et amélioré par la suite par Prévot (1985). Il est dédié à l'analyse en multicouche des interactions du rayonnement thermique avec le couvert. Ce modèle calcule les flux hémisphériques descendant $R_{g\lambda}^{\uparrow}$ et ascendant $R_{g\lambda}^{\downarrow}$, mais aussi la luminance directionnelle du couvert en fonction du profil de température, du LAI, de la distribution angulaire des feuilles, de l'émissivité des feuilles ε_f ainsi que celle de la surface du sol ε_s . Le modèle prend en compte la diffusion multiple à l'intérieur du couvert en itérant le processus de diffusion jusqu'à extinction du rayonnement. A chaque itération k , l'éclairement incident sur une couche i est la somme des flux incidents $R_{g\lambda}^{\uparrow}$ et $R_{g\lambda}^{\downarrow}$ s'exprimant respectivement par :

$$R_{g\lambda}^{\uparrow}(i, k) = \sum_{j=1}^{n.inf} \sum_{\Omega=1} R_{g\lambda}^{\uparrow}(i, k, j, \Omega) \quad (3.5)$$

$$R_{g\lambda}^{\downarrow}(i, k) = \sum_{j=1}^{n.sup} \sum_{\Omega=1}^{n.dir} R_{g\lambda}^{\downarrow}(i, k, j, \Omega) \quad (3.6)$$

où $R_{g\lambda}^{\uparrow}(i, k, j, \Omega)$ et $R_{g\lambda}^{\downarrow}(i, k, j, \Omega)$ représentent respectivement les contributions radiatives dans la direction Ω des couches j inférieures et supérieures dans la couche i lors de l'itération k . Concrètement, le nombre de ces itérations correspond au nombre de fois où le rayonnement est diffusé dans le couvert avant extinction (ou piégeage définitif) par les feuilles.

La luminance totale du couvert $L(\Omega_v)$ dans la direction (Ω_v) à l'itération N_k prend en compte l'émission et la luminance diffusée par chaque couche. L'émission est, bien entendu, due à la température tandis que la luminance diffusée correspond à la part de rayonnement descendant réfléchi par la couche selon le coefficient de réflexion $(1 - \varepsilon_{fi})$. Ces deux mécanismes radiatifs font intervenir la fraction de trous P_{trou} et le coefficient d'interception P_{int} de chaque couche selon la direction (Ω_v) . Ainsi, la luminance totale directionnelle peut être exprimée sous la forme :

$$L(\Omega_v) = \frac{1}{\pi} \sum_{i=1}^n \left\{ \left[\prod_{k=1}^{i-1} P_{trou}(k, \Omega_v) \right] \cdot P_{int}(i, \Omega_v) \cdot (\varepsilon_i \sigma_B T_{fi}^4 + (1 - \varepsilon_{fi}) \cdot \sum_{k'}^{N_k} R_{g\lambda}^{\downarrow}(i, k')) \right\} \quad (3.7)$$

Cette luminance permet d'accéder au calcul de la température de brillance sur tout le spectre thermique ($3 - 100 \mu m$). Aucun calcul par bande spectrale de cette grandeur n'est donc effectué dans ce modèle et toutes ses sorties correspondent au spectre thermique total.

Comme le rapporte Guillevic (1999), ce modèle a déjà été validé sur différentes cultures : soja (Kimes, 1981), blé (Kimes et al., 1980) et maïs (Prévo, 1985).

II.2.1. Les principales hypothèses

Ce modèle est aussi basé sur la théorie des milieux turbides où les feuilles sont assimilées à des particules en suspension constituant un milieu infiniment étendu et homogène. D'autres hypothèses sont également admises :

- H_1 : les feuilles et la surface du sol ont un comportement lambertien.
- H_2 : les deux faces de la feuille réagissent de la même manière vis-à-vis du rayonnement incident.
- H_3 : la diffusion dans l'hémisphère supérieur des flux ascendants et qui sont interceptés par le feuillage (i. e : rayonnement émis par les couches inférieures et par le sol) est négligée. Cette simplification tend à sous-estimer la réflectance vers le haut de chaque couche.

- H_4 : la fraction diffusée du flux incident descendant $R_{g\lambda}^\downarrow$ (rayonnement atmosphérique et rayonnement émis par les couches supérieures) est entièrement réfléchi dans l'hémisphère supérieur. Cette simplification tend à surestimer la réflectance vers le haut de chaque couche.

Nous pouvons penser que ces deux dernières simplifications engendrent une compensation et que leur effet serait par conséquent négligeable sur les bilans des couches de végétation. Néanmoins, pour la surface du sol, il est difficile de se prononcer par rapport à cette compensation puisque seule l'hypothèse H_4 est concernée. Nous verrons plus loin dans le cadre d'une analyse détaillée ([chapitre 6](#)) des interactions du rayonnement atmosphérique avec le couvert dans quelle mesure cette hypothèse peut être réaliste.

II.2.2. Les données d'entrée

- le LAI_c (surface foliaire par couche),
- la température par couche y compris celle du sol,
- l'émissivité des feuilles (ε_f),
- l'émissivité de la surface du sol (ε_s),
- l'angle solaire (θ_s),
- l'angle de visé (θ_{vis}).

II.2.3. Les données de sortie

Elles correspondent aux variables suivantes :

- Les flux descendant et montant à chaque niveau (centre de la couche)
- La température de brillance directionnelle

Les bilans des grandes longueurs d'onde de la surface du sol et des couches de végétation que nous comparerons à ceux d'ENVImet sont calculés en utilisant ces flux montants et descendants (en sortie de LAP) : *bilan = flux rentrant - flux sortant*.

II.3. Le modèle Méso-NH

Pour celui-ci, nous n'allons pas reprendre les paramètres d'entrée du schéma de surface qui ont été déjà présentés dans le chapitre 1 (Cf.IV.1). Nous nous limiterons ici à présenter brièvement les données d'entrée et de sortie tant du schéma de surface que du schéma atmosphérique de la version que nous allons utiliser.

II.3.1. Les données d'entrée

- profils initiaux de la vitesse du vent, de la température et de l'humidité. Celui de l'ECT n'est pas indispensable puisque son initialisation se fait de manière interne dans le code (un profil constant ($10^{-4} m^2 \cdot s^{-2}$)),
- pression atmosphérique,
- température et humidité initiale du sol dans les cinq premiers centimètres,
- température et humidité initiale du sol en profondeur.

II.3.2. Les données de sortie

Elles sont nombreuses et concernent divers modules (atmosphère, convection, nuage, rayonnement, etc.). Un descriptif détaillé de ces données figure sur le site internet¹ dédié à ce modèle. Nous ne retenons ici que celles qui peuvent être concernées dans ce travail.

- Profils de la vitesse du vent, de la température, de l'humidité de l'air, de l'ECT et des termes de son bilan.
- Profils verticaux des flux turbulents : flux de quantité de mouvement, de chaleur et d'humidité.
- Température et humidité journalières de surface et température journalière de l'air au-dessus du couvert.
- Flux du bilan d'énergie de surface.

III. Les données expérimentales

III.1. La campagne soja 90

Le jeu de données retenu pour tester ENVImet a été acquis lors d'une campagne de mesure réalisée à petite échelle (parcelle agricole) à l'INRA d'Avignon (43°54'N, 4°48'E). Menée en 1990 sur une parcelle de soja (soja 90), cette campagne s'inscrit dans un cadre assez large au sein de l'ex-station de Bioclimatologie. Il s'agissait de la mise en place de travaux de modélisation agrométéorologique liés au bilan hydrique, aux échanges d'énergie et de masse au voisinage de la surface, mais aussi de la mise au point de méthodes de mesure de la photosynthèse et du potentiel hydrique, entre autres.

L'acquisition des mesures a été réalisée de juillet (jour de l'année 205) à septembre (jour de l'année 257), période couvrant une bonne partie du cycle cultural du soja. Durant son développement, cette culture a subi des apports d'eau réguliers jusqu'au jour 210. Par la suite, aucune irrigation n'a été effectuée. Néanmoins, deux apports d'eau naturels (pluie) de 19 et 30 mm ont été notés aux jours 226 et 242, respectivement. La parcelle en question est limitée

¹ <http://www.aero.obs-mip.fr/mesonh/>

au nord et au sud par deux rangées de petits cyprès. Sa surface n'excède pas $0,5 \text{ ha}$. Son sol est de texture limono-argileuse.

Durant cette période, de nombreuses mesures ont été effectuées à différentes échelles de temps. Elles concernent le suivi de grandeurs physiques telles que le bilan hydrique, le bilan d'énergie, le bilan radiatif, mais aussi certaines grandeurs biologiques (LAI, rendement, etc.) et physiologiques (conductance stomatique, potentiel hydrique, etc.). Sans vouloir être exhaustif sur les modes opératoires et les dispositifs expérimentaux de ces mesures, nous allons présenter brièvement les données impliquées dans le bilan d'énergie du couvert. Pour le détail, le lecteur peut se référer à Bertuzzi (1989), Bay (1990), Olioso (1992) et Brisson et al. (1993).

III.1.1. Les variables de structure du couvert

- hauteur du couvert (moyenne de 20 mesures, tous les deux ou trois jours),
- LAI (mesure par planimétrie en utilisant un protocole approprié, tous les deux à trois jours),

Pour ces deux variables, une interpolation spécifique a été effectuée pour estimer les valeurs situées entre les mesures.

- profondeur et densité racinaire moyenne (protocole de cartographie racinaire dans trois fosses, toutes les semaines)

III.1.2. L'humidité du sol

Deux méthodes ont été utilisées pour mesurer l'humidité du sol de la surface jusqu'à une profondeur de $1,8 \text{ m}$: neutronique et gravimétrique.

- Au voisinage de la surface, trois niveaux de mesures ont été considérés : ($0-5 \text{ cm}$, $5-10 \text{ cm}$, et $10-20 \text{ cm}$). Les mesures ont été effectuées tous les 1 à 2 jours en réalisant des prélèvements sur trois sites choisis au hasard.
- Entre $0,2$ et $1,8 \text{ m}$, les mesures ont été acquises sur trois sites tous les 2 à 4 jours.

III.1.3. Rayonnement et température de brillance

Diverses mesures de rayonnement ont été acquises. Elles se résument aux variables suivantes :

- rayonnements solaire incidents: rayonnement global R_g , rayonnement diffus $R_{c\lambda,dif}^\downarrow$, rayonnement solaire infrarouge et rayonnement PAR (*photosynthetically Active Radiation*),
- l'albédo (a_c) et par la même occasion l'absorption ($\alpha_{c\lambda}$) du couvert, ainsi que des mesures de rayonnement transmis sous le couvert dans l'infrarouge solaire,

- rayonnement atmosphérique (R_a) calculé à partir des mesures de température et d'humidité de l'air (Idso, 1981),
- rayonnement net, R_n
- température de brillance dans l'IRT et réflectance spectrale (vert, rouge et proche infrarouge).

III.1.4. Les flux H , LE et G

Lors de cette campagne le flux H et LE ont été mesurés par différentes méthodes (fluctuations, aérodynamiques et rapport de Bowen). Les écarts constatés en comparant ces méthodes sont faibles ce qui permet de conclure sur la qualité de ces mesures. Par ailleurs, le flux G a été mesuré par une méthode unique dite « méthode des stocks thermiques » appliquée entre la surface et une profondeur de 1 m .

III.1.5. Les variables climatiques

L'utilisation de la méthode aérodynamique a nécessité des mesures de la vitesse du vent et de la température de l'air à deux niveaux au-dessus du couvert. Le premier niveau a été fixé à 50 ou 60 cm au-dessus du couvert et le second niveau à 80 cm du premier. Ces deux variables correspondent à des moyennes calculées toutes les 15 min . Des mesures d'humidité de l'air ont été également enregistrées à ces deux niveaux et avec le même pas de temps. L'accès aux mesures des gradients de température et d'humidité a permis l'application de la méthode du rapport de Bowen.

III.2. Quelques remarques sur les mesures

Il est d'importance de discuter des sources d'erreur liées aux mesures et de préciser le contexte expérimental pour pouvoir analyser par la suite les résultats du modèle. Pour la campagne en question, l'erreur peut provenir de la façon dont les appareils ont été placés sur le site, des facteurs environnant, mais aussi des appareils utilisés. Pour le cas particulier des flux H et LE , l'erreur liée aux instrumentations ainsi qu'au placement des capteurs dans la parcelle ne semble pas avoir une forte influence du fait des faibles écarts observés après comparaison des différentes méthodes utilisées (écarts de l'ordre de 25 W.m^{-2}). Quant à l'environnement extérieur, il peut effectivement avoir un effet sur la mesure de H et LE du fait de la taille réduite de la parcelle et de la présence de bâtiments, haies, arbres en amont (par rapport au vent le plus fréquent). Bien que les appareils de mesures aient été suffisamment rapprochés de la surface pour minimiser l'effet de l'hétérogénéité extérieure, cette remarque mettant en jeu la représentativité de ces mesures doit être prise en compte dans l'interprétation des flux simulés par le modèle.

Quelques ordres de grandeur de l'erreur sur la mesure sont disponibles pour certaines variables : pour le LAI l'erreur est de $0,14\text{ m}^2.\text{m}^{-2}$ alors que celle sur la hauteur du couvert est de l'ordre $0,12\text{ cm}$.

III.3. Les mesures de radiosondage de Nîmes

Celles-ci ont été acquises par le radiosondage de Nîmes (c'est le site le plus proche d'Avignon) parallèlement au déroulement de la campagne soja 90. Ces mesures couvrent une période s'étalant du jour 205 jusqu'au jour 257. Elles correspondent à des profils de variables décrivant l'état de l'atmosphère à savoir : la pression, la température absolue, la température de rosée, l'humidité relative, la vitesse et la direction du vent. Pour la plupart de ces jours, la fréquence d'acquisition des données est de 12 heures, environ : mesure à minuit et à midi.

Le radiosondage a été étalonné selon un protocole approprié. Les côtes de mesure correspondent aux niveaux standards, mais aussi aux niveaux caractéristiques allant jusqu'à 25 km de hauteur.

Le modèle nécessitant les mesures de température et d'humidité spécifique initiales à 2500 m ($\bar{\theta}_{2500m}$ et \bar{q}_{2500m}) à minuit, nous allons mettre à profit ces mesures. Pour cela, nous allons admettre que l'état de l'atmosphère de Nîmes est proche de celui d'Avignon (hypothèse de l'homogénéité horizontale) à cette altitude.

IV. Conclusion

Du fait de l'importante quantité de mesures acquise lors de la campagne soja 90, le test d'ENVImet ne sera effectué que sur quelques jours représentatifs de l'expérimentation. Notre objectif étant de tester le comportement du modèle dans différentes conditions, nous avons sélectionné cinq jours contrastés (Figure 3. 1) en se basant sur trois principales caractéristiques : (1) quantité de végétation couvrant le sol, (2) hauteur de la végétation, ces deux premiers critères étant quasiment équivalents et (3) conditions hydriques dans le sol. Selon ces caractéristiques, nous avons retenu les jours 211, 214, 223, 235 et 238 dont les principales caractéristiques figurent dans le Tableau 3. 1. Les vitesses du vent à 10 m de la surface correspondant à ces jours sont relativement contrastées. Le choix de ces jours a été également appuyé par la disponibilité de mesures de radiosondage à minuit.

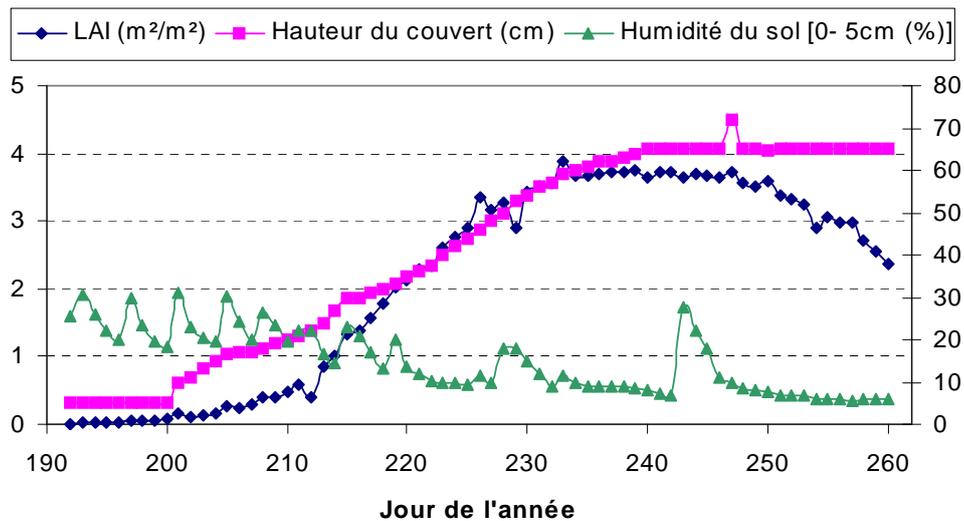


Figure 3. 1 : évolution du LAI, de la hauteur du couvert et de l'humidité dans les cinq premiers centimètres du sol (rapportée à l'humidité à saturation) selon les jours de mesure de l'expérimentation soja 90

Le pic de LAI observé à la fin du cycle cultural du soja correspond à une mesure dont les valeurs voisines ont été obtenues par interpolation.

Tableau 3. 1 : jours sélectionnés et principales caractéristiques

Jour Julien	LAI (m²/m²)	Hauteur du couvert (cm)	Humidité volumique du sol à 0-5 cm (cm³/cm³)	Vitesse du vent à 10 m \bar{u}_{10m} (m/s)
211	0,60	20	0,23	1,40
214	1,00	27	0,14	1,43
223	2,61	40	0,10	1,20
235	3,68	61	0,09	1,60
238	3,73	63	0,09	3,00

Chapitre 4

Analyse de sensibilité et conditions d'utilisation du modèle

Analyse de sensibilité et conditions d'utilisation du modèle

I. Introduction : objectif

Avant d'aborder la validation du modèle ENVI-met sur les données soja 90, nous avons jugé opportun d'effectuer une analyse de sensibilité simplifiée et de définir les conditions d'utilisation du modèle.

En ce qui concerne l'analyse de sensibilité, notre objectif est de voir, dans une première approche, si le modèle restitue des comportements classiques observés dans la réalité (par exemple le flux H est fort quand l'humidité du sol est faible). Il s'agira donc d'analyser la cohérence de certaines sorties en réponse à la variation des données et des paramètres d'entrée. Du fait de leur nombre relativement important, cette analyse ne concernera que l'humidité initiale dans le sol, la température initiale de l'air, la température initiale de la surface du sol, mais aussi la vitesse du vent à 10 m de la surface pour les données d'entrée. Le choix de ces variables se justifie par leur rôle déterminant dans les échanges de surface. Quant aux paramètres, seuls les profils de densité foliaire (LAD) et racinaire (RAD) seront concernés. Un tel choix de nombre restreint de paramètres se justifie par notre volonté d'alléger cette analyse, mais aussi par l'importance des deux paramètres en question. L'idée principale est de savoir si l'hypothèse des profils homogènes peut être retenue dans la suite de ce travail.

Pour la définition des conditions d'utilisation, nous allons nous focaliser sur deux aspects essentiels (1) le choix de la taille de la maille horizontale à utiliser dans nos simulations et (2) la décision de l'endroit du domaine simulé où doit être placé le point dont les sorties (flux, température, etc.) seront comparées aux mesures par la suite.

II. Méthodologie

La méthodologie bâtie pour mettre en œuvre cette analyse de sensibilité consiste à choisir une situation de référence et à faire varier les quelques données initiales et paramètres retenus dans des gammes qui leurs sont propres. Pour la situation de référence, nous avons choisi le jour 238 puisqu'il correspond à un couvert dense ($LAI = 3,73\text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$) et relativement haut (63 cm), ce qui permettra de tester différentes configurations de profils. Les conditions hydriques initiales sont donc celles d'un jour sec. Les profils verticaux de LAD et de RAD sont supposés homogènes et le vent au-dessus du couvert est fort et de direction Est. Le maillage vertical est choisi de façon à pouvoir simuler trois couches ($\Delta z = 1,05\text{ m}$). Le domaine simulé est de taille $16 \times 20 \times 60$ mailles avec $\Delta xy = 10\text{ m}$. La période d'intégration est de 24 h en démarrant à minuit.

A partir de cette situation de référence les analyses de sensibilité suivantes ont été réalisées.

II.1. Analyse de sensibilité aux conditions initiales

Pour celles-ci, nous avons inclus aux données initiales sélectionnées la température de l'air à 2500 m. Rappelons qu'elle est initialisée en considérant un profil homogène basé sur la température potentielle mesurée à 2500 m. L'ensemble de ces données initiales constitue des variables clés pour la compréhension des échanges de surface. Les gammes de variation correspondant à chaque variable retenue sont données dans le Tableau 4. 1.

Tableau 4. 1 : données initiales de surface et gammes de variation respectives

<i>Données initiales</i>				
	Profil d'humidité dans le sol (η/η_s)*	Profil de température dans le sol (T_0)	Vent à 10 m (\bar{u}_{10m})	Température de l'air à 2500 m ($\bar{\theta}_{2500m}$)
Gamme de variation	15, 30, 50 et 80 %	10, 15, 20 et 25 °C	2, 5 et 7 m/s	5, 10, 15 et 25 °C

* : l'humidité du sol en entrée du modèle est exprimée en pourcentage par rapport à l'humidité à saturation η_s .

II.2. Analyse de sensibilité aux paramètres d'entrée : profils de LAD et de RAD

Pour ce faire, nous avons considéré les profils homogènes de LAD et de RAD de référence choisis pour le jour 238 à partir desquels nous avons construit trois autres profils en choisissant différentes distributions verticales tout en conservant la surface foliaire totale (LAI) et la densité racinaire moyenne globale. Ainsi, pour le LAD nous avons construit trois profils : la densité est croissante à partir de la surface (profil croissant), décroissante à partir de la surface (profil décroissant) ou mixte (croissante à partir de la surface jusqu'à la moitié de la hauteur de la végétation et décroissante jusqu'à son sommet) (Figure 4.1). La même démarche a été appliquée pour le RAD (Figure 4.2).

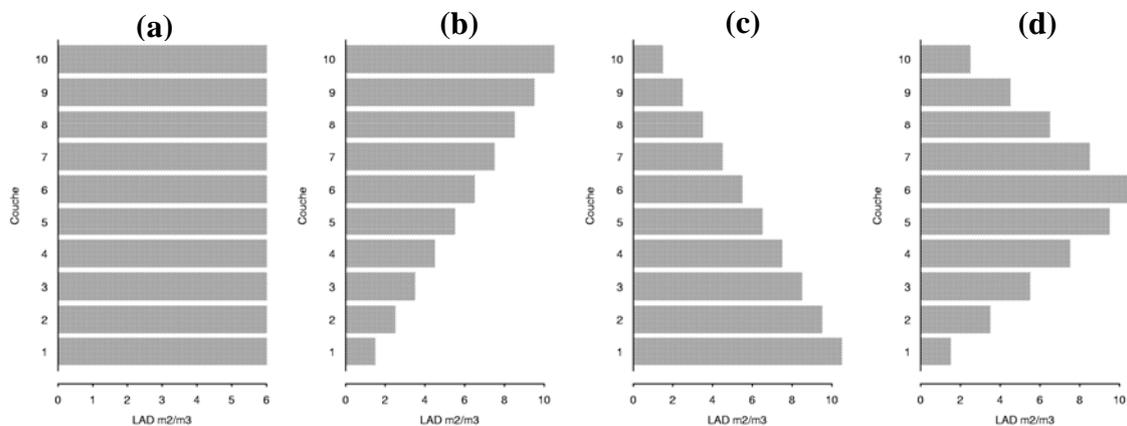


Figure 4.1 : les profils de densité foliaire testés. De gauche à droite : distribution homogène (a), distribution croissante (b), distribution décroissante (c) et distribution mixte (d).

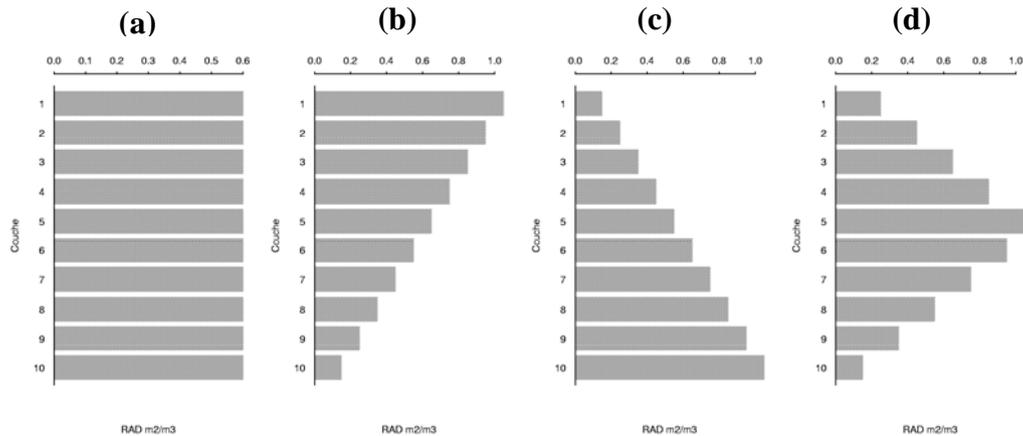


Figure 4.2 : profils de densité racinaire testés. Distributions homogène (a), décroissante (b), croissante (c) et mixte (d).

II.3. Définition des conditions d'utilisation du modèle

II.3.1. Choix de la taille de la maille horizontale

Ici, nous avons simplement considéré quatre tailles de mailles horizontales : 5, 10, 50 et 100 m, les mailles ayant une base carrée. Par ailleurs, nous avons conservé le nombre total de mailles horizontales du domaine (16×20 mailles). Par ce choix, nous avons donc engendré une augmentation de l'extension horizontale du domaine simulé dans une gamme allant de $8,10^{-3} km^2$ jusqu'à $3,2 km^2$. Toutefois, il faut rappeler que pour chaque maillage choisi, trois mailles sont systématiquement ajoutées de chaque côté (nord, sud, est et ouest) du domaine simulé (Cf. Chapitre 2, V) ce qui augmente bien évidemment la gamme d'extension horizontale du modèle. Ces mailles supplémentaires ont, bien entendu, pour rôle de représenter les conditions extérieures (sol nu) et qu'elles sont donc considérées comme partie intégrante du domaine simulé.

II.3.2. Choix du point d'analyse dans le domaine

Le domaine extérieur a sans doute un effet sur les échanges convectifs à l'intérieur de la parcelle d'étude. Pour pouvoir cerner cet effet nous avons opté pour analyser les flux tout le long d'un transect choisi dans la direction du vent rentrant dans le domaine simulé. Ce vent a été choisi de direction Est (l'opposé de l'axe des abscisses). Sur ce transect, cinq points ont été placés. Les points amonts et avals sont localisés volontairement à proximité des mailles extérieures. La longueur du domaine selon l'axe des abscisses étant fixée à 200 m (10×20 mailles), l'équidistance entre les points est de 40 m, en moyenne (Figure 4.3). Pour cette analyse, le sol du domaine extérieur a été choisi de même nature que celui du domaine central. Ce choix se justifie par la proximité qui favorise l'hypothèse de la continuité de la texture du sol, mais aussi par le souci de rester dans des conditions identiques de point de vue des propriétés hydrauliques et thermiques du sol, même si le sol du domaine central est couvert par la végétation.

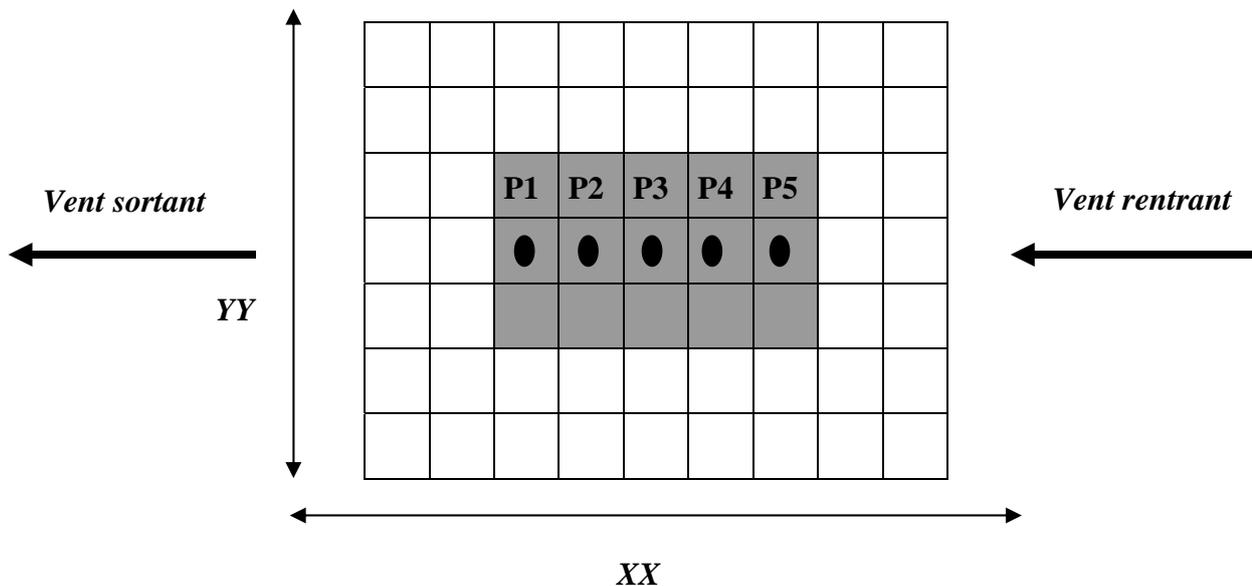


Figure 4.3 : localisation des points d'analyse dans le domaine simulé

Le domaine central (couleur gris sombre) correspond au domaine que l'on définit en choisissant la taille et le nombre de mailles horizontales en données d'entrée. Les mailles extérieures représentent le domaine environnant représenté classiquement par l'ajout de trois mailles de chaque côté du domaine central et dont la taille augmente à mesure qu'on s'y éloigne. Pour simplifier cette illustration, nous n'avons retenu 3×6 mailles pour le domaine central et seulement deux mailles de chaque côté pour le domaine extérieur.

III. Résultats et discussion

III.1. L'humidité initiale dans le sol

L'une des conséquences directes de la variation de l'humidité initiale de la surface du sol est le comportement particulier des flux H et LE . Sur la Figure 4.4 sont reportées les évolutions journalières de ces flux en fonction des valeurs d'humidité initiales testées. Il ressort nettement une bonne cohérence quant aux interactions entre ces deux flux qui réagissent dans le sens opposé. Le flux H est d'autant plus fort que l'humidité en surface est faible. Par ailleurs, l'augmentation de la disponibilité en eau à la surface fait que l'évapotranspiration est favorisée alors que le flux de chaleur sensible reste faible. De tels résultats sont confirmés par des observations sur le terrain lors de la campagne soja 90, mais aussi par d'autres modèles de surfaces testés dans différentes conditions hydriques de sol (Jacquemin et al., 1990 ; Mahfouf et al., 1991).

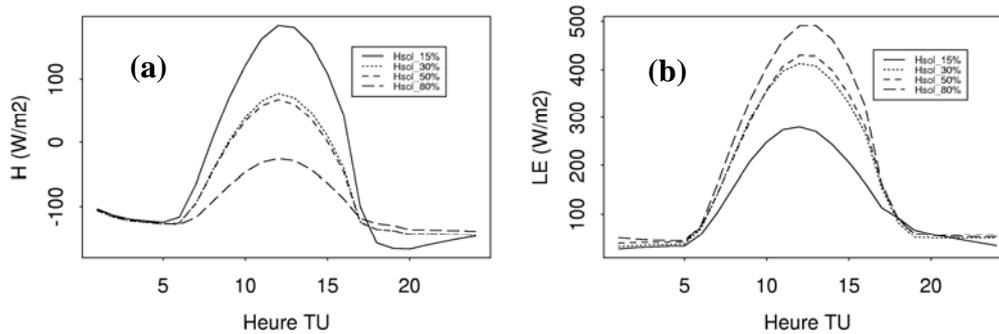


Figure 4.4 : évolutions journalières du flux H (a) et LE (b) en fonction de la gamme d'humidité initiale testée.

III.2. La vitesse initiale du vent (\bar{u}_{10m})

La vitesse du vent agit principalement sur les flux convectifs et par la même occasion sur la température de surface. Celle-ci n'étant pas calculée par le modèle, nous nous intéresserons donc exclusivement aux flux convectifs et plus particulièrement au flux H . Les tests effectués montrent que ce flux est fort quand le vent est élevé (Figure 4.5) ce qui est cohérent avec ce que le modèle devrait restituer sur un sol sec. Classiquement, en cas de stress hydrique l'énergie radiative disponible à la surface est majoritairement utilisée pour réchauffer le couvert dont le transfert de chaleur vers l'atmosphère est fonction du vent (entre autres).

Il faut cependant noter que les écarts entre les courbes des flux H ne se conservent pas tout le long de la journée. En effet, de nuit nous notons des flux H assez faibles qui peuvent être expliqués par l'advection d'air froid, mais aussi par les conditions locales de la parcelle où la température des feuilles et celle de la surface du sol auraient significativement baissé [Figure 4.5, (a)]. Par ailleurs, en fin de journée, nous constatons des allures pratiquement identiques. Ceci peut être dû à l'équilibre interne du modèle qui s'est établi tout le long de la journée en fonction des interactions entre le sol, la végétation et l'atmosphère.

En ce qui concerne les tendances journalières de la vitesse du vent, nous pouvons déjà dégager quelques remarques importantes quant au spécifiés du modèle 1D. Rappelons d'abord que celui-ci calcule les conditions aux limites du vent. N'étant pas forcé au cours du temps par des mesures extérieures, ce modèle fournit un vent décroissant montrant de faibles fluctuations [Figure 4.5, (b)]. Cette décroissance peut être expliquée par le freinage continu du vent par la surface. Quant aux fluctuations, nous pouvons les attribuer au schéma numérique et aux erreurs liées au calcul du coefficient d'échange intervenant dans la description du vent.

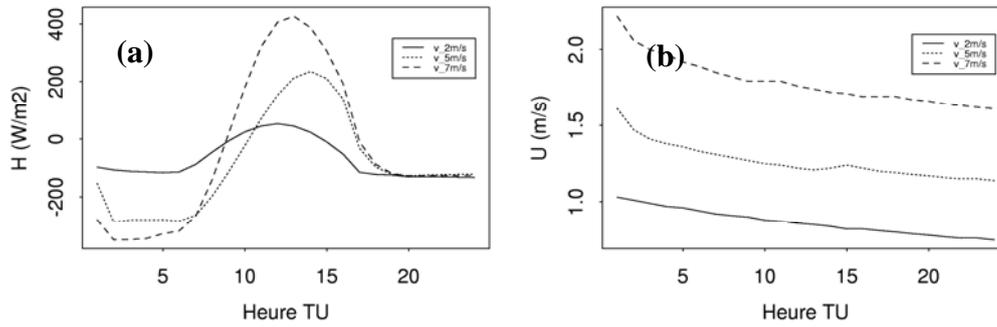


Figure 4.5 : évolutions journalières du flux H (a) et de la vitesse du vent à 1,5 m du sol (b) en fonction de la gamme de \bar{u}_{10m} testée.

III.3. La température potentielle initiale de l'air à 2500 m ($\bar{\theta}_{2500m}$)

Pour analyser l'effet de la gamme de variation choisie pour cette donnée, nous avons retenu le flux H et la température de l'air au-dessus de la surface (à 1,5 m du sol). Des courbes obtenues, il ressort que le flux H est assez sensible à la température initiale [Figure 4. 6, (a) et (b)]. Pour la gamme de températures initiales choisie, nous pouvons noter des valeurs de H dépassant les 300 W.m^{-2} , notamment à midi. Un écart de $10 \text{ }^\circ\text{C}$ sur la température (par exemple entre la simulation où $\bar{\theta}_{2500m} = 15^\circ\text{C}$ et celle où $\bar{\theta}_{2500m} = 25^\circ\text{C}$) peut engendrer un écart de plus de 100 W.m^{-2} , ce qui est relativement fort par rapport aux ordres de grandeur de H observés pour un sol sec. Bien que ce résultat ne soit valable que dans le cas de ces tests, il est nécessaire de bien renseigner les conditions initiales de température avant de démarrer l'analyse du flux H .

Toutefois, le modèle donne une bonne cohérence entre les courbes du flux H et de la température au-dessus du couvert qui varient dans le bon sens [Figure 4. 6, (a) et (b)] : H est d'autant plus fort que $\bar{\theta}_{2500m}$ est faible.

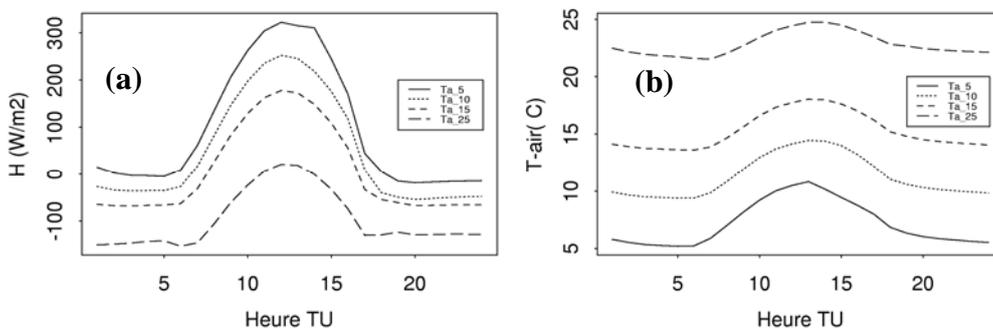


Figure 4. 6 : évolutions journalières du flux H (a) et de la température de l'air (b) au-dessus du couvert (à 1,5 m du sol) en fonction de la température potentielle initiale ($\bar{\theta}_{2500m}$).

III.4. La température initiale de la surface du sol

Sur la Figure 4. 7 sont tracées les courbes du flux G et de la température de la surface du sol. Cette dernière présente une évolution cohérente avec la gamme des valeurs initiales choisie. Par ailleurs, le flux G montre une forte sensibilité à cette gamme en début de journée. Une erreur de $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ sur la température initiale peut engendrer un écart de 20 W.m^{-2} , valeur à ne pas négliger par rapport aux ordres de grandeur de G en début de journée. De plus, les tendances sont à l'opposé de celles des températures. On doit s'attendre à ce que les fortes températures donneront les flux G les plus élevés. Nous pouvons expliquer ces résultats contrastés en analysant la température de la surface du sol en début de journée. Il apparaît qu'après une heure de calcul les valeurs initiales ont augmenté [Figure 4. 7, (b)]. En même temps, celles dans la première maille dans le sol (non présentées ici) ont peu évolué. Cette augmentation est d'autant plus forte que la valeur initiale de la température de la surface du sol est faible. Il est important de rappeler que, pour ces tests, nous avons considéré une valeur de température de l'air $\bar{\theta}_{2500m}$ élevée ($30\text{ }^{\circ}\text{C}$), valeur d'entrée du jour 238 (condition de référence). Cela peut être à l'origine des écarts sur le flux G observés en début de journée.

Plus loin, nous nous focaliserons d'une manière relativement détaillée sur le comportement du flux G et de la température de la surface du sol en comparaison avec les mesures, mais aussi avec le modèle Méso-NH.

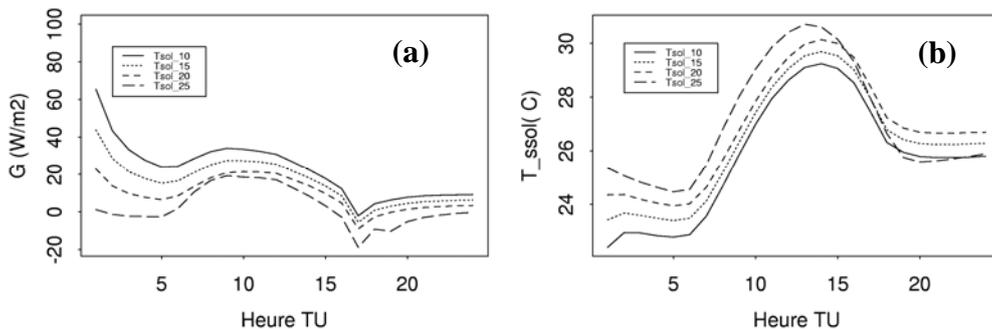


Figure 4. 7 : évolutions journalières du flux G (a) et de la température de la surface du sol (b) en fonction de la température initiale dans le sol.

III.5. Les profils de densité foliaire (LAD) et de densité racinaire (RAD)

Les feuilles et les racines étant impliqués dans l'estimation des flux émis par la végétation, nous proposons d'examiner ici les flux H et LE . Du fait que ces flux varient habituellement dans le sens opposé avec les mêmes proportions, l'analyse du comportement de l'un permet donc de déduire celui de l'autre. Pour ne pas encombrer cette analyse nous choisirons de présenter seulement le flux LE pour la sensibilité aux profils de RAD et le flux H pour la sensibilité aux profils de LAD. Sur la Figure 4. 8 (a) sont présentées les courbes du flux LE pour les quatre profils de RAD testés. Il apparaît clairement que ce flux est insensible à la répartition de la densité racinaire dans le sol. La modification de la structure souterraine de la plante ne semble donc pas avoir un effet sur la quantité d'eau extraite par les racines.

Nous pouvons compléter cette analyse par les évolutions journalières de l'humidité spécifique de l'air dans l'étage supérieur de la végétation [Figure 4. 8, (b)]. Cette dernière montre des tendances confondues et semble également insensible à la manière dont les racines sont réparties dans le sol. Ces résultats sont d'un intérêt évident puisqu'ils nous permettront de nous affranchir de la connaissance détaillée du profil de la densité racinaire dans l'analyse abordée dans ce travail. Nous pouvons donc conserver le profil homogène pour la suite de nos simulations.

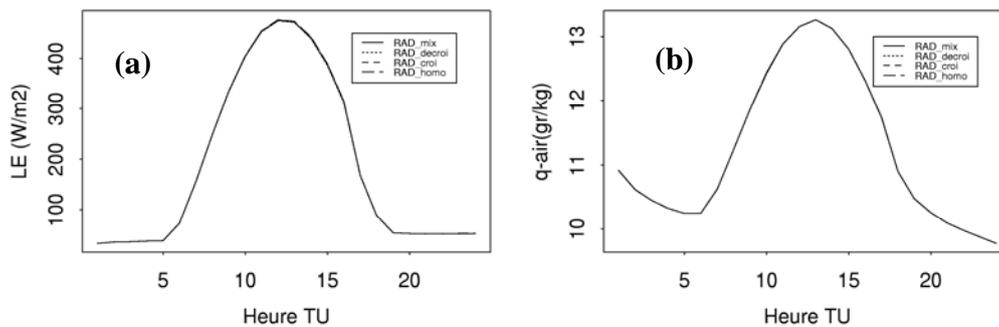


Figure 4. 8: évolutions journalières du flux LE (a) et de l'humidité spécifique de l'air (b) dans le dernier étage de la végétation (à 0,5 m de la surface du sol) en fonction des différentes distributions racinaires testées (RAD_mixte : distribution mixte, RAD_decroi : distribution décroissante, RAD_croi : distribution croissante, RAD_homo : distribution homogène)

En ce qui concerne la densité foliaire, l'analyse de l'évolution du flux H en réponse aux profils testés montre que le profil de LAD décroissant se démarque des autres profils qui ont un effet quasiment similaire [Figure 4. 9, (a)]. Les écarts induits par ce profil sont de l'ordre de $25 W.m^{-2}$ en début et en milieu de journée et de $30 W.m^{-2}$, en moyenne, pour les heures de fin de journée. La variabilité du profil de LAD agit sur la distribution du vent dans la végétation. Nous pouvons également interpréter la température de la surface du sol [Figure 4. 9, (b)]. Le profil décroissant étant caractérisé par une forte densité foliaire à la surface du sol, le vent est donc faible. Ceci se traduit par une forte température de la surface du sol à midi contrairement au profil croissant où cette température est la plus faible du fait de la plus forte valeur de vitesse du vent. Toutefois, le problème de l'augmentation de la température de la surface du sol (Cf.III.4) réapparaît dans les premières heures de calcul : pour les vents forts cette température est la plus élevée. Il faut noter aussi les faibles valeurs de H en milieu de journée malgré les conditions hydriques sèches dans sol.

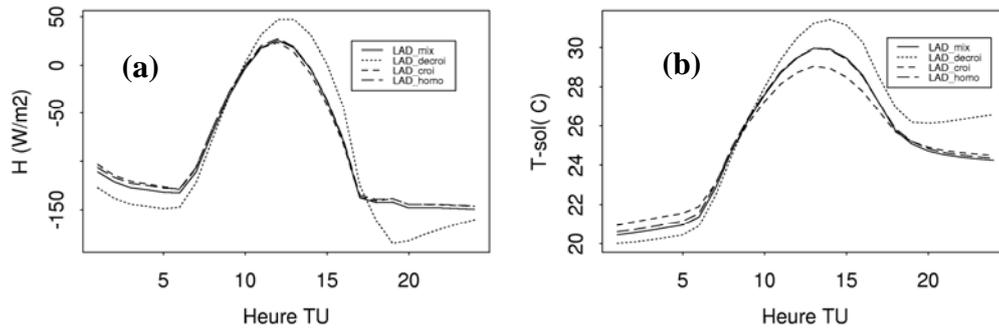


Figure 4. 9 : évolutions journalières du flux H (a) et de la température de la surface du sol (b) en fonction des différentes distributions foliaires testées (LAD_mixte : distribution mixte, LAD_decroi : distribution croissante, LAD_croi : distribution croissante, LAD_homo : distribution homogène)

III.6. Définition des conditions d'utilisation du modèle

III.6.1. Choix de la taille de la maille horizontale

La Figure 4. 10 montre les évolutions journalières des flux H et LE pour les quatre tailles de maille testées. Il semble que l'effet de la taille de la maille n'est pas significatif. Il en est de même pour le reste des variables de surface non présentées ici. Toutefois, il faut rappeler que la maille est considérée homogène quelle que soit sa taille et que la densité foliaire est la même. Cette homogénéité associée au fait que la taille de la maille horizontale n'intervient dans la paramétrisation du coefficient d'échange (un modèle $E - \varepsilon$ standard) peuvent être la principale explication de ces résultats assez proches.

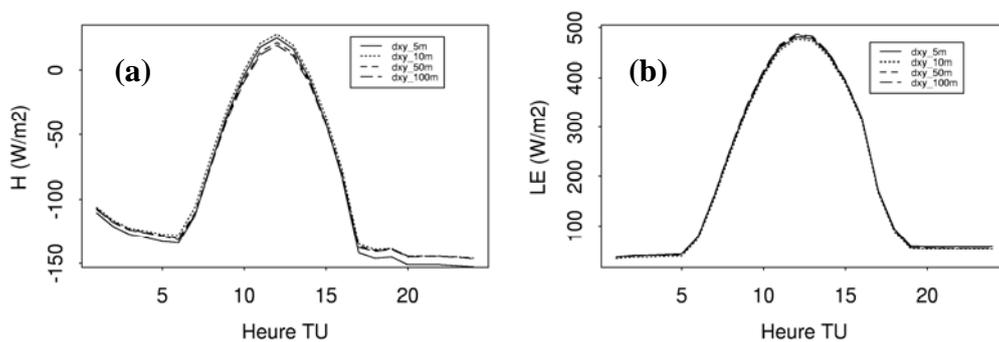


Figure 4. 10: évolutions journalières des flux H (a) et LE (b) en fonction des différentes tailles de mailles horizontales testées.

III.6.2. Choix du point d'analyse dans le domaine

La Figure 4. 11 donne les évolutions journalières des flux H et LE pour les différents points placés dans le domaine simulé. Du fait de sa proximité du domaine extérieur dont la surface

correspond à du sol sec et nu, le point $P5$ montre un flux H un peu plus fort que ceux observés au niveau des autres points $P1$, $P2$, $P3$ et $P4$ (écart de 10 W.m^{-2}). Ces faibles écarts peuvent s'expliquer par l'advection de la chaleur sensible par le vent rentrant dans le domaine. Par ailleurs, à mesure qu'on s'éloigne du point $P5$, le flux H est pratiquement le même du fait de l'homogénéité du domaine. Cette analyse nous permet donc de choisir avec aisance le point d'analyse dont les sorties seront comparées aux mesures : il sera placé au centre du domaine simulé.

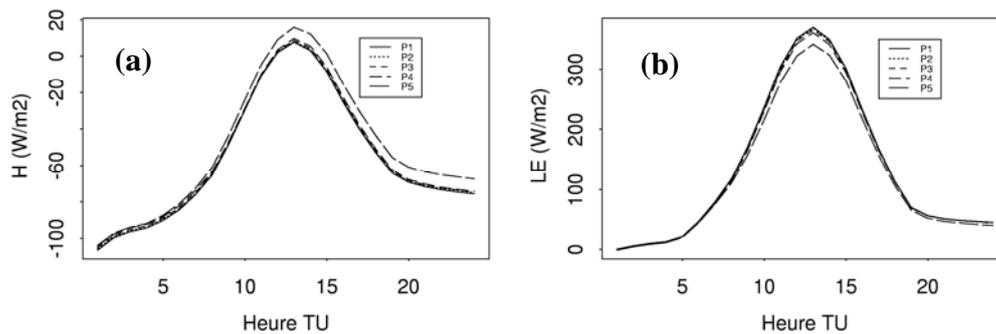


Figure 4. 11 : évolutions journalières des flux H (a) et LE (b) dans différents emplacements dans le domaine simulé

IV. Limites et perspectives

Cette analyse de sensibilité présente des limites. Nous n'avons pas analysé la sensibilité du modèle à la totalité des données initiales et des paramètres. Pour les données initiales, il est important d'examiner l'effet de l'humidité initiale de l'air à 2 m du sol et de voir si les variables de surface du modèle sont sensibles. L'humidité initiale à 2500 m peut être également incluse, mais elle reste beaucoup moins importante que celle à 2 m qui doit normalement avoir plus de poids sur l'estimation des flux de surface. Quant aux paramètres D (dimension de la feuille dans la direction du vent) et A (représentant les propriétés moléculaires de l'air) (Cf. Chapitre 2, II.1.1) et qui sont utilisés dans le calcul de la résistance aérodynamique de la couche limite de la feuille, ils doivent être analysés de manière approfondie. Bien que leurs valeurs semblent être standards pour certaines gammes de cultures (Shilling, 1991), elles peuvent être variables au sein de chaque gamme. En ce qui concerne les paramètres du transfert radiatif ($a_f, \tau_f, \varepsilon_f, \varepsilon_s$) ils posent sans doute moins de problème. Les valeurs évoquées dans la littérature (Naot et Mahrer, 1988 ; Siebert et al., 1992 ; Tjernström, 1989) sont très proches de celles utilisées dans ENVImet.

Bien que des analyses de sensibilité aux paramètres sol aient été abordées pour le cas d'autres modèles (modèle RAMS : Poulet, 2000 ; Sun et Bosilovich, 1996), il n'est pas très utile de l'aborder ici puisque ceux-ci ont été mesurés lors de la campagne soja 90 à l'exception du paramètre b . Celui-ci est décrit d'après la classification de Clapp et Hornberger (1978) et mérite d'être analysé bien que certaines études adoptent par défaut les valeurs de cette même classification (Tjernström, 1989 ; Mihailović et Ruml, 1996 ; Sun et Bosilovich, 1996).

Le lecteur se rendra compte facilement que nous n'avons pas analysé l'effet de la taille de la maille verticale. Ce point est donc à aborder. Néanmoins, des précautions sont à prendre concernant la taille de maille utilisée et l'interprétation des résultats. Pour la taille, il n'est pas possible de descendre en dessous d'une certaine limite du fait des problèmes de stabilité qui engendrent des résultats très fluctuants, voire le plantage du modèle [par exemple pour le jour 238 où la densité foliaire moyenne est forte ($LAD = 6m^2.m^3$), les tests préliminaires effectués montrent qu'on ne peut pas utiliser une taille de maille inférieure à 20 cm]. En ce qui concerne les résultats, l'effet de l'hypothèse de la non atténuation du rayonnement diffus et ses conséquences sur les bilans doivent être pris en compte puisque le fait de varier la taille de la maille va engendrer une variation du nombre de couches et donc une variation du bilan global du couvert. L'effet de cette hypothèse va s'ajouter à celui de la maille ce qui rendra l'analyse des sorties plus difficile.

V. Conclusion

Nous sommes bien conscients que ce chapitre est loin de représenter une analyse de sensibilité détaillée du modèle permettant de comprendre l'effet de toutes les données d'entrée et des paramètres sur les sorties du modèle. Néanmoins, telle que nous l'avons envisagée, cette analyse de sensibilité a répondu aux objectifs qui ont suscité sa mise en œuvre. Ses principales conclusions se résument aux points suivants :

- Nous avons pu observer une bonne cohérence globale dans les sorties (flux et température) du modèle pour les gammes de variation des conditions initiales choisies : l'humidité du sol, vent \bar{u}_{10m} et de la température initiale de l'air $\bar{\theta}_{2500m}$.
- Nous pouvons retenir l'hypothèse de l'homogénéité pour renseigner les profils de LAD et de RAD en données d'entrée.
- Le modèle tend à augmenter la température de la surface du sol dans la première heure de calcul ce qui se répercute sur le flux G . De fait, celui-ci ne montre pas une réponse cohérente avec la température. La comparaison avec Méso-NH ainsi que les mesures devrait normalement permettre d'analyser de façon plus approfondie cet aspect.
- Dans la suite, pour toutes les simulations, nous allons utiliser une taille de maille horizontale de 10 m. Les sorties que nous allons analyser seront celles d'un point localisé au centre du domaine simulé.

Chapitre 5

Conditions initiales et conditions aux limites

Conditions initiales et conditions aux limites

I. Introduction

L'analyse de sensibilité discutée dans le chapitre précédent a permis de mettre en relief deux principales remarques concernant les conditions initiales de température. D'une part, le profil de la température de l'air n'est pas correctement initialisé du fait des écarts importants entre la température potentielle à 2500 m et celle au voisinage la surface du sol et de leurs répercussions sur le flux H simulé : un écart de 10 °C peut engendrer plus de 100 W/m^2 de différence sur H . Ce constat remet donc en cause l'adoption de ce mode d'initialisation simple. D'autre part, la gamme de température de la surface du sol utilisée donne des flux G positifs en début de journée alors que les mesures soja 90 montrent des valeurs négatives pour tous les jours sélectionnés. De plus, d'autres observations complémentaires montrent qu'il existe dans les quelques premiers centimètres dans le sol des écarts de température pouvant dépasser les 4 °C . Il est donc possible que l'utilisation d'un profil initial constant pour la température dans le sol soit à l'origine de ce comportement.

Pour résoudre le problème de la température de l'air, nous avons opté pour l'utilisation des mesures du radiosondage de Nîmes. Du fait des acquisitions parallèles de l'humidité relative de l'air, nous avons opté également pour améliorer son profil initial linéaire en introduisant les mesures. Par ailleurs, pour tenter d'obtenir un meilleur démarrage du flux G , nous avons décidé d'introduire un profil initial de température basé sur trois valeurs : nous disposons de mesures à différentes profondeurs dans le sol.

La proposition de méthodes susceptibles d'améliorer les conditions initiales amène systématiquement à se poser des questions sur la pertinence des modes de représentation des conditions aux limites. Pour le sol, les modes choisis pour la température et l'humidité sont largement utilisés et ne doivent donc pas poser de problème (valeurs constantes à 2 m dans le sol et valeurs calculées par le biais du bilan d'énergie en surface). Pour l'atmosphère et plus particulièrement la température et l'humidité, les modes utilisés ne semblent pas être les meilleurs et il existe d'autres procédures plus attractives : conditions aux limites cycliques ou périodiques. Nous allons les appliquer pour la température et l'humidité de l'air.

II. Conditions initiales

II.1. Température et d'humidité de l'air

II.1.1. Mise en œuvre

Les radiosondages de Nîmes ont été utilisés en remplacement des profils initiaux calculés par le modèle ; profils linéaires à partir de deux entrées (à 2 m et à 2500 m) pour l'humidité et une seule entrée (valeur à 2500m) pour la température potentielle. Comme les niveaux de mesures sont assez lâches et par conséquent ne correspondent pas au maillage vertical du modèle, une interpolation linéaire a été effectuée pour calculer les valeurs intermédiaires. Les niveaux dépassant 2500 m ne sont pas pris en compte puisque la limite supérieure du modèle est définie à cette hauteur.

Il est évident que l'état de l'atmosphère au voisinage de la surface de la zone de Nîmes est différent de celui de l'expérimentation soja 90. Pour cela, nous avons renseigné la base des radiosondages par les valeurs de température et d'humidité spécifique de l'air mesurées au-dessus et à 2/3 de la hauteur du couvert. Les valeurs supérieures commençant à partir de 100 m en moyenne (sur les 5 jours sélectionnés), l'hypothèse de l'homogénéité horizontale de l'atmosphère entre Nîmes et Avignon est admise à partir de cette altitude.

II.1.2. Résultats et discussion

II.1.2.1. La température et l'humidité de l'air au-dessus du couvert

Avec l'ancien mode d'initialisation on démarrait d'emblée avec des écarts de température allant jusqu'à 10 °C. L'introduction des mesures a permis de minimiser ces écarts. Pour illustration, la Figure 5. 1 montre les évolutions avant et après l'introduction du radiosondage pour les jour 214 et 223. Néanmoins, malgré cette modification, le modèle ne reproduit pas la décroissance de la température de l'air due au refroidissement de la surface et observée en début de journée. Cette tendance est obtenue pour les cinq jours simulés. Deux explications peuvent être proposées : d'une part, la turbulence et notamment le calcul des coefficients d'échange qui peut être non réaliste du fait des hypothèses adoptées dans la résolution de la fermeture (non prise en compte de la flottabilité la nuit) et d'autre part, le transfert radiatif dans couvert qui agit sur l'allure de la température par le biais des bilans. On peut se demander si le fait de démarrer le modèle dans la journée permet d'éviter ces problèmes d'augmentation de la température dans les premières heures et donc d'obtenir un comportement meilleur. Cette solution a été écartée pour deux principales raisons : (1) l'absence de mesures de radiosondage en début de matinée et surtout (2) le fait que le modèle simule mal la décroissance de la température en fin de journée, bien que les valeurs simulées à midi soient assez proches des mesures.

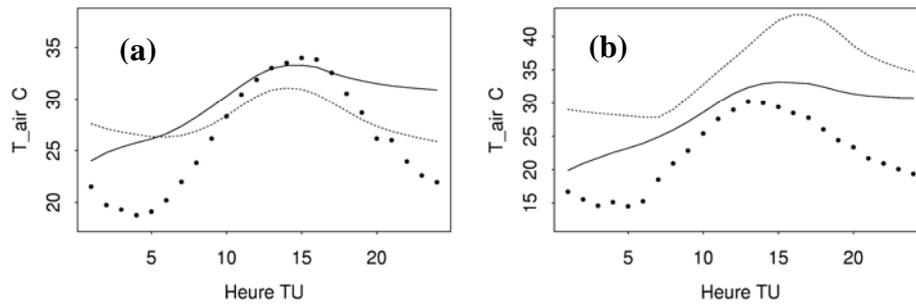


Figure 5. 1 : évolution journalière de la température de l'air au-dessus du couvert avant (ligne interrompue) et après (ligne continue) initialisation par les radiosondages : (a) jour 214, (b) jour 223. Les points correspondent aux mesures.

En ce qui concerne l'humidité spécifique, il ressort que les écarts en début de journée ont été bien atténués (4 gr/kg et 7 gr/kg pour les jours 214 et 223, respectivement, Figure 5. 2). Par ailleurs, nous n'avons pas obtenu l'allure des valeurs observées. La principale raison de ce dysfonctionnement pourrait être liée aux conditions à l'échelle synoptique qui agissent pour une part non négligeable sur les échanges à l'échelle locale (fluctuation de l'humidité observée au cours de la journée, Figure 5. 2) et que le modèle 1D n'est pas capable de les reproduire compte tenu du fait qu'il n'est pas forcé par le vent extérieur.

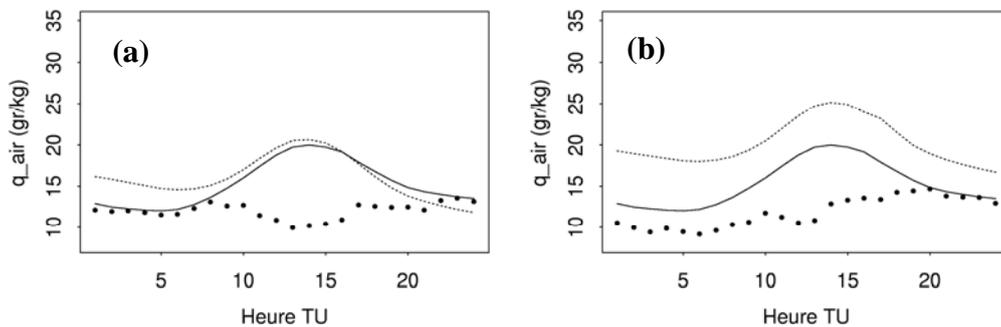


Figure 5. 2 : évolution journalière de l'humidité spécifique de l'air au-dessus du couvert avant (ligne interrompue) et après (ligne continue) initialisation par les radiosondages : (a) jour 214, (b) jour 223. Les points correspondent aux mesures.

II.1.2.2. Les flux H et LE

Les flux H et LE étant liés à la température et à l'humidité respectivement, ils ont été modifiés suite à l'introduction des radiosondages. Le flux H augmente puisque la température de l'air a diminué. Pour le jour 214 il devient positif en milieu de journée ce qui correspond à une situation instable de point de vue des échanges convectifs (Figure 5. 3, a). Paradoxalement, le jour 223 (sol sec) montre un flux H négatif en milieu de journée. Nous avons observé les mêmes tendances pour les jours 235 et 238 qui ne sont pas présentés ici. Nous suspectons le

transfert radiatif et plus particulièrement les coefficients de transmission ainsi que les bilans qui doivent faire l'objet d'une analyse détaillée.

En ce qui concerne le flux LE , il réagit de la même façon que le flux H en augmentant du fait de la diminution de l'humidité dans le cas des deux jours en question. Contrairement à la température, l'humidité initiale a eu un effet significatif sur LE . Pour donner un ordre de grandeur, dans le cas du jour 223, une diminution de plus de 5 gr/kg en humidité (à midi) peut donner lieu à une augmentation de plus de 150 W/m^2 en LE (Figure 5. 2, b et Figure 5. 4, b).

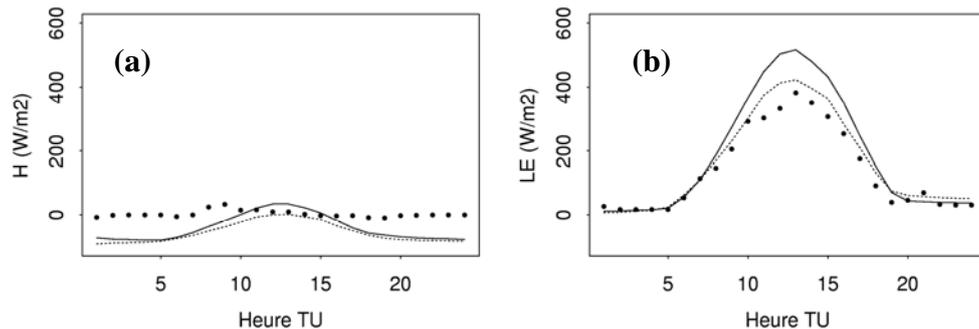


Figure 5. 3 : flux H (a) et LE (b) avant (ligne discontinue) et après (ligne continue) l'initialisation par les radiosondages : jour 214. Les points correspondent aux valeurs mesurées.

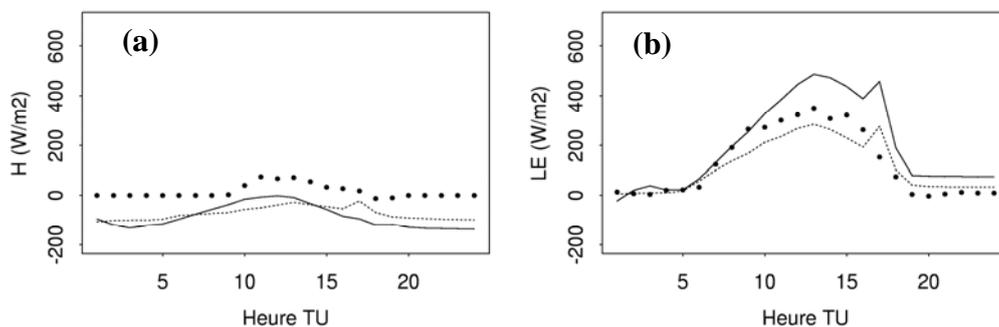


Figure 5. 4 : flux H (a) et LE (b) avant (ligne discontinue) et après (ligne continue) l'initialisation par les radiosondages : jour 223. Les points correspondent aux valeurs mesurées

II.2. Température dans le sol

II.2.1. Mise en œuvre

Trois valeurs de température observées ont été utilisées en initialisation (valeur à 1.3 cm affectée à la surface du sol, valeur moyenne des couches comprises entre 2 et 50 cm accordée aux nœuds allant jusqu'à 50 cm et valeur à 50 cm attribuée au reste des nœuds).

II.2.2. Résultats et discussion

Après cette modification, nous avons constaté qu'effectivement le flux G démarre avec des valeurs proches des mesures dans les premières minutes de calcul (réduction des écarts de 50

%, environ). Rapidement, il se rapproche de zéro à partir de la deuxième heure (Figure 5. 5). Pour le jour 214, le modèle reproduit de façon raisonnable l'allure du flux G . Néanmoins, il est surestimé de nuit (50 W/m^2 , en moyenne). De jour, il est sous-estimé (plus de 60 W/m^2 à midi). Pour le jour 223 (plus sec que le jour 214), l'allure est inhabituelle. L'un des points communs entre ces deux jours est que les écarts à midi sont assez forts (plus de 80 W/m^2). L'explication de ces résultats doit exclure le formalisme de la conductivité thermique puisque, comme le soulignent Mahfouf et al. (1991), celui-ci semble être réaliste pour des humidités de surface inférieures à $0,2 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$. Cette condition sur la conductivité est bien vérifiée pour les jours 214, 223, 235 et 238. La température de surface reste donc l'élément central de la mauvaise estimation du flux G . Il est probable que le fait de corriger les bilans radiatifs du couvert pour obtenir des flux H positifs donnera des températures de feuilles plus élevées et par conséquent des températures de surface du sol et des flux G plus forts.

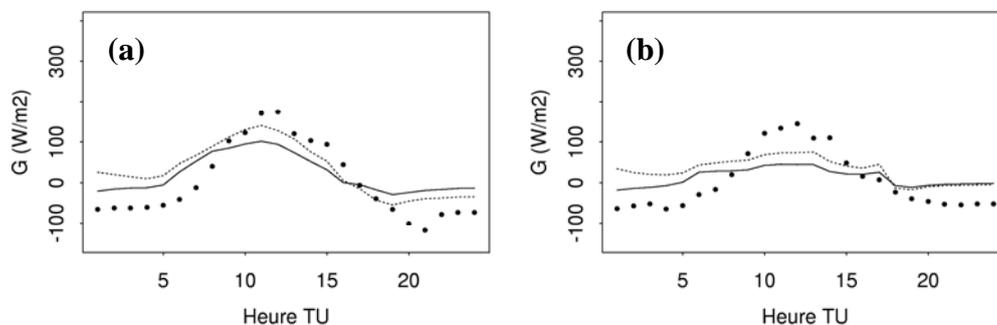


Figure 5. 5: flux G avant (ligne discontinue) et après (ligne continue) l'initialisation à 3 niveaux : jour 214 (a) et jour 223 (b). Les points correspondent aux valeurs mesurées.

III. Conditions aux limites

III.1. Bref rappel

Dans la version initiale du modèle, le calcul des conditions aux limites latérales de la température et de l'humidité est basé sur l'absence de gradient tant du côté où le vent rentre que du côté où le vent sort. Cette procédure a été adoptée par de nombreux auteurs (Aristides et Alan, 1976 ; Gutman et Torrence, 1975). Son inconvénient majeur est qu'elle ne permet pas d'utiliser des valeurs réalistes du côté où le vent rentre et par conséquent ne rend pas compte de l'effet de l'amont sur les échanges dans la zone de simulation.

III.2. Solution alternative

Une solution meilleure peut être adoptée. Elle repose sur ce qu'on appelle « conditions aux limites cycliques ». Au fait, il s'agit d'une procédure où on suppose que le domaine simulé est infini, c'est à dire, dans le sens du vent il existe une infinité de domaines (ou parcelles) qui lui sont identiques reproduisant exactement les mêmes processus d'échange. Ce qui provient de la parcelle amont en terme d'échange d'humidité et de chaleur sera systématiquement injecté dans celle qui la lui succède. La parcelle d'étude se comportera de la même façon... La mise en œuvre de ce concept se fait en prenant les valeurs de températures et d'humidités en

sortie du domaine d'étude et en les injectant en son amont. Il faut préciser qu'on maintient tout de même l'absence de gradients du côté où le vent sort. La Figure 5. 6 fourni une illustration en 2D de cette procédure pour une hauteur donnée. Elle est valable à chaque niveau de référence.

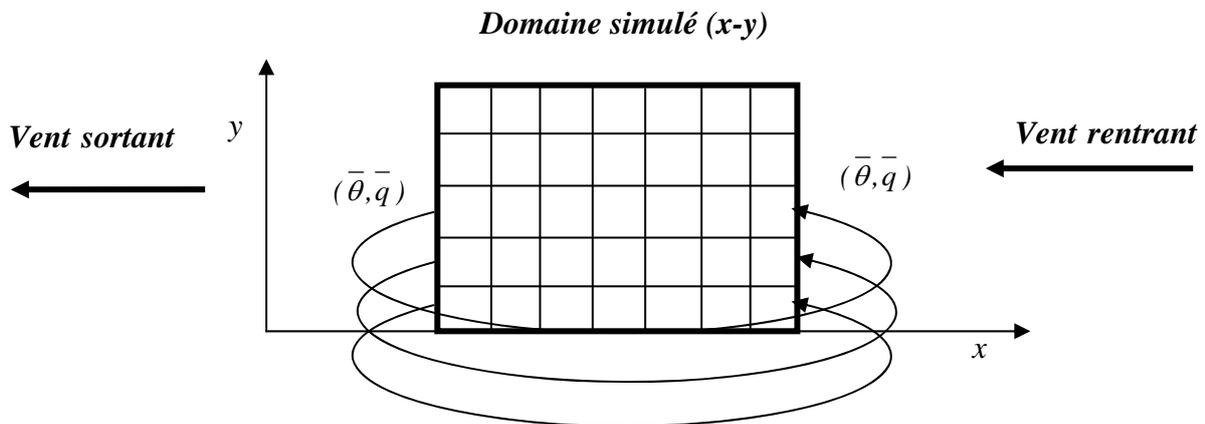


Figure 5. 6 : schéma de base des conditions aux limites cycliques illustré en 2D

L'utilisation du modèle ENVImet pour une simulation donnée nécessite de préciser, entre autres, le nombre de maille de voisinage appelé aussi « *Nesting grids* ». Par défaut, celles-ci correspondent à du sol nu. Prendre en compte ces mailles encerclant la zone de simulation revient donc à simuler un cas hétérogène ce qui sort du contexte de la validation abordée dans le cadre de travail : notre objectif est d'analyser une surface homogène. Pour cela, nous avons supprimé ces mailles pour toutes les simulations effectuées. Dans ce cas, le modèle 1D fonctionne sur quelques mailles qui seront prises dans le domaine central. Pour simplifier l'utilisation des conditions aux limites cycliques, le vent rentrant dans la zone de simulation est choisi de direction Est.

III.3. Résultats obtenus

L'introduction des conditions aux limites cycliques n'a eu aucun effet sur les résultats de la température et de l'humidité. Les courbes de flux sont restées également invariantes. Ces résultats ne doivent pas nous surprendre puisque comme nous l'avons vu dans l'analyse de sensibilité au domaine extérieur, la variabilité spatiale des flux est quasiment inexistante même si la parcelle simulée est entourée par des mailles de sol nu.

L'extension de ces conditions aux limites au vent, à l'ECT et à son taux de dissipation s'avère par ailleurs difficile du fait des problèmes de stabilité numérique. Nous nous sommes donc contentés de l'appliquer exclusivement à la température et à l'humidité de l'air.

IV. Conclusion

Du présent chapitre, il est possible de dégager les remarques suivantes :

- L'introduction des données du radiosondage pour initialiser la température et l'humidité de l'air a permis d'améliorer leurs évolutions journalières. Toutefois, la température de l'air ne donne pas des résultats satisfaisants compte tenu de son augmentation inhabituelle en début de journée. Le flux H montre également des incohérences du fait qu'il est négatif en milieu de journée pour la plupart de nos jours.
- L'utilisation d'un profil basé sur trois valeurs pour initialiser la température du sol à permis d'améliorer le démarrage du flux G , mais les tendances obtenues restent non concluantes.
- L'introduction des conditions aux limites périodiques n'a eu aucun effet sur les sorties.

Ces conclusions pessimistes ne doivent pas nous décevoir et remettre en cause ce modèle qui se veut très simple. Elles doivent plutôt nous insister à cibler notre démarche sur une analyse plus fine. La résolution des incohérences de la température de l'air au-dessus de la surface et du flux H doit sans doute faire l'objet d'une analyse détaillée du transfert radiatif et de la turbulence dans le modèle. Nous proposons d'aborder en priorité le transfert radiatif en gardant à l'esprit que le modèle est basé sur des hypothèses qui lui sont spécifiques et qui méritent d'être étudiées.

Chapitre 6

Le transfert radiatif

Le transfert radiatif

I. Introduction

L'objectif de ce chapitre est d'effectuer une analyse détaillée du transfert radiatif des courtes et des grandes longueurs d'onde d'ENVImet. La méthodologie suivie est fondée sur les étapes suivantes :

- analyser le rayonnement incident simulé par ENVImet (global et atmosphérique) au-dessus du couvert en comparant aux mesures et vérifier les coefficients de transmission des rayonnements incidents descendants et montants toutes longueurs d'onde comprises,
- analyser la transmission et l'absorption des rayonnements solaire simulé par ENVImet (direct et diffus) et atmosphérique en comparant avec les modèles SAIL et LAP ; cette étape nous permettra de vérifier la pertinence des hypothèses $H_3..H_7$ (Cf. [Chapitre 2, II.2.1](#))
- analyser l'émission au sein du couvert en comparant au modèle LAP ; ici, il s'agira de vérifier exclusivement l'hypothèse H_8 (Cf. [Chapitre 2, II.2.1](#)).

Ces trois axes d'analyse nous permettront par la suite de comparer les estimations finales des flux du bilan d'énergie ainsi que celles de la température de l'air aux mesures.

II. Analyse des rayonnements incidents (global et atmosphérique)

II.1. Le rayonnement global, R_g

Sur la Figure 6. 1 sont reportées les courbes de R_g simulé et observé pour quatre jours. Cette comparaison met en évidence des écarts pouvant atteindre $100 W.m^{-2}$ à midi. Ces écarts assez forts peuvent être expliqués par les équations empiriques calculant les rayonnements direct et diffus et qui sont basées sur des paramètres (turbidité et diffusion moléculaire) et des coefficients empiriques dépendant du site où elles sont appliquées (Teasler et Anderson, 1984). Dans nos simulations, ces coefficients et ces paramètres correspondent par défaut à des mesures acquises sur un site expérimental en Suède (Volz, 1962 in Teasler et Anderson, 1984). Pour les jours sélectionnés, il est possible de déterminer ces paramètres et ces coefficients en utilisant les mesures de rayonnement incident et les données climatiques caractérisant l'état de l'atmosphère : radiosondages et mesures au-dessus de la végétation. Cette démarche peut être complexe et longue puisqu'elle nécessitera de mettre au point un modèle de transfert radiatif dans l'atmosphère. N'étant pas intéressés par la validation du transfert radiatif dans l'atmosphère, nous avons opté pour le forçage du modèle ENVImet par

les mesures des rayonnements global et diffus avec un pas de temps de 15 min (pas de temps d'acquisition des mesures). Cette procédure a été déjà utilisée dans d'autres modèles de CLA [par exemple dans le modèle de Naot et Mahrer (1989)].

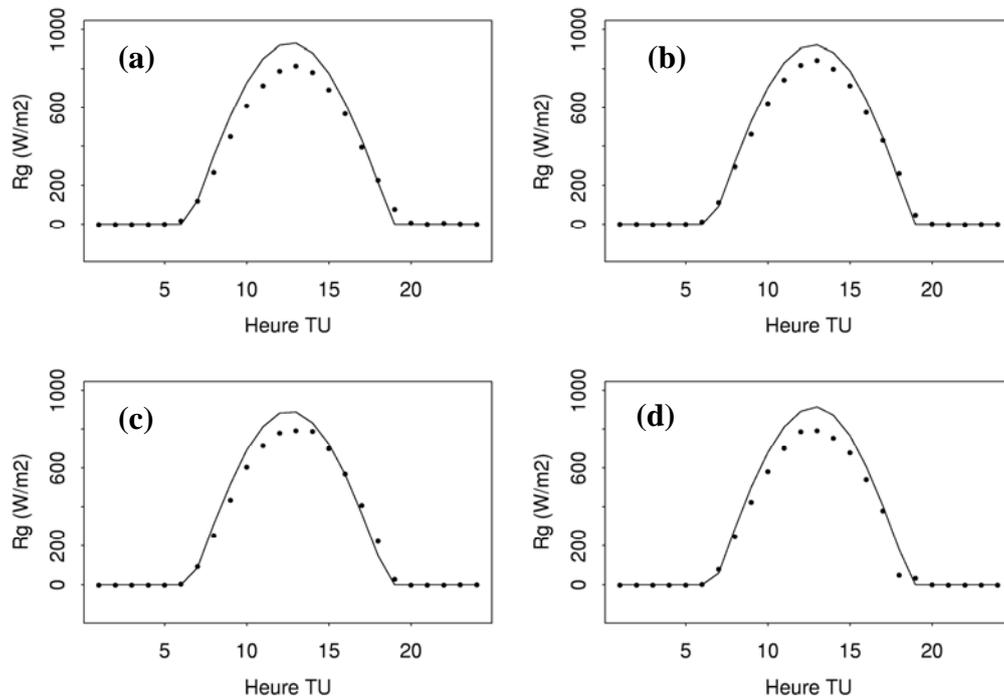


Figure 6. 1 : rayonnement global observé (points) et simulé (ligne) : jour 214 (a), jour 223 (b), jour 235 (c) et jour 238 (d).

II.2. Le rayonnement atmosphérique, R_a

II.2.1. Constat : mauvaise estimation de R_a

Tout d'abord, rappelons que R_a est calculé d'après Oke (1987) en se basant sur la température de l'air simulée à 2 m de la surface du sol. Aase et al. (1978) (*in* Idso 1981) ont comparé ce formalisme à un autre utilisant exclusivement l'humidité de l'air dans le calcul de l'émissivité de l'air ε_a et ont montré que pour une température de l'air supérieure ou égale à 273 °K les deux formalismes réagissent de façon similaire et donnent des estimations en bon accord avec leurs propres mesures de R_a . Dans le cas d'ENVImet, on constate une surestimation qui, pour les jours analysés, va de plus de 60 $W.m^{-2}$ jusqu'à 180 $W.m^{-2}$ en milieu de journée (Figure 6. 2). L'utilisation du formalisme de Oke (1987) s'avère donc problématique du fait de la mauvaise estimation de la température de l'air ; les écarts vont jusqu'à 10 °C en milieu de journée.

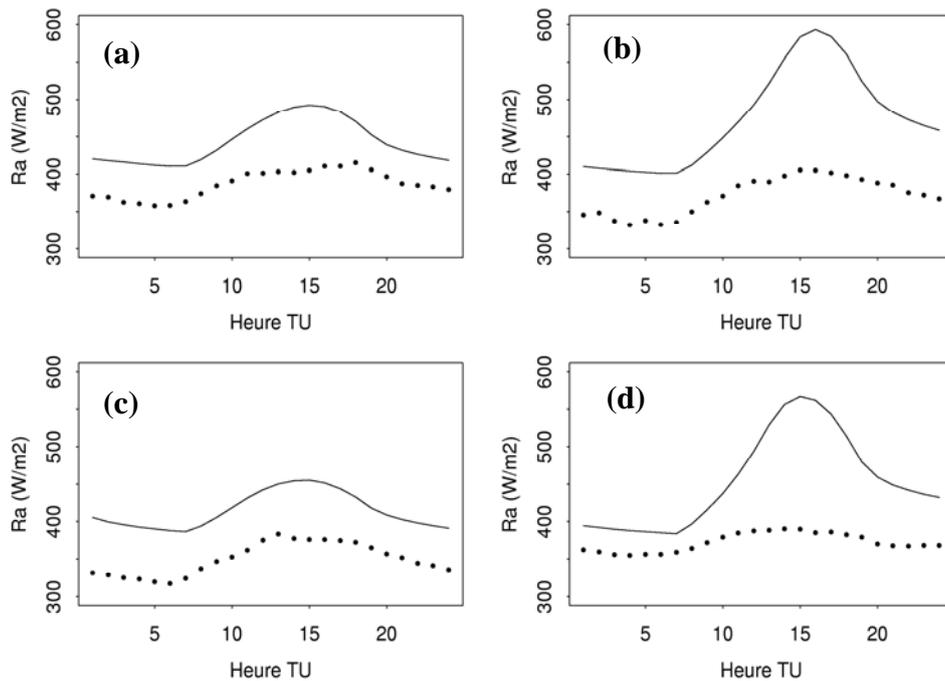


Figure 6. 2 : rayonnement atmosphérique simulé (ligne) et calculé (points) à partir des mesures de température et d'humidité de l'air au-dessus du couvert : jour 214 (a), jour 223 (b), jour 235 (c) et jour 238 (d)

II.2.2. Effet de l'initialisation de la température

Les résultats discutés dans le précédent paragraphe sont issus d'une version où la température de l'air est initialisée selon la procédure par défaut du modèle qui n'est pas réaliste. Examinons maintenant l'effet de l'introduction des mesures de radiosondage sur l'estimation de R_a . Sur la Figure 6. 3 sont présentés les résultats correspondant aux jours 214 et 235. Au premier regard, nous observons globalement une amélioration en début de journée due au meilleur démarrage de la température (Cf. Chapitre 5, II.1.2). Néanmoins, les résultats dans leur globalité restent non satisfaisants sur toute la journée du fait des RMSE importantes. Pour illustration, pour le jour 214, nous avons obtenu une RMSE supérieure à 30 W.m^{-2} tandis que pour les jours 223, 235 et 238 la RMSE dépasse 45 W.m^{-2} .

De cette analyse nous pouvons conclure qu'il est délicat d'approcher les valeurs observées même après avoir utilisé des valeurs de température initiales réalistes. Le recours à d'autres formalismes pour calculer R_a ne permettra pas de surmonter cette difficulté compte tenu de la mauvaise estimation de la température. Le forçage par les mesures a été donc envisagé. Cette procédure a été également appliquée par Naot et Mahrer (1989).

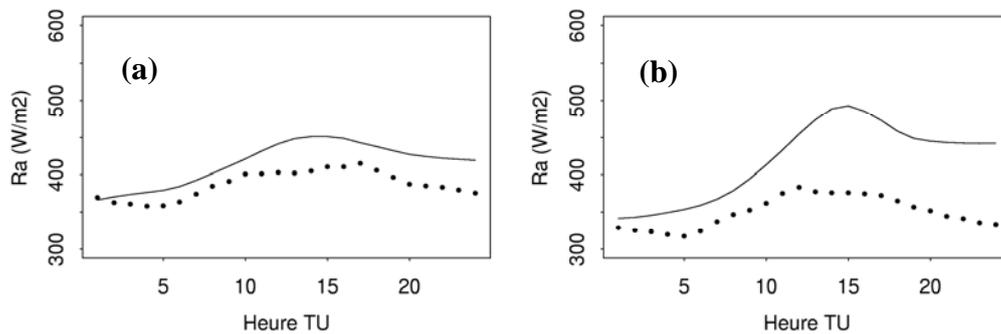


Figure 6. 3 : rayonnement atmosphérique observé (points) et simulé (ligne) : jour 214 [(a), $RMSE = 32 \text{ W.m}^{-2}$] et jour 235 [(b), $RMSE = 78 \text{ W.m}^{-2}$] après initialisation de la température de l'air par les mesures de radiosondage.

II.2.3. Forçage par les valeurs mesurées

En plus du forçage par les mesures de rayonnement global et de rayonnement diffus (pour pouvoir accéder au rayonnement direct), nous avons donc imposé le rayonnement atmosphérique en entrée du modèle. Le pas de temps du forçage est de 15 min . Les valeurs du forçage restent constantes entre deux instants de forçage consécutifs : aucune interpolation dans le temps n'est effectuée.

II.2.4. Les principaux résultats du forçage par R_a

Le forçage par R_a permet d'améliorer le rayonnement net pour le jour 214 en réduisant l'écart à midi de 75 W.m^{-2} . Globalement, dans la journée les valeurs simulées s'approchent des mesures [Figure 6. 4, (a)]. Cependant, pour les jours où le couvert est dense la qualité de l'estimation de R_n après le forçage s'est considérablement dégradée [Figure 6. 4, (b) et (c)] du fait de l'utilisation des valeurs observées de R_a qui sont inférieures à celles simulées par le modèle (Figure 6. 3). Les écarts sont importants à midi : plus de 150 W.m^{-2} pour le jour 223 et de 200 W.m^{-2} pour le jour 235 [Figure 6. 4, (b) et (c)]. De nuit, les écarts persistent et sont forts notamment pour le cas du jour 235 (200 W.m^{-2}). Le jour 238, non inclus dans la Figure 6. 4, donne des résultats similaires à ceux du jour 235.

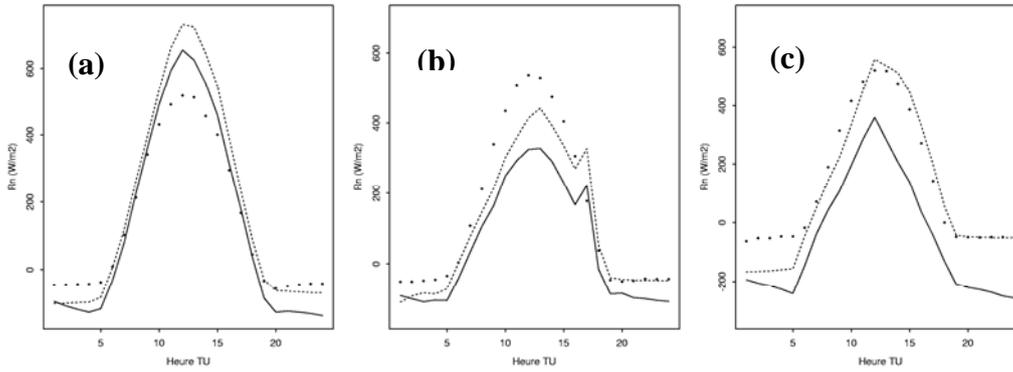


Figure 6. 4 : rayonnement net avant (ligne interrompue) et après (ligne continue) forçage par le rayonnement atmosphérique : jour 214 (a), jour 223 (b) et jour 235 (c). Les points correspondent aux mesures.

II.3. Conclusion

Bien que nous ayons utilisé le rayonnement global, le rayonnement diffus et le rayonnement atmosphérique mesurés en forçage, les estimations finales du Rn ne sont pas bonnes. Les forts écarts observés soulignent l'incohérence du module de transfert radiatif. Pour mieux maîtriser ce module, nous proposons de vérifier la manière dont le rayonnement est transmis dans le couvert. Cette étape passera par la vérification des coefficients de transmission correspondant au transfert des courtes et des grandes longueurs d'onde dans le couvert.

III. Analyse de la transmission du rayonnement dans le couvert

Cette analyse concernera la transmission du rayonnement solaire direct [$\sigma_{c\lambda,dir}^{\downarrow}(x, y, z_{ci})$], du rayonnement de grandes longueurs d'onde montant [$\sigma_{g\lambda}^{\uparrow}(0, z_{ci})$] et descendant [$\sigma_{g\lambda}^{\downarrow}(z_p, z_{ci})$]; la transmission du rayonnement diffus [$\sigma_{c\lambda,dif}^{\downarrow}(z_p, z_{ci})$] sera exclue de cette analyse pour la simple raison qu'elle est égale à « 1 » (rayonnement diffus non atténué) quelle que soit la couche où elle est calculée. Quelques adaptations préliminaires du code ont été nécessaires en mettant en sortie ces variables.

III.1. Transmission du rayonnement solaire direct (courtes longueurs d'onde)

III.1.1. Méthodologie

Dans un premier temps, nous avons inspecté le module permettant de calculer le coefficient $\sigma_{c\lambda,dir}^{\downarrow}(x, y, z_{ci})$. Nous nous sommes rendu compte qu'il est calculé au sommet de la maille alors qu'elle devrait être estimée en son centre, même endroit où la température de la feuille est calculée. Ensuite, cette correction étant prise en compte, nous avons procédé à la vérification de cette procédure en la comparant à la loi de Beer-Lambert appliquée au rayonnement direct. Cette loi s'exprime comme suit :

$$\sigma_{c\lambda,dir}^{\downarrow}(z_p, z_{ci}) = \exp\left[-\frac{K}{\cos(\theta_s)} \cdot LAI_{cum}(z_p, z_{ci})\right] \quad (6.1)$$

sachant que :

$$LAI_{cum}(z_p, z_{ci}) = \sum_{j=1}^n LAD_{cj} \Delta z_{cj} \quad (6.2)$$

Dans ces formules, $LAI_{cum}(z_p, z_{ci})$ correspond au LAI cumulé du sommet de la végétation (z_p) jusqu'au centre de la couche i (z_{ci}). LAD_c est la densité foliaire de la couche traversée par le rayonnement et Δz_c ¹ son épaisseur. n est le nombre de couches traversées par le rayonnement compté à partir du sommet du modèle. Comparée à l'équation 2.25 (Cf. Chapitre 2, II.2.3) utilisée dans ENVI-met, cette loi (équation 6.1) nécessite la connaissance du LAI classique (équation 6.2, Figure 6.5) et s'affranchit par conséquent du calcul du LAI « oblique » nécessitant la détermination du trajet du rayonnement dans chaque maille. Il faut préciser que le choix d'une telle procédure pour ENVI-met se justifie par le fait que le rayonnement direct, dans son trajet, peut rencontrer différentes hétérogénéités dont la prise en compte doit passer par la vérification du contenu de chaque maille (végétation, immeuble, etc.) et le calcul du trajet du rayonnement. Sur un cas homogène (végétation avec une densité horizontale et verticale homogène) cette procédure doit normalement donner des résultats identiques à l'équation 6.1 tant dans les différents étages du couvert qu'à la surface du sol.

Le soleil

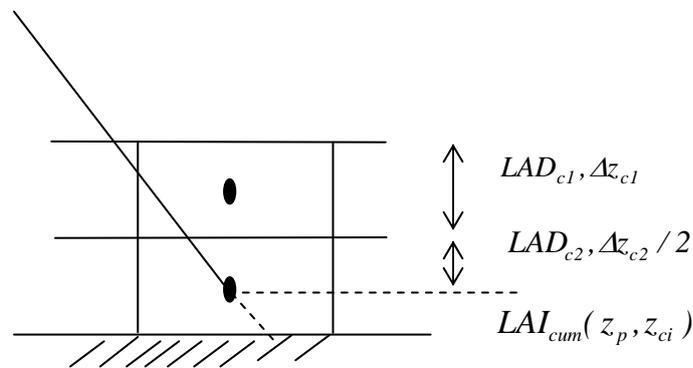


Figure 6.5 : schéma de la transmission du rayonnement direct dans le couvert selon la loi de Beer-Lambert.

III.1.2. Résultats

Le Tableau 6.1 montre une comparaison des valeurs du coefficient de transmission issues de la procédure utilisée dans ENVI-met et celles de Beer-Lambert pour les jours 223 et 238. Cette confrontation concerne tant la végétation que la surface du sol. Pour la végétation, nous considérons une numérotation des couches croissante à partir de la surface. Nous rappelons

¹ Bien entendu, seulement la moitié de l'épaisseur de la maille en question sera considérée pour le calcul de la transmission (i.e : calcul au centre de la maille).

que les valeurs figurant dans le Tableau 6. 1 représentent la part d'énergie directe interceptée. Il ressort clairement que les deux procédures donnent les mêmes valeurs dans le cas du jour 223 alors qu'elles se comportent différemment dans le cas du jour 238. Nous pouvons proposer une explication pour ces écarts. Au fait, la procédure d'ENVImet effectue une incrémentation sur la distance verticale en utilisant une discrétisation égale à 10 cm. Les résultats sont corrects pour le jour 223 puisque ce jour correspond à 2 couches de végétation de 20 cm chacune (2 incréments selon la verticale). Dans le cas du jour 238, le modèle commet systématiquement une erreur puisque le nombre d'incrémentations ne correspond pas à la vraie hauteur entre le point où on calcule le coefficient de transmission et le sommet du couvert : on simule 3 couches de 21 cm chacune.

Choisie arbitrairement, cette discrétisation peut convenir dans le cas où la taille de la maille verticale est relativement importante (supérieur à 1 m), notamment en milieu urbain. En revanche, en milieu agricole on est souvent confronté à des couverts assez bas simulés en petites mailles (par exemple, le jour 214 est simulé en 2 couches de végétation dont chacune fait 0,14 cm). Une telle discrétisation induit donc des erreurs. Pour tous les jours analysés, le choix d'une discrétisation de 1 cm a été largement suffisant pour affiner le calcul de la procédure d'ENVImet et aboutir à des valeurs identiques (voire différentes à moins de 1% près) à celles données par la loi de Beer-Lambert pour tous les jours analysés.

Tableau 6. 1 : comparaison du coefficient de transmission du rayonnement direct calculé selon la procédure d'ENVImet et celle de Beer-Lambert

<i>Jour de comparaison</i>	<i>Emplacement du calcul du coefficient de transmission</i>	<i>Procédure d'ENVImet (LAI directionnel)</i>	<i>Procédure de Beer-Lambert (LAI vertical)</i>
223 (LAI = 2,61 m ⁻² .m ⁻² , HH = 40 cm)	Etage 2	0,69	0,69
	Etage 1	0,33	0,33
	Surface du sol	0,22	0,22
238 (LAI = 3,73 m ⁻² .m ⁻² , HH = 63 cm)	Etage 3	0,70	0,68
	Etage 2	0,24	0,32
	Etage 1	0,11	0,15
	Surface du sol	0,08	0,10

III.2. Transmission du rayonnement ascendant et descendant (grandes longueurs d'onde)

La vérification du calcul des coefficients de transmission $\sigma_{g\lambda}^{\uparrow}(0, z_{ci})$ et $\sigma_{g\lambda}^{\downarrow}(z_p, z_{ci})$ (Cf. Chapitre 2, équations 2.28 et 2.29, respectivement) a été beaucoup plus simple. Il s'avère que ces coefficients sont calculés au sommet de la maille. Nous avons donc modifié le code de façon à ce que leur calcul soit au centre de la maille, même démarche que pour le coefficient

$\sigma_{c\lambda,dir}^{\downarrow}(x, y, z_{ci})$. Pour donner un ordre de grandeur de ces corrections, nous considérerons deux situations différentes : un couvert peu dense (jour 214, $LAI = 1 \text{ m}^2 / \text{m}^2$) et un autre assez dense (jour 235, $LAI = 3,68 \text{ m}^2 / \text{m}^2$). Pour l'exemple de la couche supérieure de végétation, le déplacement du calcul de la transmission du sommet au centre de la maille permet une correction du coefficient de transmission de 13% (respectivement, 28%) pour le cas du jour 214 (respectivement, jour 235).

Nous avons également corrigé le calcul du coefficient de transmission du rayonnement descendant à la surface du sol $\sigma_{g\lambda}^{\downarrow}(z_p, 0)$ (Cf. Chapitre 2, [équation 2.28](#)) qui était effectué au centre de la première maille au-dessus de la surface pour qu'il soit déterminé plutôt au niveau de la surface ($z = 0$). Pour le cas du jour 235 on corrige de 5% tandis que pour le jour 214 on corrige de 7%. Certes, l'effet de cette dernière correction est faible, mais elle peut avoir un poids important quand la taille de la maille verticale est importante (par exemple en cas de traitement de la végétation en une seule couche). Dans ce cas, la distance entre le centre de la première maille au-dessus de la surface et la surface du sol est plus élevée et par conséquent l'erreur sur le coefficient d'atténuation devient forte.

III.3. Résultats : impact sur le rayonnement net

Réexaminons maintenant les estimations du rayonnement net après avoir apporté ces corrections aux coefficients de transmission. Sur la Figure 6. 6, nous avons repris les 3 jours déjà présentés en visualisant les mesures ainsi que les courbes du Rn avant et après ces corrections. Nous observons globalement une augmentation du Rn qui se traduit par une amélioration significative pour le jour 223 et le jour 235 tant de jour que de nuit. Pour le jour 223, cette amélioration s'avère beaucoup plus importante le jour que la nuit avec une augmentation de plus de 150 W.m^{-2} à midi. Quant au jour 235, cette amélioration dépasse 100 W.m^{-2} la nuit et 60 W.m^{-2} à midi. Toutefois, le jour 214 donne des résultats incohérents du fait que son Rn est très élevé et approche 800 W.m^{-2} à midi. Ces résultats peuvent être liés au rayonnement solaire absorbé par le couvert. Sur la Figure 6. 7 nous avons reporté les évolutions de ce rayonnement que nous avons calculées en faisant la somme des bilans instantanés des couches de végétation et de la surface du sol. Il apparaît clairement que le bilan solaire du jour 214 est largement surestimé : à midi, il dépasse 900 W.m^{-2} bien que le rayonnement global incident soit de 815 W.m^{-2} à la même heure. L'albédo donne une courbe inhabituelle (Figure 6. 8). Ces incohérences peuvent s'expliquer par l'hypothèse selon laquelle le rayonnement diffus n'est pas atténué : on utilise la même quantité de rayonnement diffus dans le bilan de chaque couche de végétation et celui de la surface du sol. Cette hypothèse semble, pour le cas du jour 214, avoir un poids important compte tenu de la forte fraction diffuse ($e_d = 0,27$ à midi). Pour les jours 223 et 235, cette explication n'est pas valable puisque les bilans solaires sont sous-estimés au alentour de midi : on devrait s'attendre à une surestimation. Nous pouvons attribuer ces résultats à la simplicité du transfert radiatif du modèle : (1) les bilans sont calculés au centre de la couche en utilisant les

propriétés optiques de la feuille au lieu de procéder à un calcul à l'échelle de la couche en prenant en compte ses interactions avec le rayonnement (Verhoef, 1984 ; Tuzet et al., 1993). (2) La non prise en compte d'une fonction de distribution angulaire fine pour le soja (on considère simplement un unique paramètre K_f pour décrire l'inclinaison des feuilles) affecte la représentation des interactions entre le rayonnement direct et la distribution des feuilles. Ce dernier point explique les résultats de l'albédo journalier du jour 223 et 235 (Figure 6. 8). Les valeurs négatives en fin de journée peuvent être dues à la non atténuation du rayonnement diffus.

Pour clore ce paragraphe, nous pouvons retenir la mauvaise qualité prédictive du R_n et de l'albédo du couvert. Les incohérences associées à ces résultats soulignent le dysfonctionnement de la partie radiative du modèle et nous incitent par conséquent à proposer une méthodologie d'analyse fine des bilans des courtes et des grandes longueurs d'onde du modèle. Comme annoncé précédemment, nous allons comparer à deux modèles réalistes : SAIL (Verhoef, 1984) et LAP (Prévoit, 1985).

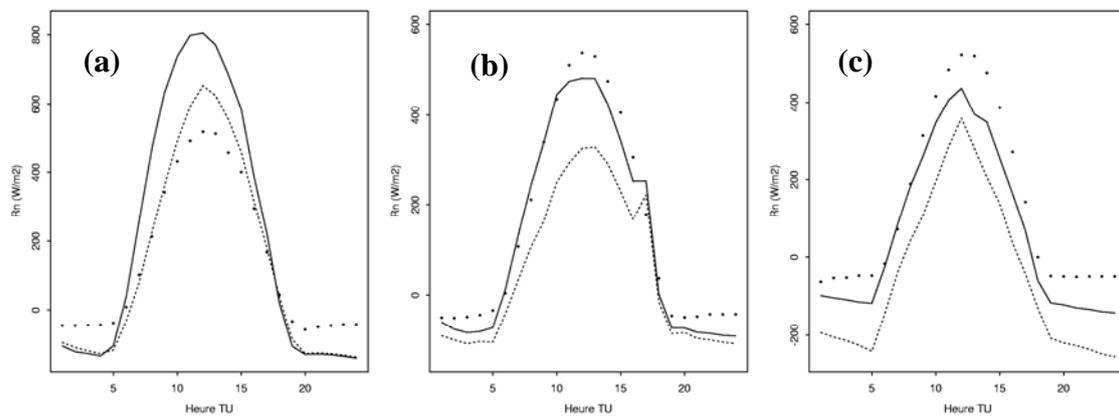


Figure 6. 6 : rayonnement net avant (ligne interrompue) et après (ligne continue) vérification des coefficients de transmission et inspection du module radiatif. Jour 214 (a), jour 223 (b) et jour 235 (c). Les points correspondent aux mesures.

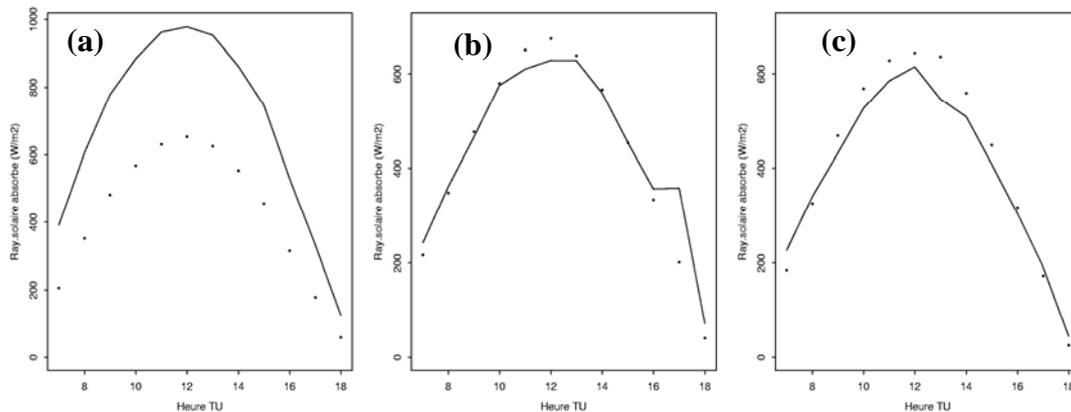


Figure 6. 7 : rayonnement solaire total absorbé par le couvert : simulé (ligne continue) et mesuré (points). Jour 214 (a), jour 223 (b) et jour 235 (c).

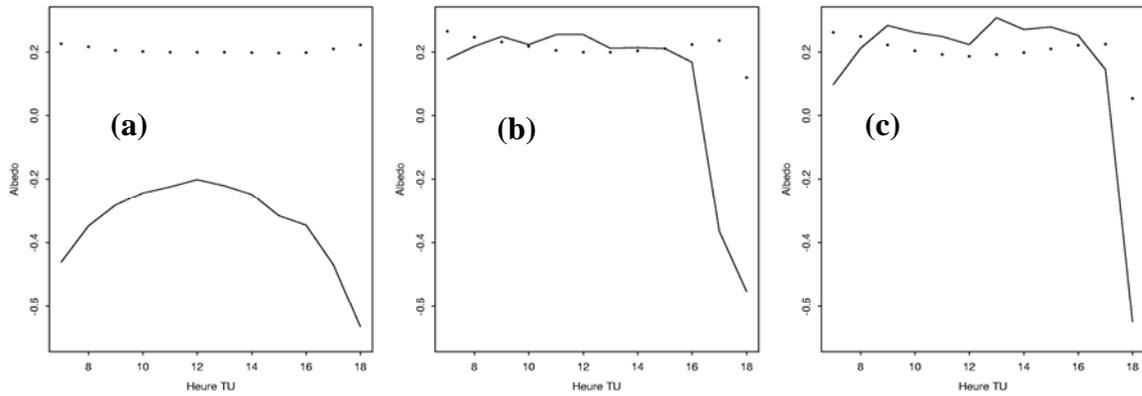


Figure 6. 8 : albédo simulé (ligne continue) et mesuré (points). Jour 214 (a), jour 223 (b) et jour 235 (c).

IV. Comparaison avec des modèles de transfert radiatif

Nous avons décidé de mener cette comparaison en deux étapes.

- Dans un premier, sans prendre en compte l'émission du couvert (toutes températures dans le couvert étant égales à « zéro ») et analyser seulement les interactions des rayonnements incidents (solaire et atmosphérique) avec le couvert. Il s'agira de comparer l'absorption et la transmission de ces deux sources de rayonnement à celles simulées par SAIL à midi. Ces deux grandeurs seront normalisées par le rayonnement incident : elles varient donc dans l'intervalle $[0 ; 1]$. À noter que la comparaison sera effectuée en mono-spectral : on considèrera des données d'entrée correspondant à des gammes de longueurs d'onde précises [deux bandes (VIS et PIR) pour le rayonnement solaire et une unique bande pour le rayonnement atmosphérique].
- Dans un second temps, en prenant en compte l'émission du couvert et en comparant le rayonnement des grandes longueurs d'onde transmis à la surface du sol, ainsi que les bilans de la surface du sol et de la végétation à ceux simulés par le modèle LAP. Ces grandeurs équivalentes à des flux radiatifs seront exprimées en $W.m^{-2}$.

IV.1. Comparaison avec SAIL et LAP : analyse des interactions des rayonnements solaire et atmosphérique avec le couvert

IV.1.1. Plan d'expérience et tests

Le choix du plan d'expérience et des tests est une étape déterminante dans cette comparaison puisqu'il doit permettre de faire ressortir de façon rapide et pertinente les différences de comportement (transmission et absorption) entre ENVI met et SAIL pour le rayonnement solaire et ENVI met, SAIL et LAP pour le rayonnement atmosphérique.

Le plan d'expérience a été ciblé sur quelques paramètres déterminants dans le calcul de la transmission et de l'absorption à rappeler : le LAI, les propriétés optiques des feuilles (ρ_f et τ_f) et de la surface du sol (ρ_s). La structure du couvert a été conservée (couvert sphérique) et

l'aspect multicouches des trois modèles a été mis à profit. Afin d'alléger cette comparaison, un nombre restreint de tests a été retenu. Ainsi, nous avons considéré deux tests correspondant aux domaines VIS et PIR. Le premier (test 1) correspondant au domaine du VIS caractérise une situation avec un sol sec et des feuilles très absorbantes. Le second (test 2) plus représentatif du domaine PIR, correspond à un sol humide et des feuilles à fortes valeurs de transmittance et de réflectance. La valeur de la fraction diffuse (e_d) choisie est caractéristique d'une journée sans nuages. Quant à l'analyse de la transmission et de l'absorption du rayonnement atmosphérique, un seul test a été envisagé (test 3) compte tenu de la faible variabilité de la réflectance de la feuille (transmittance égale à zéro) et de la surface du sol vis-à-vis de cette composante radiative. Le rayonnement atmosphérique correspond à du rayonnement exclusivement diffus (Tableau 6. 2).

Tableau 6. 2 : caractéristiques des tests de comparaison des trois modèles ENVImet, SAIL et LAP

	<i>Rayonnement solaire</i>		<i>Rayonnement atmosphérique</i>
	<i>Test 1</i>	<i>Test 2</i>	<i>Test 3</i>
ρ_s	0,50	0,10	0,03
ρ_f	0,10	0,50	0,04
τ_f	0,05	0,40	0,00
<i>LAI</i>	0,5 ; 1 ; 2 ; 3 ; 5 et 8		
e_d	0,15		1,00

IV.1.2. Résultats et discussion

IV.1.2.1. Comparaison avec SAIL : rayonnement solaire (tests 1 et 2)

IV.1.2.1.1. Test 1

La transmission à la surface du sol

Sur la Figure 6. 9 sont reportées les courbes des transmissions des rayonnements direct et diffus à la surface du sol. La Figure 6. 9 (a) montre clairement l'accord des deux modèles ($RMSE = 0,007$) en terme de calcul de l'atténuation du rayonnement direct en fonction du LAI. Cela est dû au fait que les deux modèles utilisent le même formalisme avec le même paramètre : une loi exponentielle avec un coefficient d'extinction $K = 0,5$. En revanche, pour la composante diffuse les deux modèles donnent des tendances différentes tant en terme qualitatif qu'en terme quantitatif [Figure 6. 9 (b), $RMSE = 0,11$]. ENVImet montre une courbe

constante du fait de la non atténuation du rayonnement diffus : quelle que soit la quantité de feuilles, le rayonnement diffus arrivant à un étage donné de la végétation ou à la surface du sol est le même que celui imposé au sommet du couvert. Cette hypothèse qui a déjà été présentée dans le chapitre 2 (Cf. II.2.1) semble donc affecter de manière significative la transmission à la surface du sol. Par ailleurs, SAIL donne une courbe située en dessous de celle d'ENVImet. Ceci est lié à la forte absorption par la végétation.

L'absorption du sol et de la végétation

En ce qui concerne l'absorption par la surface du sol, l'écart entre ENVImet et SAIL augmente à mesure que le LAI devient fort [Figure 6. 10 (a), $RMSE = 0,05$]. Cette tendance est bien corrélée à la courbe de transmission du rayonnement diffus. L'absorption de la végétation, quant à elle, est beaucoup plus problématique que celle de la surface du sol dans la mesure où les écarts sont plus importants [Figure 6. 10 (b), $RMSE = 0,12$]. De plus, elle montre une décroissance inhabituelle pour un $LAI = 1 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$ et une surestimation pour les forts LAI montrant des valeurs dépassant « 1 ». Il ne s'agit pas ici d'un problème de convergence puisque la résolution des équations du transfert radiatif se fait de manière analytique, mais plutôt d'un dysfonctionnement lié à la conception du modèle lui-même. Celui-ci ne permet pas une conservation du bilan d'énergie : deux principales hypothèses sont concernées (Cf. Chapitre 2, II.2.1) : hypothèses H_4 (le rayonnement diffus n'est pas atténué dans la végétation) et H_6 (le bilan d'une couche donnée est calculé en son centre en considérant les propriétés optiques de la feuille et non pas celles de la couche). L'une des conséquences de ces deux hypothèses est que le rayonnement transmis aux couches sous-jacentes est calculé sans prendre en compte l'absorption des couches supérieures. Cette modélisation des flux radiatifs entre les couches n'assure pas forcément le bouclage du bilan global du couvert qui, en aucun cas, ne devrait dépasser « 1 ».

SAIL est en accord avec la réalité : l'absorption augmente de façon exponentielle en réponse à l'augmentation de la quantité de feuilles jusqu'à une saturation au alentours d'un $LAI = 5 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$. Ce comportement correspond bien aux observations des interactions du couvert avec le rayonnement dans le domaine du VIS (Goel, 1987 ; Guyot, 1989).

La réflectance hémisphérique

Nous pouvons compléter cette analyse par la comparaison des évolutions journalières de la réflectance hémisphérique du couvert. Pour donner un exemple, nous avons retenu trois valeurs de LAI (0,5 ; 2 et 5 $\text{m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$) pour lesquels nous avons comparé les réflectances hémisphériques journalières (7h jusqu'à 18h) issues d'ENVImet et de SAIL (Figure 6. 11). À midi, quand la végétation est très peu couvrante ($LAI = 0,5 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$), la réflectance hémisphérique dépend majoritairement des propriétés de la surface du sol (ρ_s) et de l'angle d'incidence du rayonnement (θ_s). Le rayonnement incident (direct) étant perpendiculaire à la surface qui est assez réfléchissante, la réflectance hémisphérique est forte. En revanche, au lever et au coucher du soleil, la végétation, bien qu'elle soit disponible en faible quantité engendre une diminution significative de réflectance hémisphérique en début et en fin de

journée. Cette diminution est due d'une part, à la structure de la végétation où la plupart des feuilles (couvert sphérique) deviennent normales au rayonnement, et d'autre part à leur forte absorption (ρ_f et τ_f faibles). ENVImet restitue globalement ces tendances à l'exception des valeurs de réflectance hémisphérique négatives [Figure 6. 11, (a)] impliquant un rayonnement absorbé supérieur au rayonnement incident, ce qui remet en cause les équations et les hypothèses admises.

Cependant, quand la végétation est dense ($LAI = 2 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$ et $5 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$), du fait de la forte absorption des feuilles les estimations de la réflectance hémisphérique sont faibles pour SAIL [Figure 6. 11, (b)]. Nous constatons une saturation de l'absorption qui correspond à un faible écart (inférieur à 0,05) entre les deux courbes. Toutefois, en dehors des écarts très forts comparativement à SAIL (plus de 0,1 à midi), les résultats d'ENVImet pour un $LAI = 5 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$ sont encore incohérents : la réflectance hémisphérique est négative quasiment sur toute la journée.

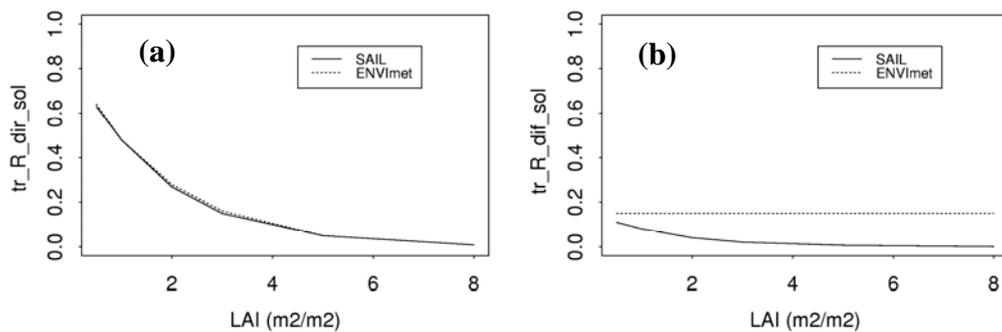


Figure 6. 9 : transmission du rayonnement direct (a) et diffus (b) à la surface du sol à midi, test 1 ($\rho_f = 0,1$; $\tau_f = 0,05$; $\rho_s = 0,5$)

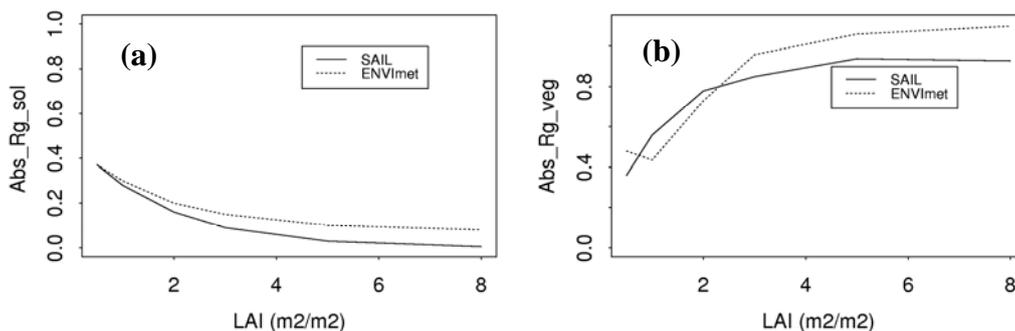


Figure 6. 10 : absorption de la surface du sol (a) et de la végétation (b) à midi, test 1 ($\rho_f = 0,1$; $\tau_f = 0,05$; $\rho_s = 0,5$)

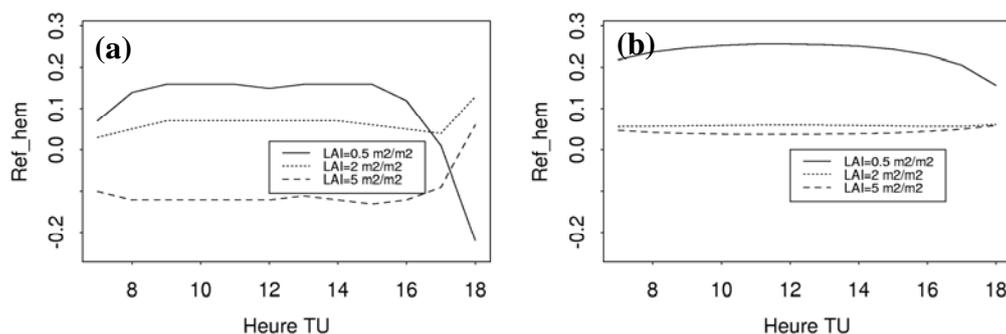


Figure 6. 11 : réflectance hémisphérique journalière calculée à partir d'ENVI-met (a) et de SAIL (b), test 1 ($\rho_f = 0,1$; $\tau_f = 0,05$; $\rho_s = 0,5$)

IV.1.2.1.2. Test 2

La transmission à la surface du sol

Comme pour le test 1, la transmission du rayonnement direct est identique pour les deux modèles [Figure 6. 12 (a), $RMSE = 0,005$]. La transmission du rayonnement diffus simulée par ENVI-met est constante pour les mêmes raisons évoquées ci-dessus. Cependant, la transmission du rayonnement diffus du modèle SAIL montre deux tendances : une croissance et une décroissance séparées par un maximum situé à un $LAI = 2 \text{ m}^2 / \text{m}^2$ [(b), $RMSE = 0,09$]. En deçà de cette valeur, ρ_f et τ_f étant élevées, la diffusion multiple dans le couvert se trouve favorisée et par conséquent le rayonnement diffus augmente. Au-delà de cette valeur, l'augmentation de la quantité de feuilles engendre une augmentation de la réflectance hémisphérique du couvert et donc une diminution de la diffusion vers le bas malgré que les feuilles aient une absorption faible.

L'absorption du sol et de la végétation

Pour l'absorption de la surface du sol, les deux modèles montrent des écarts qui, à l'inverse du test 1, sont forts pour les faibles LAI et faibles pour les LAI élevés [Figure 6. 12 (a), $RMSE = 0,10$]. Pour un $LAI = 2 \text{ m}^2 / \text{m}^2$, cet écart est de $0,13$ tandis que pour un $LAI = 6 \text{ m}^2 / \text{m}^2$, il est quasiment nul. Pour la végétation, ENVI-met sous-estime l'absorption avec un écart qui augmente significativement en fonction du LAI [Figure 6. 12 (b), $RMSE = 0,16$]. Cet écart s'explique par la mauvaise prise en compte des parts contributives résultantes de la diffusion multiple dans les feuilles. Dans ENVI-met, la prise en compte de cette diffusion est modélisée grossièrement en adoptant l'hypothèse selon laquelle le rayonnement diffus n'est pas atténué ; cette hypothèse ne semble donc pas représenter correctement la réalité.

La réflectance hémisphérique

La Figure 6. 14 (a) montre que, contrairement au test 1, ENVI-met surestime la réflectance hémisphérique. Les allures sont globalement reproduites bien qu'elles ne soient pas assez proches de celles simulées par SAIL. Les explications données dans l'analyse du test 1

concernant la contribution du sol et de la végétation dans l'allure journalière de la réflectance hémisphérique restent également valables pour ce cas de figure : quand la végétation est n'est pas dense, le rôle du sol est prépondérant si le soleil est vertical. La végétation l'emporte quand le soleil est rasant. Cependant, quand le sol est bien couvert, la réflectance hémisphérique dépend de la végétation.

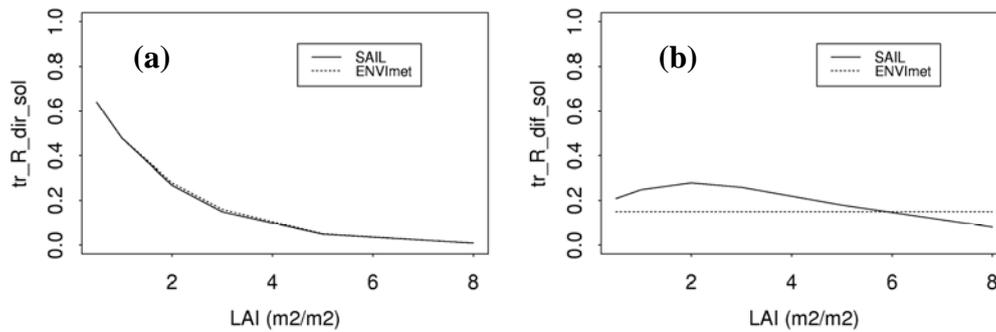


Figure 6. 12 : transmission des rayonnements direct (a) et diffus (b) à la surface du sol à midi, test 2 ($\rho_f = 0,5$; $\tau_f = 0,4$; $\rho_s = 0,1$)

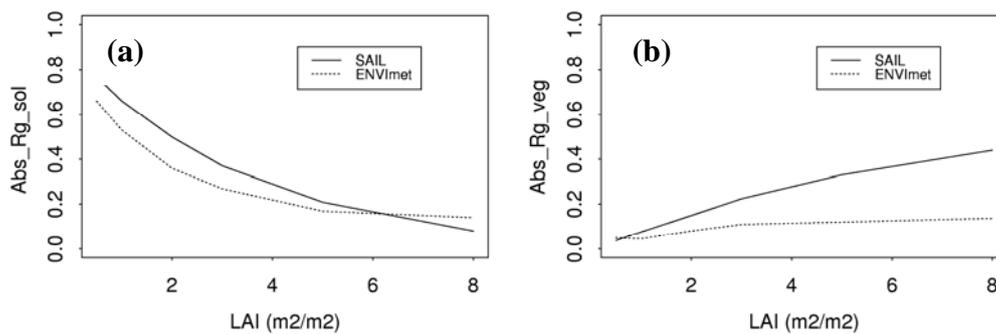


Figure 6. 13 : absorption de la surface du sol (a) et de la végétation (b) à midi, test 2 ($\rho_f = 0,5$; $\tau_f = 0,4$; $\rho_s = 0,1$)

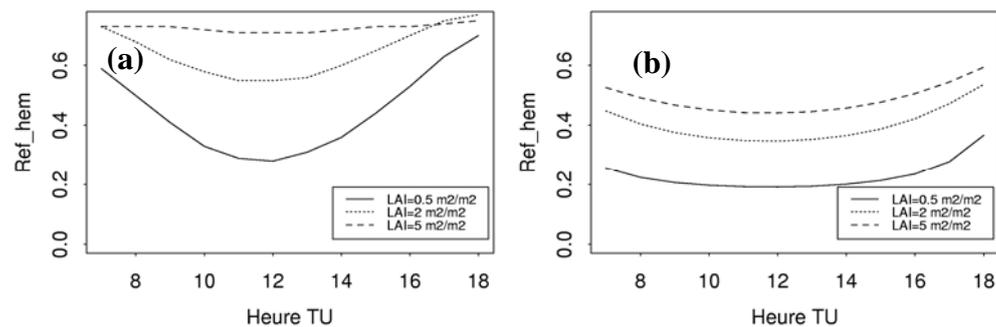


Figure 6. 14 : réflectance hémisphérique journalière calculée à partir d'ENVImet (a) et de SAIL (b), test 2 ($\rho_f = 0,5$; $\tau_f = 0,4$; $\rho_s = 0,1$)

IV.1.2.2. Comparaison avec SAIL et LAP : rayonnement atmosphérique (test 3)

Ce paragraphe présentera et discutera la comparaison de la transmission et de l'absorption du rayonnement atmosphérique dans le couvert calculées par les trois modèles (ENVImet, LAP

et SAIL). Pour LAP, cette comparaison a nécessité d'imposer des profils de températures dans le couvert nuls.

IV.1.2.2.1. Modélisation et spécificités au sein d'ENVI met

Dans ENVI met, la modélisation des interactions (transmission et absorption) du rayonnement atmosphérique avec le couvert revient à utiliser les équations du transfert radiatif des grandes longueurs d'onde (Cf. Chapitre 2, équations 2.19, 2.23 et 2.49) sans prendre en compte l'émission (toutes les températures sont nulles). Selon cette considération, ces équations se réduisent aux expressions suivantes pour la transmission et l'absorption du rayonnement atmosphérique :

$$\sigma_{g\lambda}^{\downarrow}(z_p, z_{ci}) = \exp[-K \cdot LAI_{cum}(z_p, z_{ci})] \quad (6.3)$$

$$\alpha_{Ra,v}(z_{ci}) = \varepsilon_f \cdot \sigma_{g\lambda}^{\downarrow}(z_p, z_{ci}) \quad (6.4)$$

$$\alpha_{Ra,s}(0) = \varepsilon_s \cdot \sigma_{g\lambda}^{\downarrow}(z_p, 0) \quad (6.5)$$

z_p est la cote du sommet de la végétation et z_{ci} la cote du sommet d'une couche donnée i . $\sigma_{g\lambda}^{\downarrow}(z_p, z_{ci})$ désigne le coefficient de transmission du rayonnement atmosphérique à un niveau donné dans le couvert (centre de la maille ou la surface du sol). $\alpha_{Ra,v}(z_{ci})$ et $\alpha_{Ra,s}(0)$ représentent l'absorption par la végétation calculée au centre de la maille et l'absorption par le sol, respectivement. Le coefficient d'extinction K vaut 0,5.

IV.1.2.2.2. Résultats-discussion

La transmission

Sur la Figure 6. 15 (a) sont reportées les courbes de transmission à la surface du sol simulées par ENVI met, SAIL et LAP. Au premier regard, il ressort que SAIL et LAP donnent des estimations assez proches alors que ENVI met surestime nettement cette variable bien que la tendance générale soit raisonnablement restituée. Une explication peut être proposée : le coefficient d'extinction utilisée pour calculer l'atténuation ne serait pas adapté. Pour justifier cette explication, nous avons comparé les coefficients d'extinction obtenus en inversant la loi de transmission dans chaque modèles (identique à l'équation 6.3) pour chaque valeur de LAI (Tableau 6. 3). De ces valeurs, nous pouvons constater que la sous-estimation de K dans ENVI met engendre une surestimation de la transmission. En prenant cette valeur pour K , la transmission dans la végétation est également surestimée. Pour illustration, nous avons tracé sur la Figure 6. 15 (b) la transmission en fonction de la profondeur dans la végétation pour un $LAI = 8 \text{ m}^2 / \text{m}^2$. Pour un LAI cumulé de $1 \text{ m}^2 / \text{m}^2$ (compté à partir du sommet de la végétation), plus de 70 % du rayonnement atmosphérique incident est transmis alors que seulement la moitié peut être transmise selon SAIL et LAP. Par ailleurs, à partir d'un LAI de

$5 \text{ m}^2 / \text{m}^2$, le rayonnement est complètement absorbé par la végétation selon SAIL et LAP alors que ENVI_{met} donne une valeur résiduelle de 10%.

Dans le même ordre d'idée, si l'on compare les coefficients d'extinction calculés à partir de LAP à ceux obtenus à partir de SAIL, leur variabilité suivant le LAI (Tableau 6. 3) permet d'expliquer les légères différences de transmission à la surface du sol pour les faibles LAI [Figure 6. 15 (a)]. Ces légères différences sont liées au fait que la diffusion vers le bas du rayonnement descendant due à l'inclinaison des feuilles est négligée (transmission vers le bas sous-estimée). Au final, nous pouvons retenir que, malgré cette simplification, le modèle LAP donne des estimations de transmission à la surface du sol assez satisfaisantes.

Tableau 6. 3 : valeurs du coefficient d'extinction du rayonnement atmosphérique K calculées à partir des coefficients de transmission à la surface du sol pour chaque LAI. Notons bien que les valeurs relatives à ENVI_{met} et à SAIL sont les mêmes quelque soit le LAI.

LAI	ENVI _{met}	SAIL	LAP
0,5	↑	↑	1,32
1	↑	↑	1,12
2	0,5	0,98	0,95
3	↓	↓	0,88
5	↓	↓	0,78
8	↓	↓	0,71

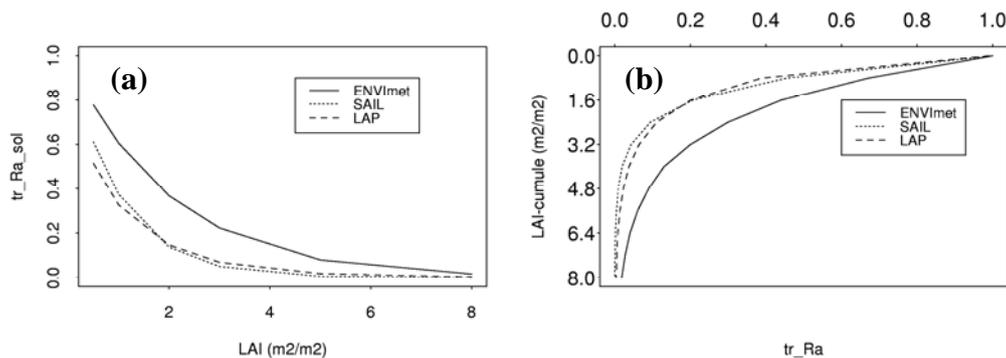


Figure 6. 15 : transmission du rayonnement atmosphérique à la surface du sol (a) et dans la végétation ($LAI = 8 \text{ m}^2 . \text{m}^{-2}$) (b)

L'absorption

L'absorption par la surface du sol est surestimée par ENVI_{met} compte tenu de la surestimation de la transmission [Figure 6. 16 (a)]. Il en est de même pour la végétation [Figure 6. 16 (b)] où nous pouvons constater des pics inhabituels comparativement à SAIL et LAP. De plus, l'absorption de la végétation dépasse largement « 1 ». Il s'agit donc d'un

problème de bouclage du bilan global du couvert. Ceci est dû principalement à deux hypothèses : (1) d'une part le rayonnement qui arrive à une couche donnée ne prend pas en compte l'absorption par les étages supérieurs (équation 6.3) et (2) d'autre part, l'émissivité de la feuille ε_f qui est utilisée en tant que coefficient d'absorption de la couche (équation 6.4), ce dernier, dans la réalité, prend en compte l'émissivité de la feuille, mais aussi la quantité de feuilles de la couche.

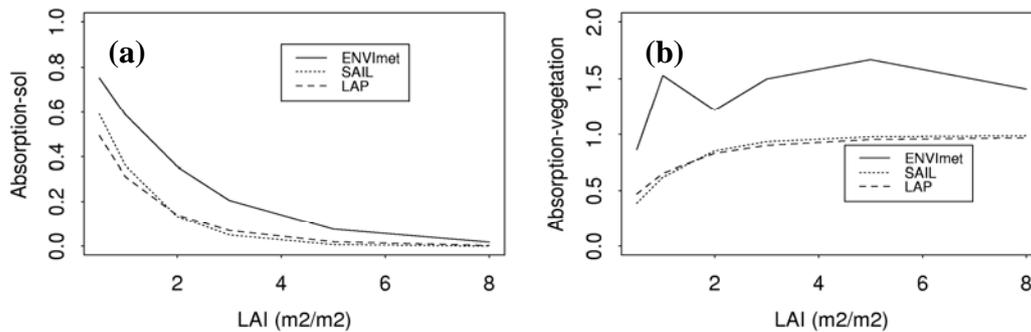


Figure 6. 16 : absorption du rayonnement atmosphérique par la surface du sol (a) et la végétation (b)

IV.1.3. Conclusion

Pour conclure sur les résultats de cette comparaison avec SAIL et LAP, nous pouvons retenir les constatations suivantes quant à la modélisation du transfert du rayonnement solaire et atmosphérique dans le modèle ENVImet :

- La modélisation du rayonnement diffus est déficiente et le fait de considérer qu'il n'est pas atténué dans le couvert ne permet pas de représenter correctement les parts contributives résultantes de la diffusion multiple dans le couvert. Les hypothèses H_3 , H_4 et H_5 ne sont pas réalistes (Cf. Chapitre 2, II.2.1).
- Le fait de calculer les bilans au centre de la maille et d'utiliser les propriétés optiques de la feuille pour représenter la couche n'assure pas la continuité des flux ce qui pourrait engendrer un bilan global non bouclé. Cela est bien vrai pour le rayonnement atmosphérique. Pour le rayonnement solaire, le non-bouclage du bilan est dû également au rayonnement diffus non atténué. L'hypothèse H_6 (Cf. Chapitre 2, II.2.1) constitue une simplification non pertinente.
- L'utilisation d'un coefficient d'extinction $K = 0,5$ (même valeur que celle utilisée dans le calcul de la transmission du rayonnement direct $\sigma_{c\lambda,dir}^\downarrow$) engendre une surestimation de la transmission et par la même occasion un mauvais calcul de l'absorption (surface du sol et végétation) du rayonnement atmosphérique. L'hypothèse H_7 (Cf. Chapitre 2, II.2.1) est non fondée.

IV.2. Modifications d'ENVImet : démarche et spécificités

IV.2.1. Interactions rayonnement solaire-couvert

IV.2.1.1. Modélisation de la transmission et de l'absorption

Les équations et les hypothèses du transfert radiatif solaire (direct et diffus) ayant présenté des limites en terme de calcul de la transmission et de l'absorption, nous sommes contraints de proposer une alternative. Nous avons pensé à implanter le modèle SAIL dans ENVImet. Cette solution à été écartée compte tenu des langages de programmation différents des deux modèles, mais aussi de la longueur et de la complexité des équations de SAIL.

Néanmoins, d'autres auteurs (Varlet-Grancher et al., 1989 ; Monteith, 1976) préconisent une modélisation beaucoup plus simple que SAIL dans laquelle on ne sépare pas les rayonnements direct et diffus. Au fait, il s'agit de considérer le rayonnement global comme variable radiative solaire avec laquelle le couvert va interagir. Sa transmission dans le couvert s'exprime alors par une loi exponentielle de coefficient d'extinction k_1 :

$$\tau_{c\lambda,vi}(z_{si}) = \exp[-k_1 \cdot LAI_{cum}(z_p, z_{si})] \quad (6.6)$$

Cette transmission va être calculée au sommet de la couche (z_{si}) et non pas en son centre (z_{ci}) puisque désormais elle sera considérée comme une entité définie par sa base, son sommet et son LAI_{ci} . La surface foliaire qui sera prise en compte correspondra au cumul des surfaces foliaires LAI_{cum} traversées par le rayonnement jusqu'à atteindre le sommet de la couche en question. Quant à l'absorption, des relations de type $[1 - \exp(-k \cdot LAI)]$ sont souvent utilisées pour la calculer. Ainsi, pour une couche donnée i , elle prend la forme suivante :

$$\alpha_{c\lambda,vi} = \tau_{c\lambda,vi}(z_{si}) \cdot [1 - \exp(-k_2 \cdot LAI_{ci})] \quad (6.7)$$

Dans cette expression, le terme $[1 - \exp(-k_2 \cdot LAI_{ci})]$ correspond au coefficient d'absorption de la couche et k_2 est un coefficient empirique. Ce dernier doit rendre compte des propriétés optiques, de la géométrie des feuilles mais aussi de l'angle d'incidence du rayonnement (θ_s) à un instant donné de la journée. Pour le sol, l'absorption peut s'écrire en fonction de la transmission à sa surface $\tau_{c\lambda,v0}(0)$ et son albédo a_s :

$$\alpha_{c\lambda,s} = \tau_{c\lambda,v0}(0) \cdot (1 - a_s) \quad (6.8)$$

Ces équations sont d'un intérêt évident compte tenu de leur simplicité, mais aussi de l'utilisation d'une seule variable de forçage extérieur R_g contrairement à la version initiale qui nécessite le rayonnement direct et diffus. Néanmoins, l'application de ces équations pour décrire ces interactions radiatives nécessite la connaissance des paramètres k_1 et k_2 . Ceux-ci sont souvent déterminés par ajustement basé sur des mesures ou des estimations des

composantes du bilan : rayonnement transmis au sol, rayonnement réfléchis par l'ensemble sol-végétation et rayonnement réfléchi par la surface du sol (Varlet-Grancher et al., 1989).

IV.2.1.2. Détermination des coefficients k_1 et k_2

Ne disposant de mesures de toutes les composantes du bilan solaire, nous avons opté pour l'utilisation de SAIL pour calculer les composantes suivantes : transmission à chaque niveau et absorption de chaque couche (surface du sol comprise). Rappelons qu'en toute rigueur, les paramètres k_1 et k_2 dépendent des propriétés optiques des feuilles, de leur inclinaison ainsi que de la géométrie du rayonnement (θ_s). Ils doivent donc montrer une variation au cours de la journée. Pour simplifier leur détermination, nous allons nous limiter en première approche à les calculer à une heure unique de la journée, à savoir midi. La robustesse de cette hypothèse sera analysée et discutée par la suite.

IV.2.1.2.1. Mise en œuvre

En se basant sur le modèle SAIL nous avons généré un jeu de données de référence correspondant à des valeurs de transmission et d'absorption par couche (végétation et surface du sol). Ces valeurs ont été calculées en prenant différentes conditions de LAI et des humidités de surface contrastées. Le choix de ces situations a été fait de façon à couvrir le mieux possible la gamme de variation de LAI et les conditions hydriques de surface de l'expérimentation soja 90 :

- Pour le LAI : 0,5 ; 1 ; 2 ; 3 et 4 $m^2.m^{-2}$
- Pour le sol : sec, intermédiaire et humide.

Sur la base de l'étude faite par Délègue (1994) dans laquelle on montre une comparaison d'albédo et d'absorption simulés en utilisant différentes versions spectrales de SAIL (monospectrale, bispectrale, trispectrale et multispectrale), nous avons décidé d'utiliser SAIL en version trispectrale (VIS, PIR et MIR) puisque celle-ci donne des résultats très proches des simulations multispectrales (simulations réalistes).

La réflectance du sol pour les cas sec et humide a été déduite des spectres mesurés et déjà utilisés par Olioso (1992). Pour le cas intermédiaire, nous avons considéré une courbe moyenne entre sec et humide. La réflectance de la feuille a été également renseignée à partir des spectres mesurés (Tableau 6. 4) en considérant une valeur moyenne par bande. Pour la fraction diffuse, nous avons pris une valeur globale (tout le spectre) de 0,20 sachant que dans chaque domaine spectral une valeur appropriée est calculée à partir de cette valeur globale en utilisant des formules adaptées. Compte tenu du nombre de bandes spectrales retenues dans SAIL et des conditions choisies, le nombre total de simulations est de 45 simulations.

Dans sa globalité la procédure d'ajustement a été effectuée en deux étapes. Dans un premier temps, nous avons ajusté la transmission en calculant le coefficient k_1 . Dans un second temps, ce coefficient étant pris en compte, nous avons ajusté l'absorption en déterminant k_2 .

Pour celle de la surface du sol, la procédure d'ajustement n'intervient que par le biais du coefficient k_1

Tableau 6. 4 : propriétés optiques des feuilles et du sol utilisées pour renseigner SAIL dans chaque bande spectrale

		Réflectance		Transmittance
Feuille	VIS	0,100		0,050
	PIR	0,500		0,450
	MIR	0,140		0,160
		Réflectance		
		Sec	Intermédiaire	Humide
Sol	VIS	0,175	0,125	0,07
	PIR	0,200	0,145	0,09
	MIR	0,240	0,160	0,08

IV.2.1.2.2. Résultats

Les résultats de l'ajustement de la transmission et de l'absorption de la végétation donnent les valeurs $k_1 = 0,417$ et $k_2 = 0,307$ (respectivement) avec des écarts-type de $2,1 \cdot 10^{-2}$ et $3,1 \cdot 10^{-2}$ (respectivement). Ces écarts-type faibles confirment la qualité de l'ajustement et appuient le choix de ces paramètres dans la suite de cette analyse. La comparaison avec les résultats bibliographiques reste, par ailleurs, difficile du fait de la non-existence, à notre connaissance, de travaux similaires appliqués au soja. Néanmoins, une fourchette de variation du coefficient k_1 correspondant à différentes cultures peut être citée : de 0,29 à 0,53 [Natarajan et Willey (1985), Squire et al. (1984), Hayachi (1972), Burstall et Harris (1983) Bernmer et al. (1967), etc. in Varlet-Grancher et al. (1989) ; Monteith (1976)]. Maintenant, nous allons examiner la robustesse de ce jeu de paramètres en le testant sur les jours sélectionnés de la base de données soja 90.

IV.2.1.3. Validation de l'albédo et du rayonnement absorbé par le couvert

Après avoir modifié les équations décrivant le transfert radiatif du rayonnement solaire dans le couvert et déterminé un jeu de paramètres (k_1 et k_2) permettant de calculer la transmission et l'absorption dans la végétation, nous proposons de revenir à l'analyse des estimations d'albédo et de rayonnement absorbé déjà montré pour les jours 214, 223 et 235. Sur les Figures 6. 17 et 6. 18 (respectivement) sont tracées les évolutions journalières de l'albédo et du rayonnement solaire absorbé (respectivement) par le couvert pour ces trois jours avant et après l'amélioration du calcul de la transmission et de l'absorption. Plusieurs constatations s'imposent.

- Les estimations d'albédo sont nettement meilleures et les incohérences (albédo négatif) posées par les équations initiales sont levées. Toutefois, il faut préciser qu'en effectuant un calage seulement à midi, nous ne pouvons pas obtenir la forme de la courbe de l'albédo mesuré. L'hypothèse de coefficients k_1 et k_2 constants tout le long de la journée affecte donc la forme de l'albédo et les écarts sont relativement importants en début et en fin de journée (plus de $0,1$, en fin de journée pour le jour 235).
- Les estimations du rayonnement absorbé par le couvert ont été également améliorées. La comparaison des RMSE avant et après cette modification en fait preuve (Figure 6. 18). Par ailleurs, contrairement à l'albédo, l'hypothèse en question ne semble pas avoir un effet sur le rayonnement absorbé par le couvert et les écarts obtenus en début et en fin de journée sont très faibles car le rayonnement incident (rayonnement global) est faible.

Les résultats du jour 211 (respectivement jour 238) sont similaires à ceux du jour 214 (respectivement jour 235) que ce soit pour l'albédo ou pour l'absorption ; Ils ne sont pas présentés ici.

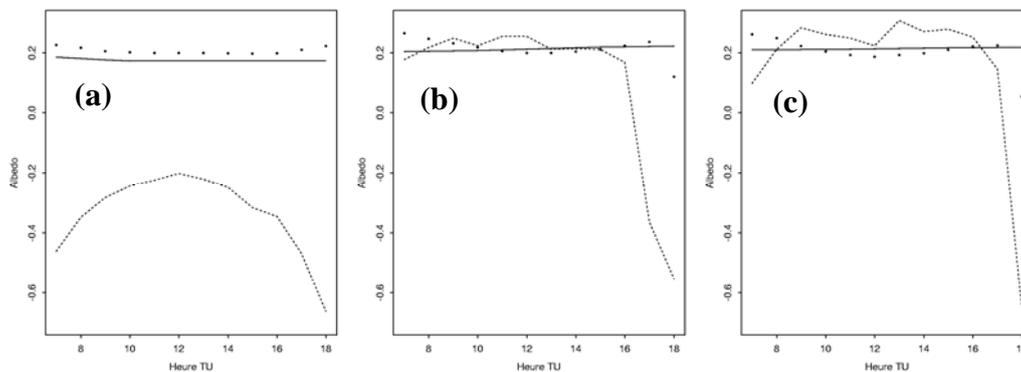


Figure 6. 17 : albédo simulé avant (ligne discontinue) et après (ligne continue) amélioration du transfert radiatif solaire. Jour 214 (a) [$RMSE_{av} = 0,55$, $RMSE_{ap} = 0,03$], jour 223 (b) [$RMSE_{av} = 0,26$, $RMSE_{ap} = 0,03$] et jour 235 (c) [$RMSE_{av} = 0,21$, $RMSE_{ap} = 0,05$]. Les points correspondent aux mesures.

Les indices « av » et « ap » correspondent aux RMSE avant et après (respectivement) cette modification.

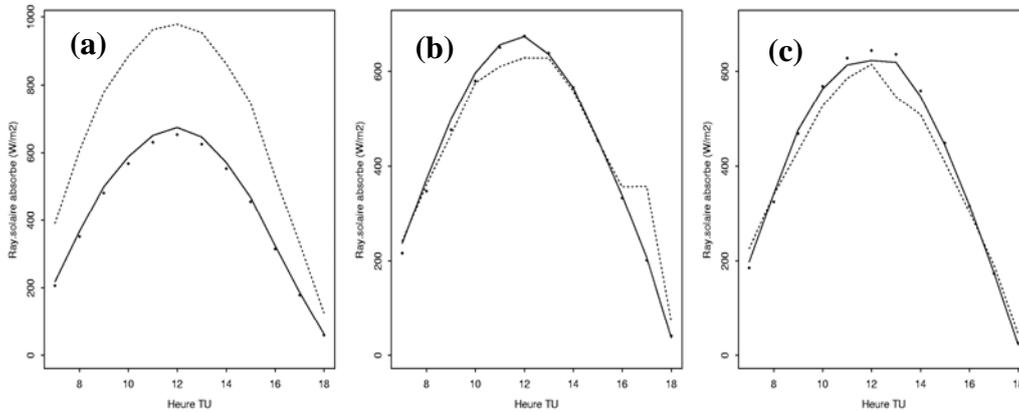


Figure 6. 18 : rayonnement solaire absorbé par le couvert : simulé avant (ligne discontinue) et après (ligne continue) amélioration du transfert radiatif solaire. Jour 214 (a) [$RMSE_{av} = 268 \text{ W.m}^{-2}$, $RMSE_{ap} = 15 \text{ W.m}^{-2}$], jour 223 (b) [$RMSE_{av} = 50 \text{ W.m}^{-2}$, $RMSE_{ap} = 12 \text{ W.m}^{-2}$] et jour 235 (c) [$RMSE_{av} = 41 \text{ W.m}^{-2}$, $RMSE_{ap} = 11 \text{ W.m}^{-2}$]. Les points correspondent aux mesures.

Les indices « av » et « ap » font référence aux RMSE avant et après (respectivement) cette modification.

IV.2.2. Interactions rayonnement atmosphérique-couvert

IV.2.2.1. Modélisation de la transmission et de l'absorption

La comparaison avec SAIL et LAP a permis d'identifier les limites du calcul de la transmission et de l'absorption du rayonnement atmosphérique dans ENVimet, nous proposons de les calculer en procédant de la même façon que pour le transfert radiatif solaire.

- La transmission sera ainsi calculée en utilisant une loi similaire à l'équation 6.6, mais faisant intervenir un paramètre k_3 .
- L'absorption d'une couche de végétation sera calculée par une loi identique à l'équation 6.7, mais utilisant un paramètre k_4 .
- L'absorption de la surface du sol sera exprimée en fonction de la quantité de rayonnement transmis et de son coefficient d'absorption qui n'est autre que l'émissivité ε_s .

Il faut signaler également que pour la végétation l'absorption et la transmission sont calculées à l'échelle de la globalité de la couche et non plus en son centre.

IV.2.2.2. Détermination des coefficients k_3 et k_4

Tout comme la partie solaire, en utilisant SAIL nous avons créé un jeu de données de référence correspondant à des valeurs de transmission et d'absorption par couche (végétation

et surface du sol). Ces valeurs ont été calculées en prenant différentes conditions de LAI (0,5 ; 1 ; 2 ; 3 et 4 $m^2.m^{-2}$). En ce qui concerne les propriétés optiques des feuilles et du sol (respectivement), nous avons pris $\varepsilon_f = 0,98$ et $\varepsilon_s = 0,97$ (respectivement).

La procédure d'ajustement a été effectuée en deux étapes. Tout d'abord, nous avons ajusté la transmission en calculant le coefficient k_3 . Ensuite, ce coefficient étant pris en compte, nous avons ajusté l'absorption des couches de végétation en déterminant k_4 .

Comme pour la partie solaire, l'application d'une régression non linéaire donne un coefficients $k_3 = 0,99$, valeur quasiment identique à celle de SAIL (Tableau 6. 3). La valeur du coefficient k_4 est de 0,99. Les écarts-type sont de $1,6 \cdot 10^{-2}$ et de $1,2 \cdot 10^{-2}$ (respectivement). Néanmoins, cette procédure d'ajustement est restée schématique et les paramètres estimés n'ont pu être testés dans des cas réels par manque de mesures.

Par ailleurs, nous avons intégré ces paramètres dans le modèle de transfert thermique d'ENVImet pour analyser l'émission au sein du couvert. Cette analyse a été effectuée en comparant aux résultats de LAP.

IV.3. Comparaison avec LAP : analyse de l'émission dans le couvert

IV.3.1. Modélisation et spécificité au sein d'ENVImet

Compte tenu des résultats de l'analyse des interactions du rayonnement atmosphérique avec le couvert, quelques modifications ont été nécessaires. Il s'agit des équations permettant de calculer les rayonnements descendant [$R_{g\lambda}^\downarrow(z_{ci})$] et montant [$R_{g\lambda}^\uparrow(z_{ci})$] dans le couvert ainsi que le bilan des couches de végétation dont nous reprenons l'expression :

$$R_{nv,g\lambda}(i) = \varepsilon_f R_{g\lambda}^\downarrow(z_{ci}) + \varepsilon_f R_{g\lambda}^\uparrow(z_{ci}) - 2 \varepsilon_f \sigma_B T_{fi}^4 \quad (6.9)$$

- D'une part, nous avons fait en sorte que les composantes incidentes $R_{g\lambda}^\downarrow(z_{ci})$ et $R_{g\lambda}^\uparrow(z_{ci})$ (respectivement) soient calculées au sommet et à la base (respectivement) de la couche en utilisant le coefficient k_3 au lieu de K .
- D'autre part, l'émissivité de la feuille ε_f considérée dans l'équation 6.9 comme étant le coefficient d'absorption/émission de la couche a été remplacée par le vrai coefficient d'absorption lequel fait intervenir la surface foliaire et le paramètre k_4 .

IV.3.2. Etape de comparaison : plan d'expérience et tests

L'objectif principal de cette comparaison est de tester le modèle ENVImet dans des situations contrastées et de vérifier l'hypothèse H_8 (Cf. Chapitre 2, II.2.1). Le plan d'expérience a été axé principalement sur les profils de température dans le couvert ainsi que le LAI, ces deux

données d'entrée étant déterminantes dans l'émission du couvert. Pour le LAI, nous avons considéré la même gamme que dans la partie solaire. En ce qui concerne les profils, quatre situations ont été testées : deux profils où la végétation est homogène de point de vue thermique ; dans l'un la surface du sol est plus froide que la végétation, dans l'autre on considère une situation inverse. Pour les deux profils restant, la végétation est hétérogène de point de vue thermique : un profil où la température croît à partir de la surface du sol et un autre où la température évolue en sens inverse (Tableau 6. 5).

Les variables que nous allons analyser sont : (1) le rayonnement incident à la surface du sol, (2) le bilan de la surface du sol, (3) le bilan de la végétation et (4) le bilan du couvert [la somme de (2) et (3)].

Tableau 6. 5 : caractéristiques des tests de comparaison entre ENVImet et LAP. « i » désigne le numéro de la couche : dans le cas des profils hétérogènes l'écart entre deux couches adjacentes est de 1°C

	<i>Test 1</i>	<i>Test 2</i>	<i>Test 3</i>	<i>Test 4</i>
T_0	20	30	20	20
T_{fi}	30	20	$20 - i$	$20 + i$
<i>LAI</i>	0,5 ; 1 ; 2 ; 3 ; 5 et 8			
R_a	350 $W.m^{-2}$			

IV.3.3. Résultats et discussion

Les résultats obtenus pour les variables de comparaison montrent un bon accord entre ENVImet et LAP pour les tests 1 et 4 (Figures 6. 19, 6. 20, 6. 21 et 6. 22). Les tests 2 et 3, présentés en annexe I, donnent des écarts du même ordre de grandeur. Bien que les rayonnements incidents (descendant et montant) à un niveau donné soient calculés de manière globale en considérant une émission résultant d'une température moyenne (pas de séparation de la contribution des couches), ses résultats semblent être cohérents. Toutefois,

- ces conclusions doivent être adoptées avec précaution puisqu'elle ne sont valables dans le contexte de ces tests et que les écarts observés pourraient être très différents dans d'autres situations ;
- ces faibles écarts observés peuvent se cumuler ou se compenser si le transfert thermique est couplé avec le transfert solaire et la turbulence lesquels agissent sur le profil de température qui, par la même occasion, modifie l'émission.

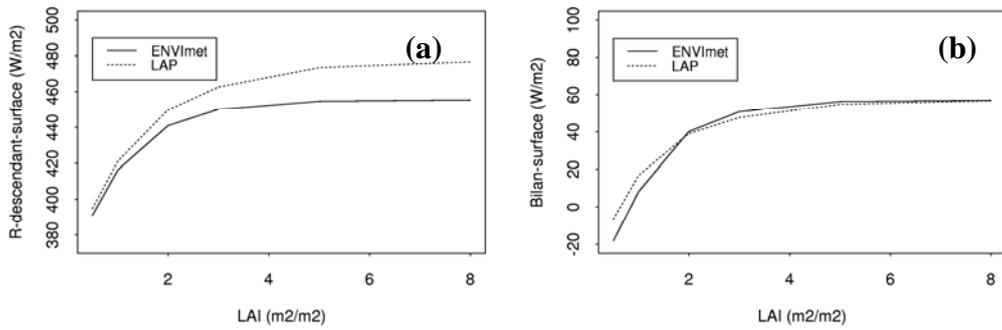


Figure 6. 19 : rayonnement descendant à la surface du sol (a) [$RMSE = 13 \text{ W.m}^{-2}$] et bilan du sol (b) [$RMSE = 6 \text{ W.m}^{-2}$], test 1

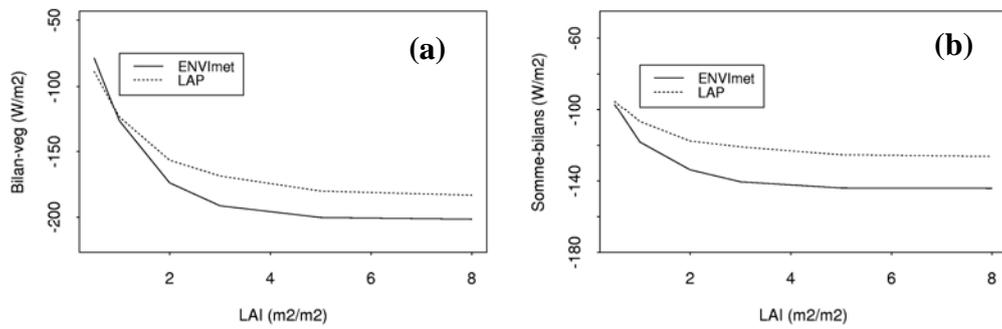


Figure 6. 20 : bilan de la végétation (a) [$RMSE = 16 \text{ W.m}^{-2}$] et bilan total du couvert (b) [$RMSE = 15 \text{ W.m}^{-2}$], test 1

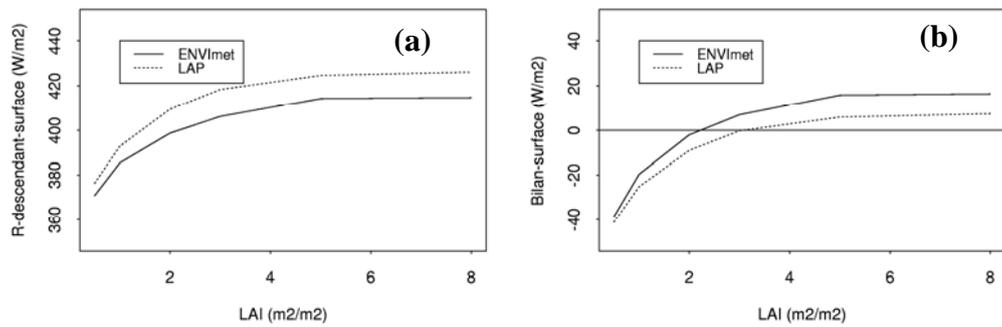


Figure 6. 21 : rayonnement descendant à la surface du sol (a) [$RMSE = 9 \text{ W.m}^{-2}$] et bilan du sol (b) [$RMSE = 7 \text{ W.m}^{-2}$], test 4

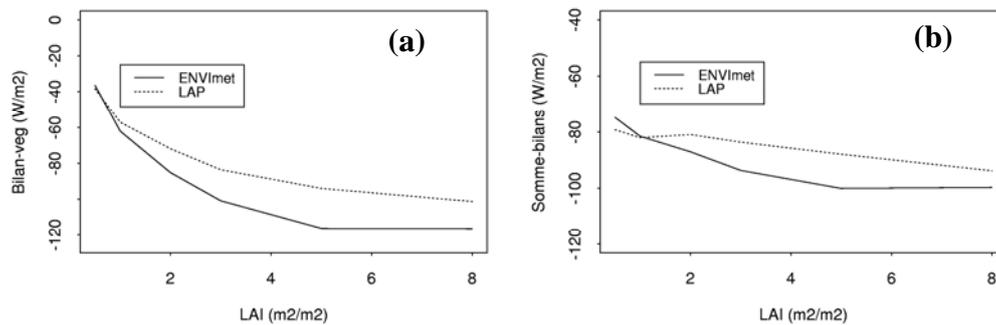


Figure 6. 22 : bilan de la végétation (a) [$RMSE = 14 \text{ W.m}^{-2}$] et bilan total du couvert (b) [$RMSE = 7 \text{ W.m}^{-2}$], test 4

IV.4. Comparaison avec les mesures

IV.4.1. Le rayonnement net

Après cette comparaison aux modèles SAIL et LAP qui a permis de réaliser une analyse séparée des composantes des courtes et des grandes longueurs d'onde d'ENVI-met, nous pouvons évaluer les qualités prédictives de ce modèle en terme d'estimation du rayonnement net pour les jours sélectionnés. Sur l'ensemble de ces jours, la RMSE moyenne est de l'ordre de 38 W.m^{-2} . Pour les trois jours déjà discutés dans le [paragraphe III.3](#), les résultats ont été nettement améliorés. La comparaison des courbes avant et après l'effort porté sur la partie radiative montre des résultats globalement cohérents et meilleurs (Figure 6. 23). Néanmoins, il est évident de constater que les estimations nocturnes présentent des écarts qui pour les jours où le couvert est dense vont jusqu'à 100 W.m^{-2} [Figure 6. 23 (b) et (c)]. Nous pouvons approfondir l'analyse de ces résultats sous deux angles :

- la comparaison avec d'autres modèles de surface : le modèle d'Oliosio (1992) se prête bien à cette comparaison puisqu'il a été testé sur le jeu de données soja 90 et a donné de bons résultats de R_n avec une $RMSE$ de l'ordre de 17 W.m^{-2} . Bien qu'il s'agisse d'autres journées (211, 218, 228, 246 et 249), de tels résultats ne sont pas étonnants du fait du forçage du modèle par le vent extérieur. Nous pouvons donc espérer des résultats meilleurs pour ENVI-met en envisageant une procédure similaire à celle dans le modèle d'Oliosio (1992) à condition de maîtriser les problèmes numériques qui peuvent survenir dans les modules calculant la turbulence.
- l'analyse de l'erreur sur la mesure : la hauteur à laquelle le bilanmètre est placé au-dessus du couvert, l'orientation des capteurs, ainsi que la conception des appareils eux même affectent la mesure. L'erreur sur R_n est généralement de 10% de jour comme de nuit. Cet ordre de grandeur relativement faible n'explique donc pas la forte sous-estimation observée la nuit pour le jour 223 et 235.

Pour se prononcer sur les potentialités d'ENVImet, nous pouvons retenir que ce modèle est capable à ce stade d'analyse de donner de bonnes estimations du Rn dans la journée pour tous les jours analysés. De nuit, les estimations ne sont pas satisfaisantes pour le cas des jours 223, 235 et 238.

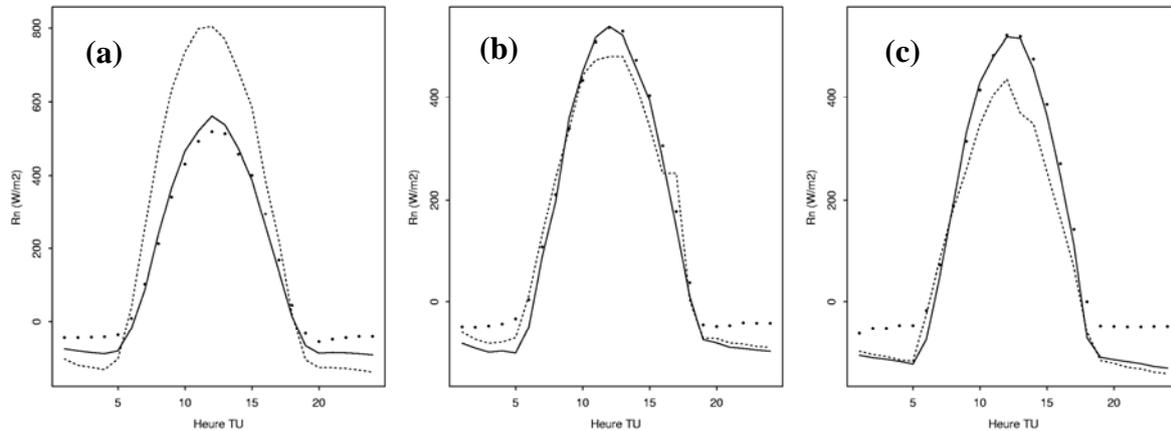


Figure 6. 23 : rayonnement net avant (ligne interrompue) et après (ligne continue) améliorations du transfert des courtes et des grandes longueurs d'ondes. Jour 214 (a) [$RMSE_{av} = 168 \text{ W.m}^{-2}$, $RMSE_{ap} = 34 \text{ W.m}^{-2}$], jour 223 (b) [$RMSE_{av} = 39 \text{ W.m}^{-2}$, $RMSE_{ap} = 36 \text{ W.m}^{-2}$] et jour 235 (c) [$RMSE_{av} = 80 \text{ W.m}^{-2}$, $RMSE_{ap} = 51 \text{ W.m}^{-2}$]. Les points correspondent aux mesures.

Les indices « av » et « ap » correspondent aux RMSE avant et après (respectivement) cette amélioration.

IV.4.2. Les flux convectifs, H et LE

Pour ceux-ci nous avons choisi de monter les résultats correspondant à deux jours contrastés : jours 211 (LAI assez faible et sol humide en surface) et 238 (végétation bien développée et sol sec en surface). Ceux des jours 214, 223 et 235 figurent dans l'annexe II. Pour le jour 238, les résultats ne sont pas en accord avec les mesures bien que les allures soient globalement restituées (Figure 6. 25). Le flux LE est surestimé en milieu de journée (H sous-estimé). Une des explications peut être l'utilisation du formalisme de Deardorff (1978). En effet, celui-ci ne prend pas en compte la température de l'air, le déficit de saturation de l'air ainsi que les interactions entre l'eau (vapeur) et le CO_2 qui semblent être déterminants dans le comportement des stomates (Calvet et al., 1998). Mais, nous verrons plus loin que d'autres facteurs permettent également d'interpréter ces résultats non satisfaisants. En ce qui concerne le jour 211, nous avons obtenu des estimations de H et LE relativement satisfaisantes (Figure 6. 24).

L'erreur sur la mesure de H et LE est aussi à prendre en compte, même si, comme nous l'avons annoncé dans le chapitre 3, les méthodes de mesures utilisées ont donné des résultats assez proches (erreur de l'ordre 25 W.m^{-2}). Une telle erreur ne peut donc pas être négligée.

D'autres facteurs peuvent aider à interpréter ces résultats : l'environnement extérieur, la taille de la parcelle et les bâtiments et les haies situés en amont du vent rentrant. Du fait de sa petite taille, la parcelle peut être assez sensible aux conditions extérieures qui peuvent par advection perturber la mesure et la rendre non représentative. Celle-ci prendra donc en compte, en plus du climat local de la parcelle, une partie du climat extérieur ce qui rend difficile l'interprétation de ces résultats. Enfin, l'hétérogénéité au sein de la parcelle ne doit pas être négligée dans l'interprétation de ces résultats. Dans ces simulations nous avons considéré une surface parfaitement homogène. Ce cas ne peut jamais être rencontré dans la réalité et généralement le couvert présente des hétérogénéités (trous) même si la culture est assez dense. Selon ces hétérogénéités, la contribution du sol dans H et LE en un point donné de la parcelle peut être plus ou moins forte.

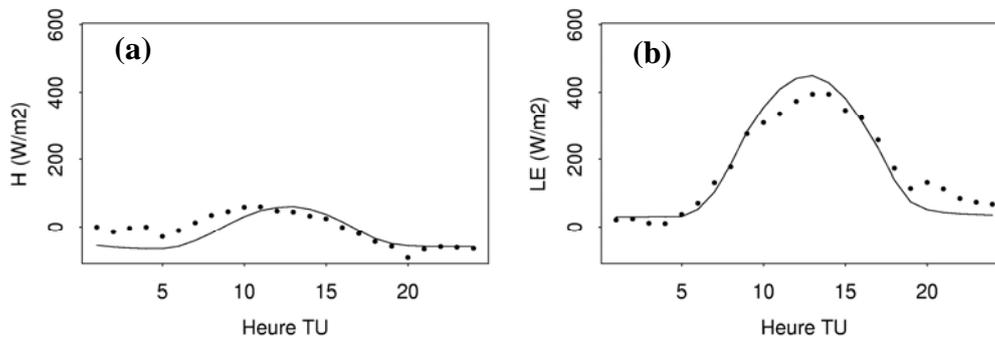


Figure 6. 24 : flux convectifs simulés (ligne continue) et mesurés (points), jour 211 [flux H (a) : $RMSE = 33 \text{ W.m}^{-2}$; flux LE (b) : $RMSE = 40 \text{ W.m}^{-2}$].

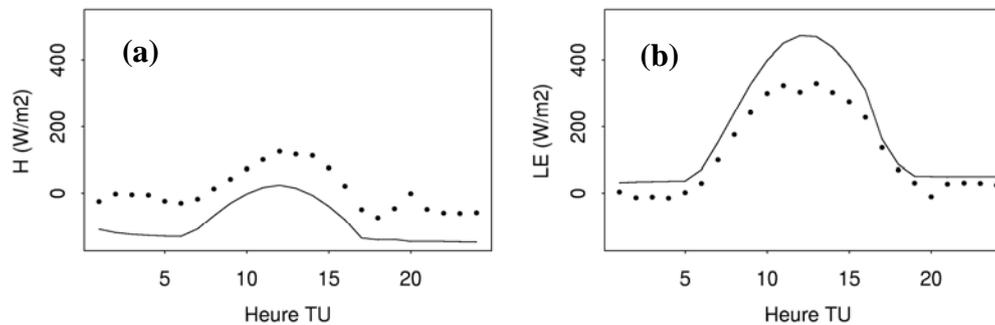


Figure 6. 25 : flux convectifs simulés (ligne continue) et mesurés (points), jour 238 [flux H (a) : $RMSE = 99 \text{ W.m}^{-2}$; flux LE (b) : $RMSE = 76 \text{ W.m}^{-2}$].

IV.4.3. Le flux conductif, G

En ce qui concerne le flux G, les estimations du jour 211 sont assez cohérentes tant de nuit que de jour [Figure 6. 26, (a)]. Il est cependant difficile d'interpréter le décalage temporel entre les mesures et le modèle qui surestime la réponse thermique du modèle au lever du soleil. Nous avons annoncé précédemment (Cf. Chapitre 2, II.1.5) que le formalisme utilisé pour calculer la conductivité thermique tend à la surestimer pour des humidités de surface supérieures à $0,2 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$. Parmi nos jours de validation, seulement le jour 211 valide cette condition. Compte de la courbe obtenue, la conductivité thermique ne semble pas agir sur G.

En ce qui concerne le jour 238, le modèle montre une sous-estimation à midi qui dépasse 50 W.m^{-2} [Figure 6. 26, (b)]. Ce résultat est valable pour la plupart des jours de validation (Cf. Annexe II). Nous pouvons tenter d'interpréter ce problème. En fait, le flux G et la température de la surface du sol T_0 interagissent mutuellement : quand T_0 évolue, G évolue également et engendre par la même occasion une évolution de la température à l'intérieur du sol laquelle modifie G .

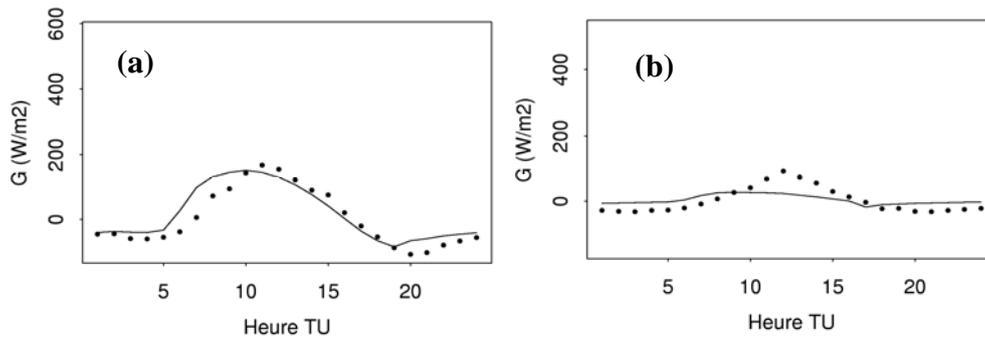


Figure 6. 26 : flux G simulé (ligne continue) et mesuré (points), (a) jour 211 [RMSE = 34 W.m^{-2}], (b) jour 238 [RMSE = 29 W.m^{-2}].

IV.4.4. La température de l'air au-dessus du couvert

Pour revenir à l'analyse de la température de l'air au-dessus du couvert, nous proposons de réexaminer celles des jours 214 et 223 déjà présentées dans le chapitre 5,. Nous constatons encore de mauvaises estimations des températures en début et en fin de journée (Figure 6. 27). Malgré que les écarts ne soient pas forts à midi, les tendances globales ne sont pas satisfaisantes dans la mesure où l'amplitude de la température est mal estimée. L'augmentation de la température en début et en fin de journée est incohérente. Ce comportement ne peut pas être attribué au fait que le modèle ne soit pas forcé par le vent extérieur puisque comme le montre la Figure 6. 27, la température de la surface du sol montre une tendance cohérente avec une diminution en en début de journée qui devrait normalement être « transmise » à la température de l'air. Il peut s'agir plutôt d'un problème interne au modèle impliquant une mauvaise description de la turbulence laquelle dépend des champs de l'ECT et de ε .

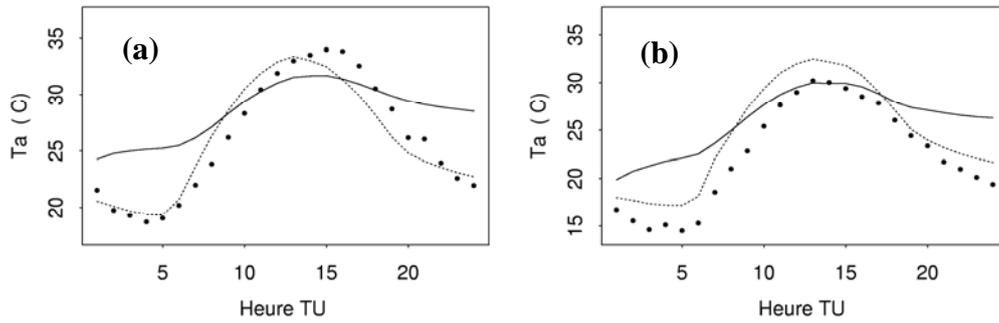


Figure 6. 27 : température de la surface du sol simulée (ligne interrompue) et température de l'air au-dessus du couvert simulée (ligne continue) et mesurée (points) : jour 214 (a) [RMSE = 3 °C], jour 223 (b) [RMSE = 4 °C].

V. Conclusion

Ce chapitre consacré à l'analyse détaillée du transfert radiatif du modèle ENVImet permet de dégager un certain nombre de remarques concernant l'évaluation des formalismes, des hypothèses admises et les estimations finales des flux du bilan d'énergie et de la température de l'air :

- Nous avons retenu l'option du forçage par les mesures de rayonnement global, diffus et atmosphérique du fait des limites des formules utilisées qui n'ont pas permis de les calculer correctement.
- Les hypothèses H_3 , H_4 , H_5 , H_6 , et H_7 ne sont pas réalistes. La comparaison avec SAIL et LAP a montré leurs limites en terme de calcul de la transmission et de l'absorption du rayonnement solaire et atmosphérique.
- Les équations introduites dans ENVImet et le jeu de paramètres (k_1 , k_2 , k_3 et k_4) déterminé à partir de SAIL semblent donner des résultats satisfaisants en terme des bilans des courtes (en comparant aux mesures) et des grandes longueurs d'onde (en comparant à LAP). Les estimations du Rn sont satisfaisantes dans la journée pour les jours sélectionnés. De nuit, elles présentent de forts écarts pour les jours 223, 235 et 238. Les estimations de l'albédo ont été significativement améliorées. Il faut cependant préciser que le jeu de paramètres en question et les résultats qui lui sont associés ont été établis pour une culture de soja 90 et qu'ils peuvent être appliqués pour des cultures similaires. Leur validité pour d'autres cultures ne peut sans doute pas être garantie.
- Les flux H et LE ne sont globalement pas satisfaisants. Pour la plupart des jours de validation, le flux H est sous-estimé la nuit du fait de la surestimation de la température de l'air. Dans la journée, le flux LE est surestimé probablement du fait de la conductance stomatique décrite d'après Deardorff (1978) et ne prenant pas en compte la totalité des mécanismes intervenant dans l'ouverture des stomates (flux de CO₂, déficit de saturation, etc.)

- Le transfert radiatif ne semble pas être à l'origine de la mauvaise estimation de la température de l'air. Nous suspectons les variables qui interviennent dans son calcul à savoir le coefficient d'échange et notamment le modèle de fermeture ($E - \varepsilon$ standard). Ceci nous amène naturellement à opter pour une analyse fine de la turbulence dans ENVImet.

Chapitre 7

La turbulence dans la CLA

La turbulence dans la CLA

I. Introduction

Ce chapitre est consacré à l'analyse de la turbulence dans la CLA en comparant certaines sorties d'ENVImet à celles du modèle Méso-NH. Du fait de l'intérêt que nous portons à la compréhension de la dynamique de l'atmosphère et à l'effet de la surface sur son évolution, nous allons nous focaliser, en première approche sur :

- l'analyse des profils de température de l'air à deux instants de la journée, 1h00 et 12h00 après initialisation par le radiosondage à minuit. L'ECT étant l'une des variables clés du calcul de la température, elle sera également traitée de manière détaillée en comparant les profils des différents termes de son bilan.
- l'étude des évolutions journalières des flux de surface (bilan d'énergie) ainsi que de la température de la surface du sol et celle de l'air.

Il est important de préciser que ces étapes seront réalisées sur un cas homogène en utilisant le modèle 1D. La décision de se focaliser sur ce modèle se justifie par le rôle important qu'il joue dans le calcul des conditions aux limites du modèle principal 3D. Ce modèle 1D étant forcé en surface par le modèle 3D (température et humidité), les flux qui seront analysés seront ceux simulés par le modèle 3D.

II. Application du modèle $E - \varepsilon$ au cas de la CLA

II.1. Constat : le modèle $E - \varepsilon$ standard est problématique

Dans l'analyse bibliographique ([chapitre 1](#)), nous avons passé en revue différentes applications du modèle $E - \varepsilon$ standard (Launder et Spalding, 1974) dans le cas de la CLA. Les conclusions de ces applications convergent vers une remise en cause des potentialités de ce modèle. Il apparaît que celui-ci tend à surestimer largement l'ECT et donc le coefficient d'échange du fait de la sous-estimation de ε . Diverses solutions ont été ainsi proposées : (1) réajuster les paramètres standards sur des données expérimentales (Detring et Etling, 1985), (2) réajuster ces paramètres et introduire une autre paramétrisation du terme de production/dissipation de ε (Cf. [Chapitre 1](#), [équation 1.20](#), [terme \$I_3\$](#)) (Dunkerke, 1988), (3) retenir les constantes standards et utiliser une autre paramétrisation basée sur une longueur de mélange limite pour calculer le terme de production/dissipation de ε (Aspley et Castro, 1997), (4) garder les constantes standards et introduire deux paramétrisations l'une pour la longueur de mélange intervenant dans le calcul du coefficient d'échange l'autre pour le terme de production/dissipation de ε (Xu et Taylor, 1997). L'objectif final de ces paramétrisations est de réduire la diminution de ε et d'éviter par conséquent l'augmentation de l'ECT.

II.2. Solution retenue dans ENVImet

Les mêmes problèmes ont été rencontrés lors de l'implantation du modèle $E - \varepsilon$ dans ENVImet : l'ECT augmente considérablement ce qui fait augmenter le coefficient d'échange lequel engendre des termes turbulents très forts dans les équations du vent, de la température ce qui conduit à des problèmes de stabilité numérique. La solution retenue (communication personnelle) a été d'introduire une condition sur le calcul de ε qui évite sa diminution. L'idée est de la relier explicitement à l'ECT de manière à ce que quand cette dernière augmente fortement, ε augmente également et la fait donc chuter par le biais du **terme I_3** (Cf. Chapitre 1, équation 1.20). La relation de Kolmogorov qui relie la dissipation et l'ECT a été utilisée (Yang et al., 1991) :

$$\varepsilon_{Kol} = \frac{C_\mu E^{3/2}}{l} \quad (7.1)$$

avec $l = \kappa.z$. Cette relation permet d'introduire une nouvelle dissipation ε_{Kol} calculée de manière simple contrairement à la dissipation du modèle $E - \varepsilon$ (Launder et Spalding, 1974) qui, rappelons le, est décrite par une équation différentielle (Cf. Chapitre 2, équation 20). Pour assurer le maintien d'une dissipation représentative de l'écoulement de l'air, il est possible d'imposer une condition sur ε intervenant dans l'équation de E . Nous considérons la valeur maximale entre la dissipation calculée par la relation de Kolmogorov et celle calculée par l'équation pronostique (Cf. Chapitre 2, équation 20) :

$$\varepsilon = \max(\varepsilon_{Kol}, \varepsilon) \quad (7.2)$$

Il est possible d'interpréter d'une autre manière cette condition : la fermeture de la turbulence est à une équation si $\varepsilon < \varepsilon_{Kol}$. Cependant, elle est à deux équations dans la cas où $\varepsilon > \varepsilon_{Kol}$.

II.3. Effet sur les profils de l'ECT

Nous pouvons évaluer l'effet de cette paramétrisation sur les profils de l'ECT. Sur la Figure 7. 1 sont reportés les profils de cette variable avant et après cette modification pour deux cas de sol nu à midi : l'un est humide l'autre est sec à midi. Pour alléger cette comparaison, nous allons considérer les profils.

Pour le sol sec [Figure 7. 1 (a)], nous constatons que l'introduction de cette procédure permet de diminuer l'ECT. Cette diminution est forte au voisinage de la surface compte tenu du frottement engendrant une dissipation significative de l'ECT. Il apparaît également que malgré cette diminution la forme du profil est conservée. En ce qui concerne le sol humide [Figure 7. 1 (b)], on observe une diminution entre 500 et 2500 m et une augmentation en dessus jusqu'à 30 m, environ. De plus, il semble que le fait de limiter ε donne une courbe de l'ECT ayant la même forme que celle obtenue pour le sol sec. Ces profils caractéristiques sont à rapprocher à ceux restitués par d'autres modèles en conditions instables (Liu et al., 1996 ; Yang et al., 1991) et mesurés sur le terrain (Lui et al., 1996).

Il est possible d'approfondir cette analyse en comparant les résultats obtenus à ceux du modèle Méso-NH afin de mieux évaluer les qualités prédictives d'ENVImet.

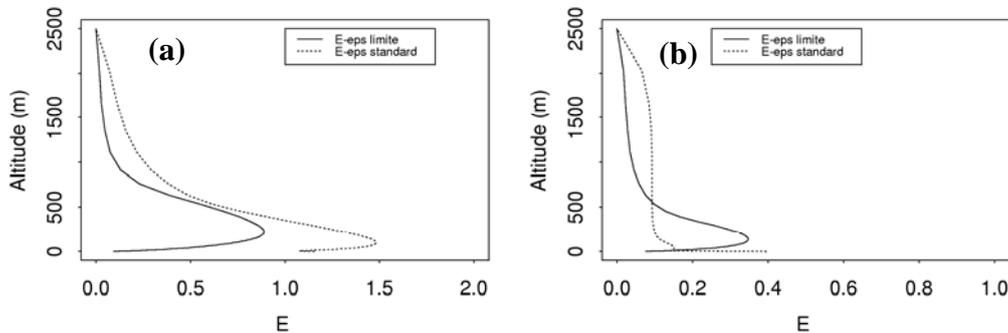


Figure 7. 1 : profils de l'ECT simulés d'après le modèle $E - \varepsilon$ standard (ligne interrompue) et le modèle $E - \varepsilon$ avec ε limitée (ligne continue) à midi : (a) sol sec et (b) sol humide.

III. Comparaison avec Méso-NH

III.1. Conditions de comparaison

Quelques situations de référence ont été choisies pour mettre en œuvre cette comparaison avec Méso-NH. Du fait que le modèle de CLA 1D ne prend pas en compte la végétation, nous avons considéré deux cas de sols nus : l'un sec et l'autre humide. Quelques adaptations ont été nécessaires pour que les deux modèles soient analysés dans les mêmes conditions :

- Compte tenu des modes d'initialisation de la température dans le sol qui ne sont pas les mêmes [3 couches dans ENVImet et 2 ou 3 couches (au choix) dans Méso-NH] et des épaisseurs des couches différentes, nous avons utilisé des profils initiaux de température et d'humidité dans le sol homogènes. Ceci permet d'éviter d'avoir à adapter les maillages des deux modèles.
- Le maillage vertical de Méso-NH est défini en données d'entrée. Celui d'ENVImet est figé et n'est donc pas souple. Pour rendre cette comparaison souple, nous avons modifié ENVImet de manière à ce que la définition du maillage vertical soit en option en données d'entrée. Le maillage considéré dans cette analyse commence par une taille fine ($\Delta z = 1 m$) jusqu'à atteindre une plus grande taille ($\Delta z = 400 m$) au sommet de l'atmosphère.
- En ce qui concerne le forçage par les rayonnements global et atmosphérique, nous avons d'abord effectué un premier « run » avec Méso-NH. Ensuite, nous avons récupéré les valeurs horaires simulées en les mettant en données d'entrée (en forçage) dans ENVImet toutes les 20 min.

- Pour les profils verticaux de température et d'humidité, nous avons considéré les mesures de radiosondage acquises lors de la campagne Alpilles² En ce qui concerne le vent, étant donné les modes d'initialisation différents des deux modèles, nous avons injecté en entrée de Méso-NH le profil calculé par ENVI met après la phase d'équilibre.
- Nous avons simulé un domaine de 16×20 mailles horizontales de taille $\Delta xy = 200 \text{ m}$. La période d'intégration est de 20 heures en démarrant à minuit. Les principales variables d'entrée des deux situations retenues sont données dans le Tableau 7. 1.

Tableau 7. 1 : caractéristiques des conditions de comparaison d'ENVI met et de Méso-NH

	<i>Sol sec</i>	<i>Sol humide</i>
Profil de température dans le sol, surface comprise (T_{sol}), ($^{\circ}K$)	276	276
Profil d'humidité dans le sol, surface comprise (η / η_s), (%)	25	65
Vent à 10 m de la surface (\bar{u}_{10m}), ($m.s^{-1}$)	3	3
Maillage horizontal (Δxy), (m)	200	200
R_g à midi ($W.m^{-2}$)	605	605
z_0 (m)	0,01	0,01

III.2. Résultats et discussion

III.2.1. Les profils verticaux

III.2.1.1. Cas 1 : sol nu sec

III.2.1.1.1. La température de l'air

La Figure 7. 2 montre les profils verticaux de la température simulés par les deux modèles à 1h00 et 12h00. Le profil initial d'entrée y est également inclus pour aider à comprendre l'évolution des profils dans les deux modèles après une heure de simulation. Il est évident de constater que ce profil initial correspond à une condition stable où le refroidissement par la surface affecte une épaisseur de l'ordre de 500 m . Au-delà de cette limite, la pente du profil correspond à une stabilité modérée [Figure 7. 2 (a)].

² <http://avi1.avignon.inra.fr/reseda>

Après une heure de simulation, il ressort clairement qu'ENVImet surestime la température avec des écarts assez significatifs au voisinage de la surface du sol (écarts supérieurs à 5 °C). Ces écarts peuvent s'expliquer par l'hypothèse selon laquelle la flottabilité (Cf. [Chapitre 2, I.3, hypothèse \$H_1\$](#)) n'est pas prise en compte en conditions stables dans l'équation de l'ECT et de ε dans le modèle 1D. En ce qui concerne Méso-NH, il semble globalement conserver le profil initial du fait de la courte période de temps écoulé, ce qui est cohérent.

A midi, les transferts verticaux de chaleur agissent sur le développement de la couche convective dont le sommet atteint 500 m pour Méso-NH [Figure 7. 2 (b)]. Cette altitude correspond également à une inversion thermique qui pour ENVImet se fait à une cote plus élevée (1000 m, environ). Toutefois, nous constatons que non loin de la surface ENVImet conserve quasiment les mêmes écarts observés à 1h00.

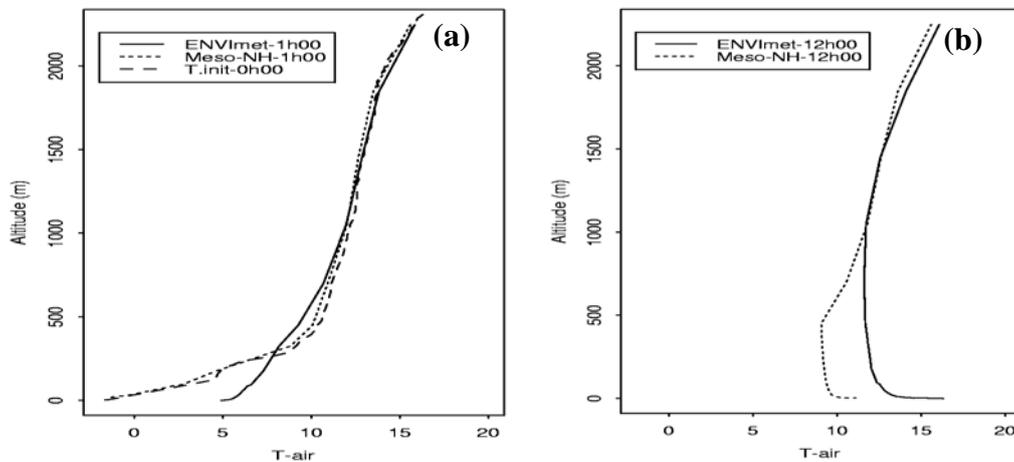


Figure 7. 2: profils de température de l'air simulés par ENVImet et Méso-NH à 1h00 (a) et à 12h00 (b). « T-init-0h00 » correspond au profil initial. Sol sec

III.2.1.1.2.L'ECT

En ce qui concerne l'ECT, ENVImet montre un profil à 1h00 différent de celui de Méso-NH tant en terme de forme qu'en terme de valeurs [Figure 7. 3 (a)]. En revanche, à 12h00 la forme du profil semble globalement en accord avec celle donnée par Méso-NH malgré les écarts observés à partir de 200 m de la surface du sol [Figure 7. 3 (b)]. Les profils correspondant aux conditions stables sont comparables de point de vue des tendances à ceux cités dans la littérature (Aspley et Castro, 1997).

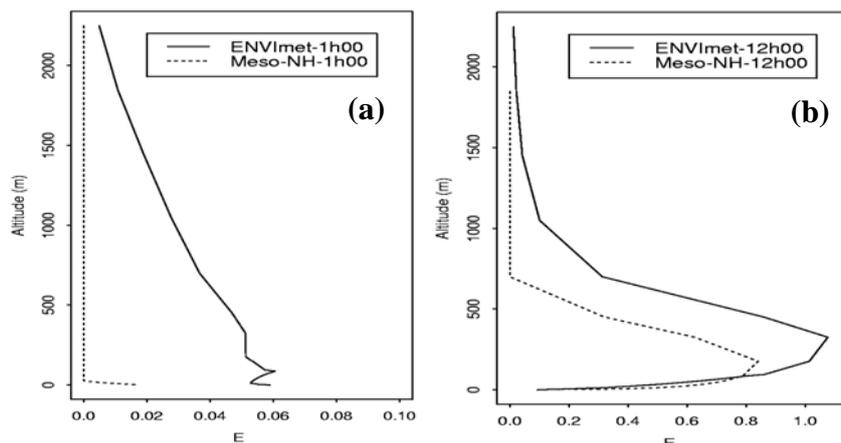


Figure 7. 3 : profils de l'ECT simulés par ENVI met et Més0-NH à 1h00 (a) et à 12h00 (b).
Sol sec.

III.2.1.1.3. La vitesse horizontale du vent

Le vent à 1h00 est pratiquement le même pour les deux modèles [Figure 7. 4 (a)]. Le profil présente des valeurs faibles (en valeur absolue) au voisinage de la surface du fait du frottement à la surface du sol engendrant un fort cisaillement et de valeurs plus fortes dans les couches supérieures de l'atmosphère compte tenu du faible cisaillement. Les profils à 12h00 montrent un écart significatif pouvant atteindre 1 m.s^{-1} [Figure 7. 4 (b)].

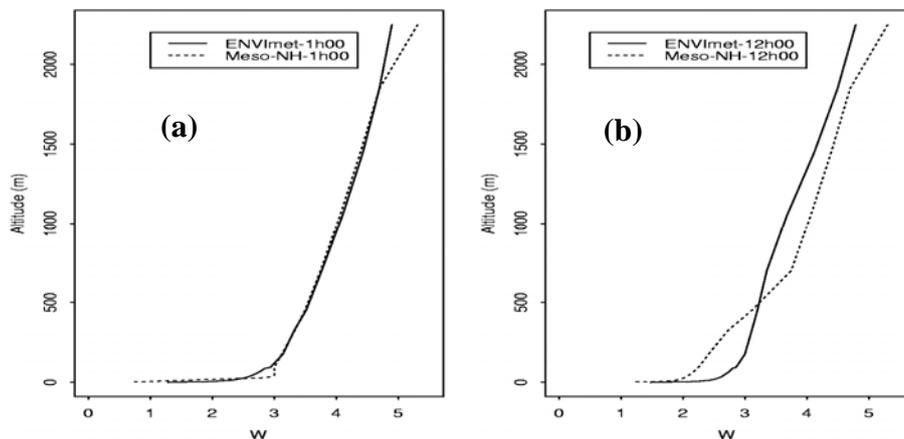


Figure 7. 4: profils du module du vent horizontal simulés par ENVI met et Més0-NH à 1h00 (a) et à 12h00 (b). Sol sec.

III.2.1.2. Cas 2 : sol nu humide

III.2.1.2.1. La température de l'air

Comme dans le cas du sol sec, ENVI met fait augmenter la température de l'air au voisinage de la surface après une heure de simulation [Figure 7. 5 (a)]. Les écarts de température à la base du profil sont de plus de 5°C . Par ailleurs, le développement de la couche limite est plus faible dans la mesure où l'épaisseur subissant l'effet de la surface est de 300 m pour Més0-

NH tandis que pour ENVImet elle est de 800 m , environ [Figure 7. 5 (b)]. Ceci est dû aux conditions humides du sol qui donnent un faible flux de chaleur de surface.

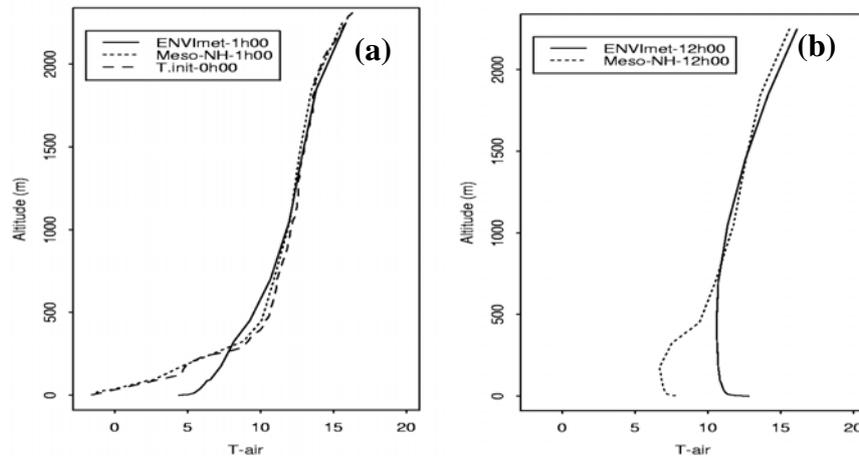


Figure 7. 5: profils de la température de l'air simulés par ENVImet et Méso-NH à 1h00 (a) et à 12h00 (b). « T-init-0h00 » correspond au profil initial. Sol humide

III.2.1.2.2.L'ECT

La comparaison des profils des deux modèles à 1h00 montre des résultats assez proches de ceux obtenus sur le sol sec [Figure 7. 6 (a)] : ceux d'ENVImet sont identiques dans les deux situations du fait de la non prise en compte des gradients thermiques la nuit. Cependant, les profils de Méso-NH sont légèrement différents : comparé au sol sec, le profil correspondant au sol humide présente des valeurs plus fortes près de la surface. Les gradients thermiques en conditions humides étant plus faibles la nuit, ils engendrent une faible diminution de l'ECT (terme I_3 plus faible). Là encore à 12h00, nous observons une forme caractéristique bien simulée par ENVImet malgré la surestimation entre 50 et 1000 m [Figure 7. 6 (b)]. Toutefois, les valeurs de l'ECT dans ce cas sont moins fortes que celles dans le cas du sol sec [Figure 7. 3 (b)] compte tenu des gradients thermiques moins forts à midi.

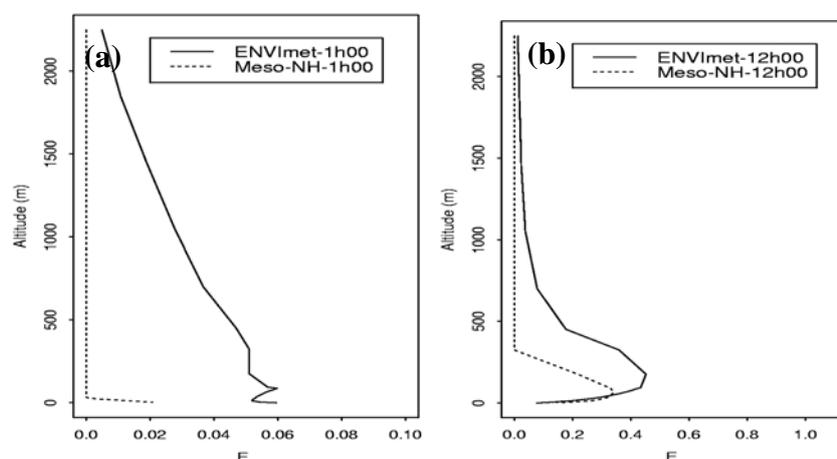


Figure 7. 6 : profils de l'ECT simulés par ENVImet et Méso-NH à 1h00 (a) et à 12h00 (b). Sol humide.

III.2.1.2.3. La vitesse horizontale du vent

Comme dans le cas du sol sec, les profils des deux modèles ne montrent pas d'écarts significatifs à 1h00 [Figure 7.7 (a)]. Cependant à midi, les écarts peuvent aller jusqu'à 1 m.s^{-1} [Figure 7.7 (b)]. En ce qui concerne ENVI met, il semble difficile d'attribuer ces écarts à l'évolution du profil de l'ECT entre 1h00 et 12h00 : la forme du profil du vent a été conservée bien que celle de l'ECT ait été modifiée par l'effet de la surface (flux convectifs et frottement).

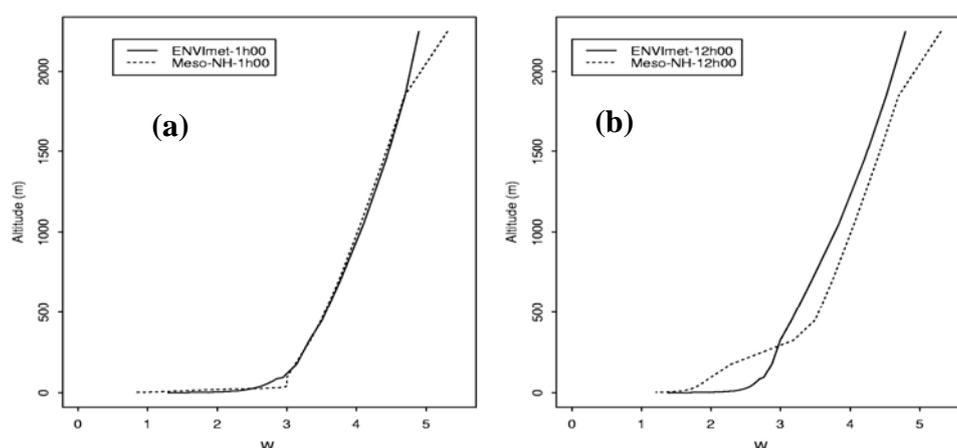


Figure 7. 7 : profils du module du vent horizontal simulés par ENVI met et Més o-NH à 1h00 (a) et à 12h00 (b). Sol humide.

III.2.2. Les flux et les températures (surface du sol et air) journalières

III.2.2.1. Cas du sol sec

L'analyse abordée ci-dessus peut être complétée par l'analyse des flux du bilan d'énergie permettant d'approfondir la compréhension des échanges au voisinage de la surface. Sur la Figure 7. 8 (Figure 7. 9, respectivement) sont tracées les courbes de R_n et H (LE et G , respectivement) simulées par les deux modèles. Il ressort que les estimations de R_n sont satisfaisantes. Celles de H , LE et G montrent des écarts importants qui dépassent 100 W.m^{-2} à midi. Avec une telle humidité dans le sol ($\eta/\eta_s = 25\%$) il est aberrant d'obtenir avec ENVI met de telles valeurs de LE à midi. Ce résultat peut être lié à la température de la surface du sol qui montre une forte sous-estimation à midi [Figure 7. 10 (b)]. De plus, on observe une amplitude mal simulée. Les problèmes posés par la température du sol semblent se répercuter sur la température de l'air avec un impact plus important : des écarts plus importants tout le long de la journée s'accompagnant d'une amplitude également mal simulée [Figure 7. 10 (a)].

Ces écarts ne sont pas dus à l'initialisation puisque, rappelons le, les mêmes profils de température et d'humidité de l'air ont été imposés aux deux modèles. Il s'agit plutôt d'un problème lié à la modélisation elle-même de ces interactions dans ENVI met.

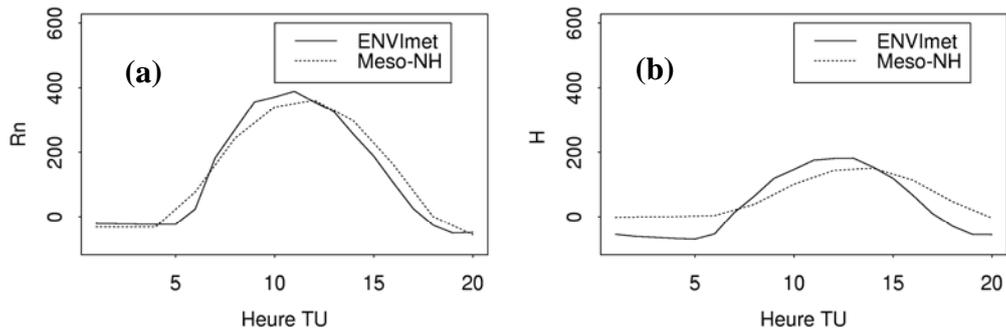


Figure 7. 8 : flux R_n (a) et H (b) simulés par ENVImet et Mésos-NH. Sol sec.

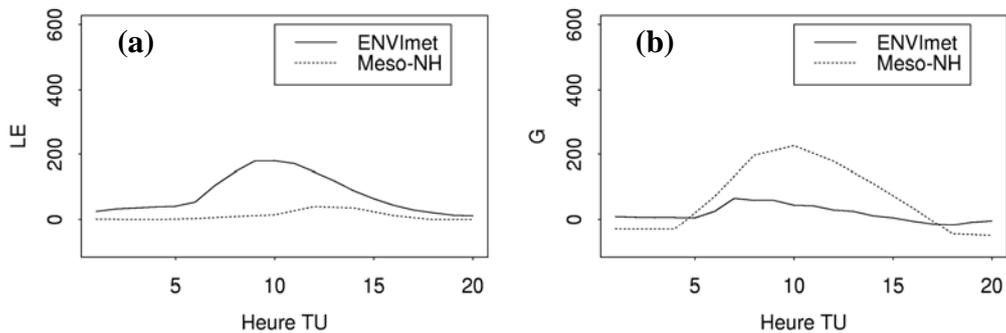


Figure 7. 9 : flux LE (a) et G (b) simulés par ENVImet et Mésos-NH. Sol sec.

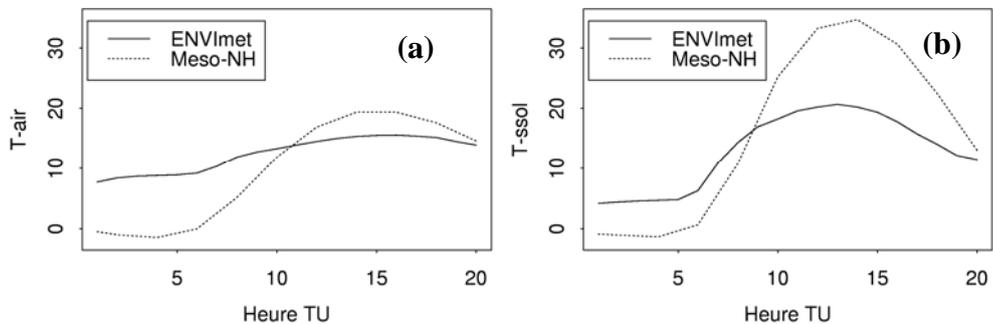


Figure 7. 10 : température de l'air à 2 m de la surface (a) et température de la surface du sol (b) simulées par ENVImet et Mésos-NH. Sol sec.

III.2.2.2. Cas du sol humide

Le sol étant humide, les flux LE sont forts comparativement aux flux H (Figure 7. 11 et Figure 7. 12). La présence d'eau dans le sol crée une continuité entre les éléments de sa phase solide ce qui favorise la conduction de la chaleur : le flux G simulé par les deux modèles est élevé [Figure 7. 12 (b)] si l'on compare à celui obtenu sur le sol sec [Figure 7. 9 (b)].

Le R_n simulé par ENVImet est surestimé en milieu de journée [Figure 7. 11 (a)]. Cette surestimation peut être due à la sous-estimation de l'albédo du sol dont le calcul est basé sur le formalisme d'Idso (1975). En effet, ce formalisme donne une valeur de $0,14$ alors que les observations sur le terrain pour le même type de sol et une humidité de surface assez proche suggèrent une valeur de l'ordre de $0,19$. L'albédo dans Mésos-NH est de $0,20$.

Le flux LE est surestimé avec des écarts dépassant 200 W.m^{-2} en milieu de journée. Le flux H est non satisfaisant du fait des écarts de l'ordre de 50 W.m^{-2} observés notamment en début et en fin de journée. En ce qui concerne le flux G, il est sous-estimé par ENVImet [Figure 7. 12 (b)] compte tenu de la sous-estimation de la température de la surface du sol [Figure 7. 13 (b)]. Là encore la température de l'air au-dessus de la surface montre des résultats non concluants et son évolution semble être déconnectée de celle de la surface [Figure 7. 13 (a)] contrairement à Mésos-NH où ces deux températures sont bien corrélées.

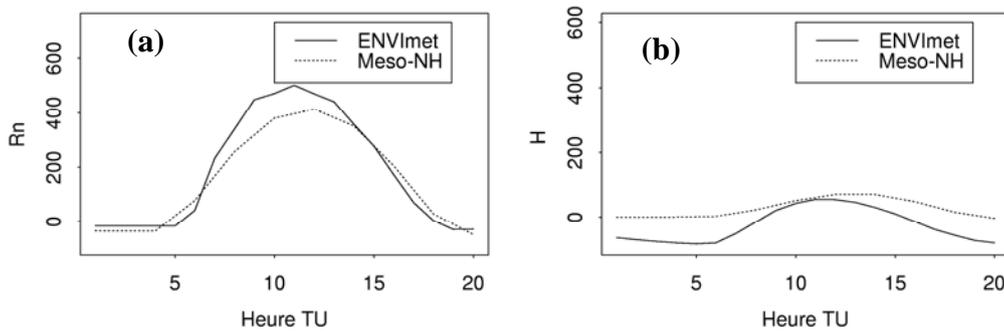


Figure 7. 11 : flux Rn (a) et H (b) simulés par ENVImet et Mésos-NH. Sol humide.

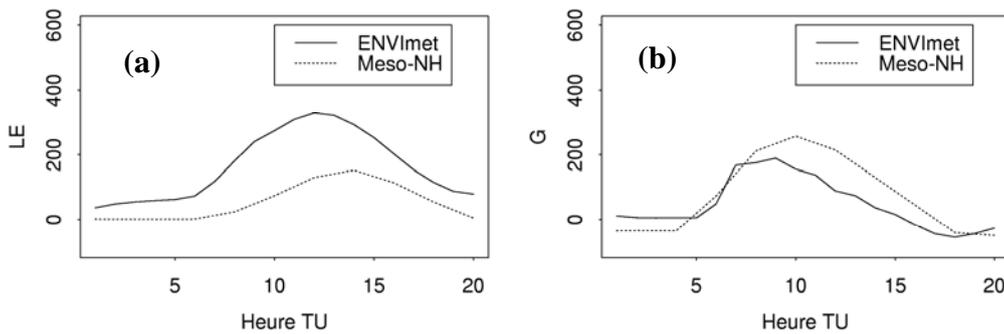


Figure 7. 12 : flux LE (a) et G (b) simulés par ENVImet et Mésos-NH. Sol humide.

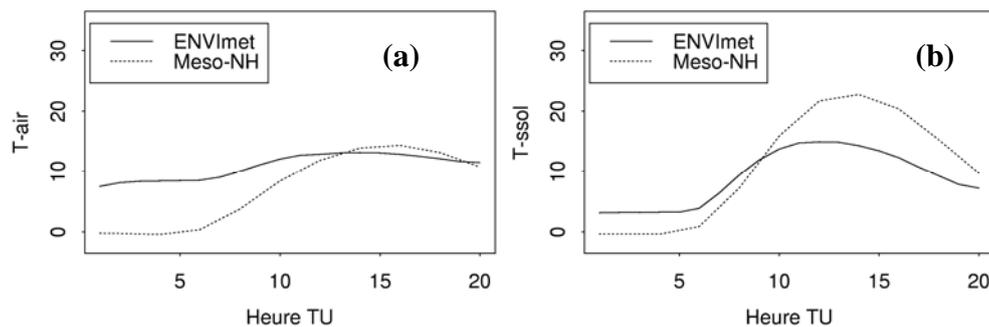


Figure 7. 13 : température de l'air à 2 m de la surface (a) et température de la surface du sol (b) simulées par ENVImet et Mésos-NH. Sol humide.

III.3. Conclusion

L'analyse des résultats associés à ces deux tests permet de dégager quelques remarques quant au fonctionnement de la partie atmosphérique du modèle 1D d'ENVI met ainsi que le schéma de surface du modèle principal 3D :

- Le modèle 1D semble surestimer la température de l'air au voisinage de la surface du sol (écart de plus de 5 °C dès le début des simulations) et par la même occasion l'épaisseur de la couche convective (écart de 500 m, environ).
- Il restitue globalement les tendances de la vitesse du vent et celles de l'ECT à midi. Cependant, les estimations de l'ECT à 1h00 ne sont pas satisfaisantes.
- Le schéma de surface du modèle 3D est problématique dans la mesure où la température de l'air et celle de la surface ne sont pas simulées correctement. Les écarts pour la température de la surface du sol sont plus forts en milieu (plus de 8 °C) qu'en début de journée alors que celle de l'air montre une tendance opposée.

Il est probable que l'hypothèse de la non prise en compte de l'effet des gradients thermiques (flottabilité) dans les équations de E et ε du modèle 1D et 3D soit à l'origine de ce dysfonctionnement. Dans un premier temps, en raison de la complexité du modèle nous allons tenter d'intégrer les termes des gradients thermiques (flottabilité) dans le modèle 1D.

III.4. Prise en compte de la flottabilité dans le modèle 1D

III.4.1. Bref rappel

Si l'on considère une configuration 1D sans prendre en compte l'effet de la végétation, il est possible d'écrire de manière simplifiée les équations de E et ε selon les formes suivantes :

$$\frac{\partial E}{\partial t} = - Tr + Pr + Th - \varepsilon \quad (7.3)$$

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial t} = - Tr_\varepsilon + A.Pr + B.Th - C \quad (7.4)$$

$$I_1 \quad I_2 \quad I_3 \quad I_4 \quad I_5$$

Remarquons tout d'abord l'absence des termes d'advection du fait de l'aspect monodimensionnel des échanges mis en jeu pour la caractérisation de l'ECT et de ε . Les termes Tr et Tr_ε correspondent au transport vertical de l'ECT et de ε , respectivement. Ils s'expriment par :

$$Tr = \frac{\overline{\partial(w'E)}}{\partial z} \quad (7.5)$$

$$Tr_\varepsilon = \frac{\partial(\overline{w'\varepsilon})}{\partial z} \quad (7.6)$$

Rappelons que Pr et Th représentent les termes de production et de flottabilité, respectivement. Ils prennent la forme :

$$Pr = K_m \left\{ \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \right)^2 \right\} \quad (7.7)$$

$$Th = \frac{g}{\theta} K_h \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \quad (7.8)$$

Les termes A , B et C introduits dans l'équation 7.4 s'expriment en fonction de E et de ε et des paramètres empiriques du modèle $E - \varepsilon$ standard :

$$A = c_1 \frac{\varepsilon}{E} \quad (7.9)$$

$$B = c_3 \frac{\varepsilon}{E} \quad (7.10)$$

$$C = c_2 \frac{\varepsilon^2}{E} \quad (7.11)$$

Pour la comparaison avec Méso-NH, nous avons choisi de normaliser les termes du bilan de l'ECT (Tr , Pr , Th et ε) par une grandeur caractéristique :

$$\frac{(w^*)^3}{z_i} \quad (7.12)$$

où w^* est une échelle de vitesse dite « échelle de vitesse convective » caractéristique de conditions purement convectives. Elle prend en compte le flux turbulent de surface $(\overline{w'\theta'})_s$, la hauteur de la couche convective z_i ainsi que la température potentielle moyenne $\bar{\theta}$:

$$w^* = \left[\frac{g \cdot z_i}{\bar{\theta}} (\overline{w'\theta'})_s \right]^{1/3} \quad (7.13)$$

Cette normalisation est d'un intérêt évident puisque d'une part, elle va nous permettre d'éviter de comparer des valeurs très faibles des termes du bilan de l'ECT et donc d'obtenir des ordres de grandeurs plus faciles à comparer, et d'autre part de pouvoir comparer avec les résultats de Stull (1988) déjà montrés dans le chapitre 1.

III.4.2. Mise en œuvre

La prise en compte de la flottabilité a nécessité la réintégration du terme Th dans les équations 7.3 et 7.4. Les premiers essais ont conduit à des plantages du modèle au lever du soleil. À cet instant, au voisinage immédiat de la surface, les gradients thermiques dans le modèle s'inversent (deviennent négatifs) et augmentent brutalement. Cette augmentation brutale a conduit à ce que le terme Th devienne prépondérant par rapport aux autres termes et que l'on obtienne rapidement des instabilités numériques. Pour éviter ces problèmes, nous avons affiné le pas de mise à jour du bilan d'énergie de la surface du sol en considérant une valeur de 10 s au lieu de 3 min . Cette procédure a permis une augmentation moins brutale de la température du sol et donc un calcul numérique stable.

III.4.3. Résultats et discussion

III.4.3.1. Les profils verticaux : cas des sols sec et humide

La prise en compte de la flottabilité se répercute par une amélioration significative des profils de température et de l'ECT tant à 1h00 qu'à 12h00. Pour les deux situations simulées, le développement de la couche limite semble être meilleur (Figure 7. 14 et Figure 7. 17). Par exemple, à midi, sur le sol sec, la hauteur de la couche convective est corrigée de 350 m (on passe de 1000 m à 650 m d'épaisseur, environ). Toutefois, nous remarquons qu'il persiste encore, malgré cette amélioration des écarts relativement importants au voisinage immédiat de la surface : plus de 4 °C à midi [Figure 7. 14 (b) et Figure 7. 17 (b)].

Les profils de l'ECT résultant sont plus satisfaisants à midi (Figure 7. 15 et Figure 7. 16). Cependant, nous pouvons approfondir leur analyse en comparant les termes de leurs bilans à ceux de Méso-NH. Sur la Figure 7. 18 et Figure 7. 19 sont reportés les termes du bilan de l'ECT pour les sols sec et humide calculés à partir des deux modèles après avoir appliqué la normalisation expliquée ci-dessus à midi. Les résultats de Stull (1988) sont donnés dans la Figure 7. 20. Nous constatons que pour le sol sec les tendances des termes ε et Pr sont globalement bien simulées excepté que les valeurs d'ENVImet sont plus fortes pour ε et plus faibles pour Pr par rapport à Méso-NH. Sur la globalité des résultats, nous retenons une surestimation et une sous-estimation qui varient selon les termes et qui ne semblent donc pas trop affecter les profils de E . Cela se traduit par des estimations de E peu éloignées de celles de Méso-NH. Ces interprétations restent également valables pour le cas du sol humide.

Il faut noter également que les résultats obtenus montrent une bonne cohérence avec ceux donnés par Stull (1988). Les profils d'ENVImet se situent bien dans les gammes de variations illustrées par la Figure 7. 20.

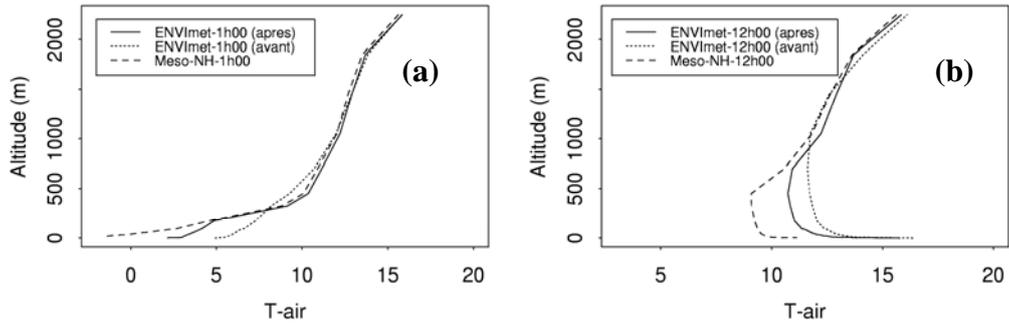


Figure 7.14 : profil de température de l'air simulé par ENVImet et Méso-NH à 1h00 (a) et à 12h00 (b) avant et après la prise en compte de la flottabilité. Sol sec

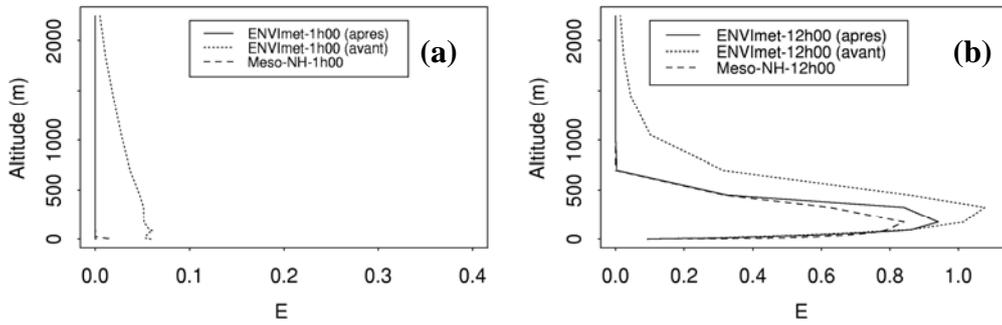


Figure 7.15 : profil de ECT simulée par ENVImet et Méso-NH à 1h00 (a) et à 12h00 (b) avant et après la prise en compte de la flottabilité. Sol sec

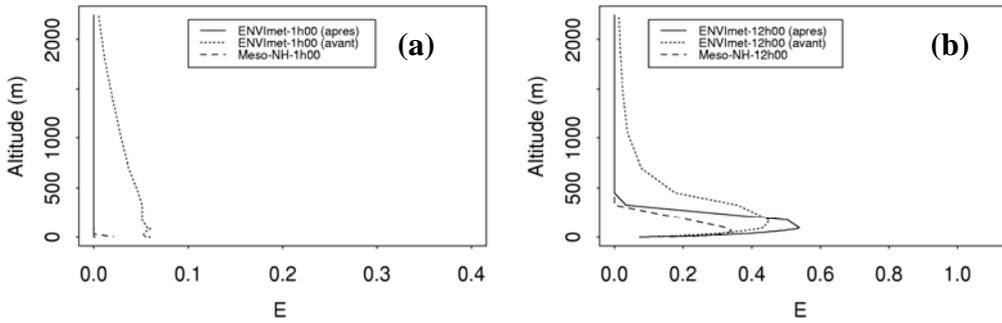


Figure 7.16 : profil de ECT simulée par ENVImet et Méso-NH à 1h00 (a) et à 12h00 (b) avant et après la prise en compte de la flottabilité. Sol humide

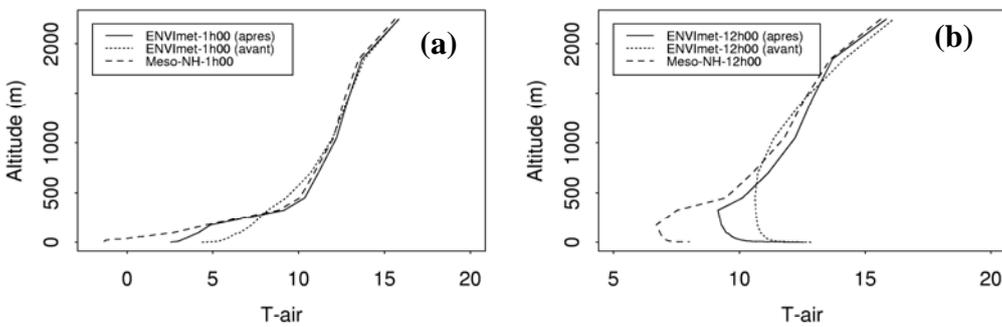


Figure 7.17 : profil de température de l'air simulée par ENVImet et Méso-NH à 1h00 (a) et à 12h00 (b) avant et après la prise en compte de la flottabilité. Sol humide

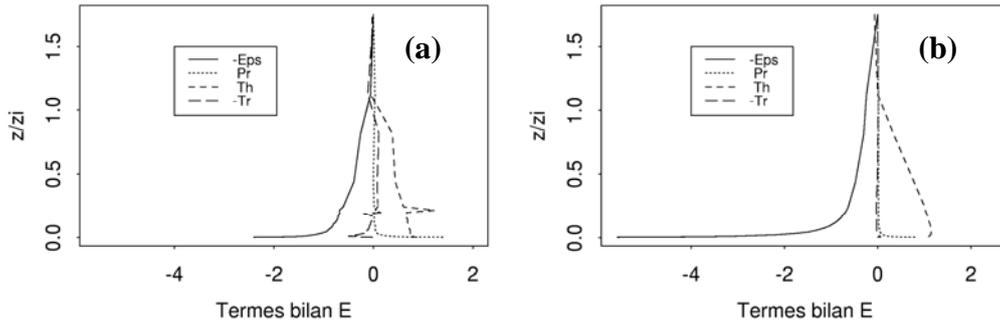


Figure 7. 18 : termes du bilan de l'ECT simulée par ENVImet (a) et Méso-NH (b) à 12h00 après la prise en compte de la flottabilité. Ces termes sont normalisés par w_*^3 / z_i . Sol sec

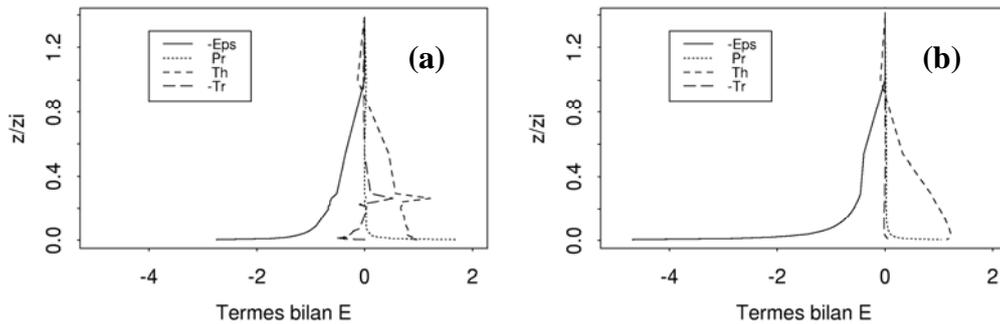


Figure 7. 19 : termes du bilan de l'ECT simulée par ENVImet (a) et Méso-NH (b) à 12h00 après la prise en compte de la flottabilité. Ces termes sont normalisés par w_*^3 / z_i . Sol humide.

III.4.3.2. Les flux et les températures journalières (surface du sol et air) : cas du sol humide

Pour ces variables, nous allons analyser exclusivement celles correspondant au sol humide sachant que celles du sol sec ont donné les mêmes tendances avec pratiquement les mêmes ordres de grandeurs en termes d'écart. Le flux R_n semble être insensible à cette modification. Les courbes obtenues avant et après la prise en compte du terme Th sont semblables [Figure 7. 21 (a)]. Il en est de même pour le flux G [Figure 7. 22 (b)]. En revanche, les flux H et LE ont été significativement améliorés surtout la nuit où les écarts ont été significativement réduits [Figure 7. 21 (b) et Figure 7. 22 (a)] : par exemple, pour H on améliore de plus de 50 W.m^{-2} . Le flux H est en bon accord avec celui simulé par Méso-NH. Néanmoins, les estimations finales de LE et G restent non satisfaisantes compte tenu des écarts relativement importants à midi (plus de 100 W.m^{-2}).

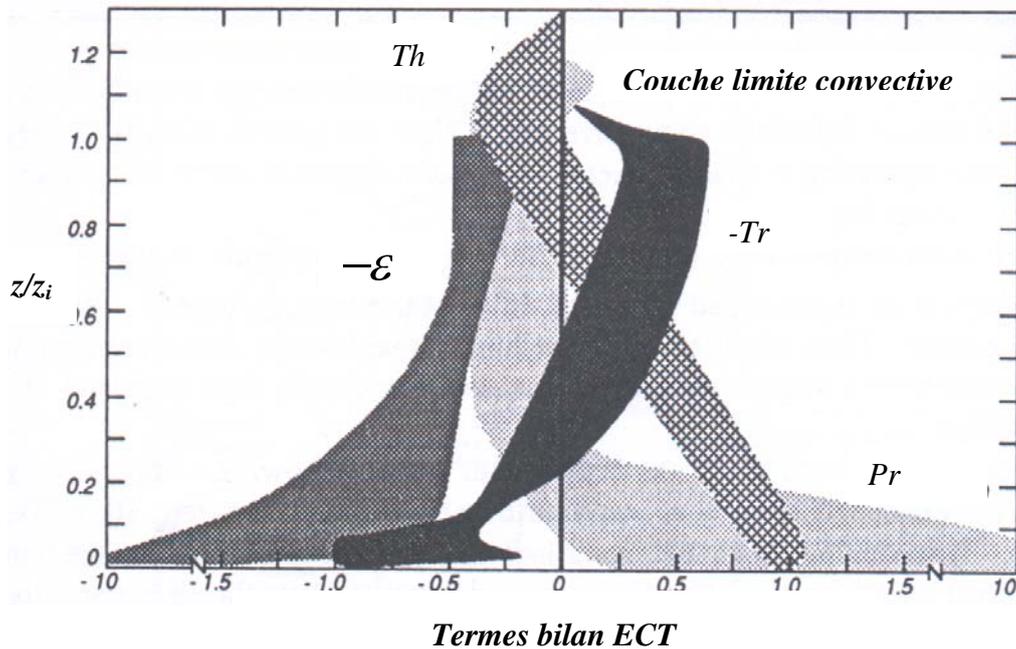


Figure 7. 20 : termes du bilan de l'ECT normalisés par w_*^3 / z_i . Les zones ayant différents niveaux de gris et textures indiquent les gammes de variation possibles. Ces données sont issues des résultats de Deardorff (1974), André et al., (1978), Therry et Lacarrère (1983), Lenschow (1974), Pennell et LeMone (1974), Zhou et al., (1985) et Chou et al., (1986).
Extrait de Stull (1988), pp. 155

En ce qui concerne les températures, l'amélioration due à la prise en compte du terme Th s'avère beaucoup plus significative sur la température de l'air que sur celle de la surface (Figure 7. 23). Les écarts sur la température de l'air en début de journée ont été bien améliorés : nous constatons une réduction des écarts de plus que la moitié (plus de 5 °C). Néanmoins, son allure globale semble être difficile à restituer et présente de fortes incohérences. Ceci peut être dû à la non prise en compte du terme Th dans les équations de E et de ε du modèle 3D. Les essais que nous avons faits pour les intégrer dans ce modèle se sont heurtés à des instabilités numériques qui sont survenues même au démarrage du modèle.

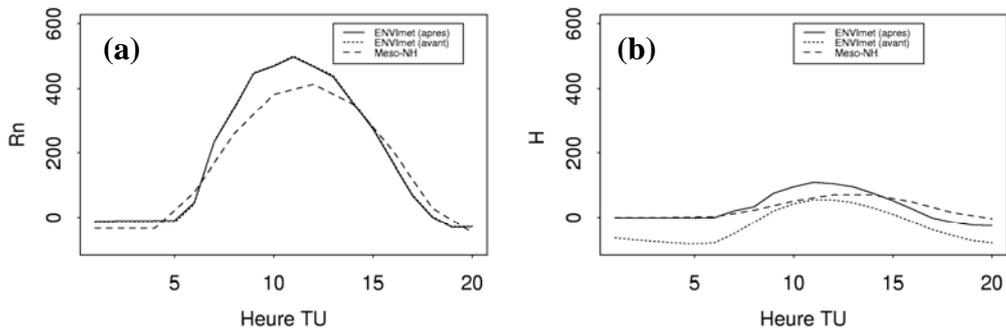


Figure 7. 21 : flux R_n (a) et H (b) simulés par ENVI met (avant et après la prise en compte du terme Th) et Méso-NH. Sol humide.

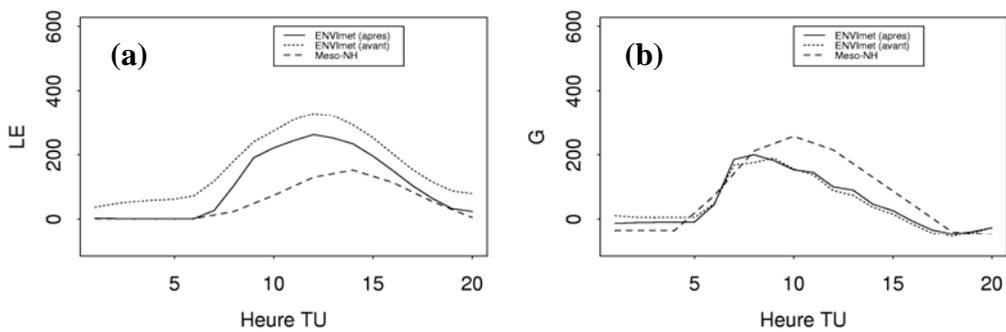


Figure 7. 22 : flux LE (a) et G (b) simulés par ENVI met (avant et après la prise en compte du terme Th) et Méso-NH. Sol humide.

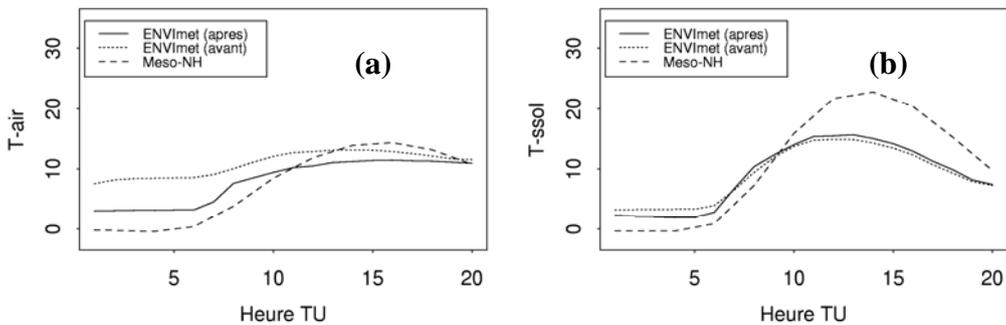


Figure 7. 23 : température de l'air à 2 m de la surface (a) et température de la surface du sol (b) simulés par ENVI met (avant et après la prise en compte du terme Th) et Méso-NH. Sol humide.

IV. Analyse des jours de validation de la base soja 90

Nous proposons maintenant de réexaminer les jours de validation après avoir effectué cette analyse comparative des profils verticaux du modèle 1D ainsi que du schéma de surface du modèle 3D. Il s'agira de comparer les flux du bilan d'énergie ainsi que la température de l'air aux mesures. Les résultats des flux H , LE , G et R_n des jours 211, 214 et 238 sont reportés sur trois figures respectives : Figure 7. 24, Figure 7. 25 et Figure 7. 26. Les flux (R_n , H , LE et G) des jours 223 et 235 sont reportés en annexe III. Il ressort que sur la globalité des jours analysés le R_n est globalement en accord avec les mesures. Le modèle donne donc des

estimations satisfaisantes de l'énergie radiative disponible à la surface. Par ailleurs, le partage de cette énergie radiative nette entre les différents flux varie selon le jour considéré. Pour le jour 211 (sol très peu couvert), le flux H est en bon accord avec les mesures alors que le flux LE est surestimé. Cette surestimation peut être liée, d'une part à l'albédo qui, comme nous l'avons signalé dans le précédent chapitre, est sous-estimé, et d'autre part au transfert d'eau dans le sol qui par remontée capillaire engendre une chute de la température de la surface du sol à partir de 9h00 laquelle fait augmenter LE et diminuer par la même occasion le flux G. Toutefois, le flux G montre une courbe en avance par rapport aux mesures avant 9h00. Ceci peut être dû à la capacité thermique du sol calculée d'après Deardorff (1978) et qui pourrait être améliorée en utilisant la formule de Chanzy (1991) obtenue par calibration à partir d'un jeu de données acquis lors de la campagne soja 90.

En ce qui concerne, le jour 214 (végétation moyennement dense), le résultat final des flux est globalement meilleur que celui du jour 211 et est satisfaisant mis à part le flux G qui, malgré la tendance bien simulée est également en décalage par rapport aux mesures. Quant au jour 238 (végétation dense), le flux G est sous-estimé à midi. Un tel résultat peut être lié à la surestimation de la température de la feuille laquelle peut être due à la surestimation de la réponse stomatique (flux LE surestimé et H sous-estimé). Nous pouvons espérer une amélioration de ces résultats en introduisant un autre formalisme beaucoup plus réaliste que celui de Deardorff (1978) pour décrire les mécanismes du transfert d'eau à l'échelle de la feuille. En ce qui concerne la température de l'air, pour tous les jours de validation les simulations ne sont pas en accord avec les mesures (Figure 7. 27 et Figure 7. 28). Les tendances et les écarts ne sont pas concluants malgré les améliorations qui ont été apportées dans le cadre de ce chapitre.

Les forts écarts constatés en début et en fin de journée peuvent être dus à la non prise en compte de la flottabilité dans le modèle 3D. Nous pouvons même nous livrer à accorder un poids important à cette explication puisque, comme nous l'avons annoncé précédemment, la prise en compte de la flottabilité a significativement amélioré les profils de température simulés par le modèle 1D en début de simulation.

Les forts écarts de température observés en milieu de journée dans le cas des jours 211 et 238 peuvent s'expliquer par le flux LE qui est surestimé et qui tend à réduire la température simulée. Pour le jour 214, le flux LE étant bien simulé, il reste difficile d'expliquer la surestimation de la température de l'air en milieu de journée.

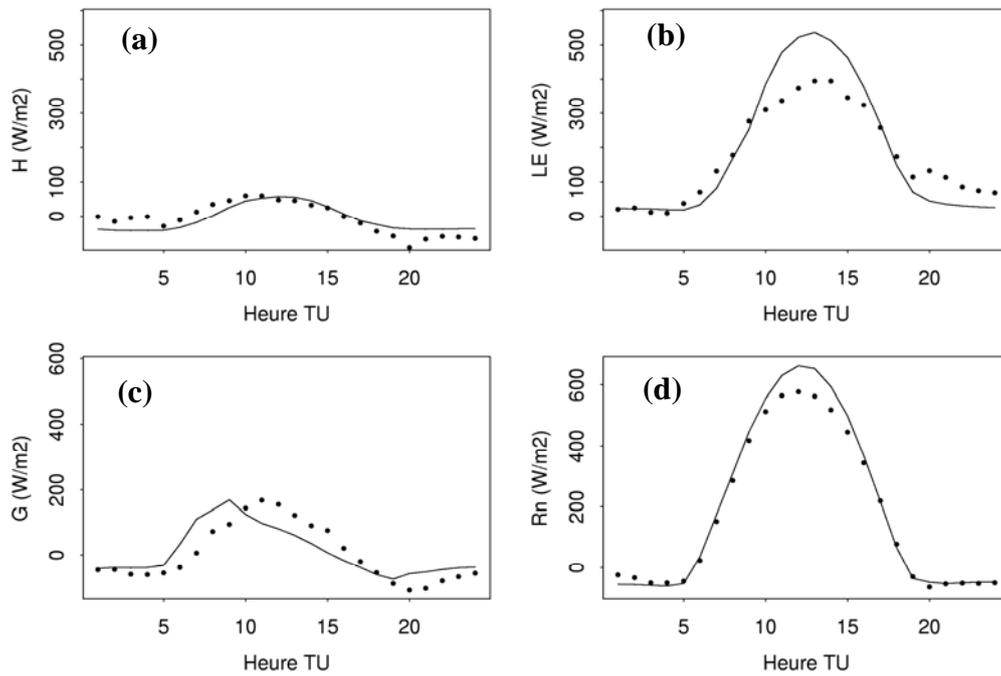


Figure 7. 24 : flux simulés (ligne continue) et observés (points) ; H (a) [$RMSE = 25 \text{ W.m}^{-2}$], LE (b) [$RMSE = 72 \text{ W.m}^{-2}$], G (c) [$RMSE = 47 \text{ W.m}^{-2}$] et Rn (d) [$RMSE = 38. \text{ W.m}^{-2}$], jour 211.

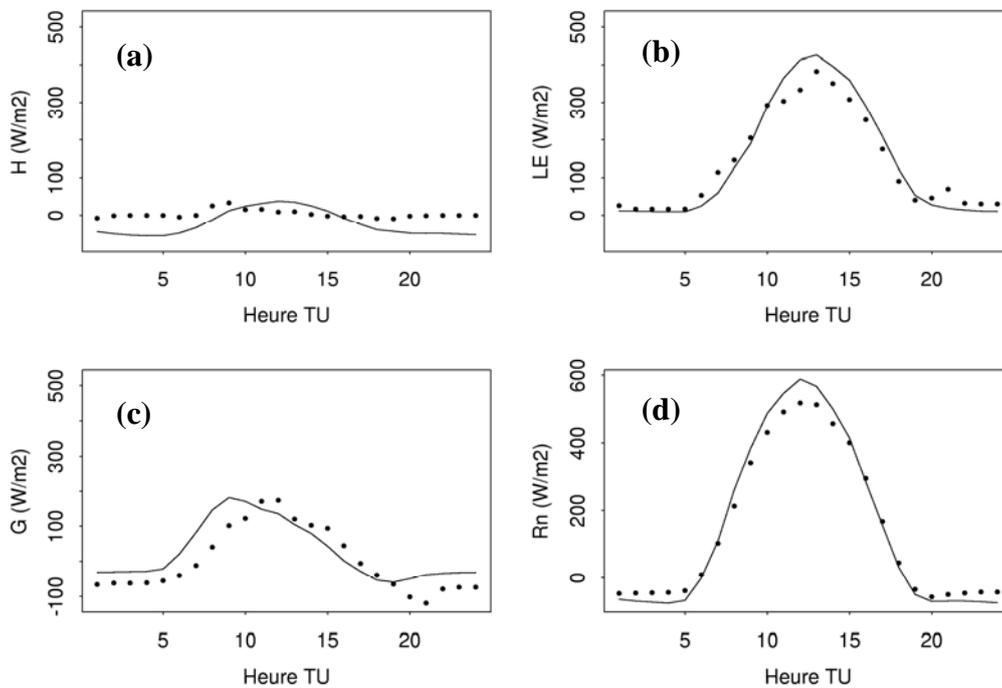


Figure 7. 25 : flux simulés (ligne continue) et observés (points) ; H (a) [$RMSE = 38 \text{ W.m}^{-2}$], LE (b) [$RMSE = 34 \text{ W.m}^{-2}$], G (c) [$RMSE = 50 \text{ W.m}^{-2}$] et Rn (d) [$RMSE = 33 \text{ W.m}^{-2}$], jour 214.

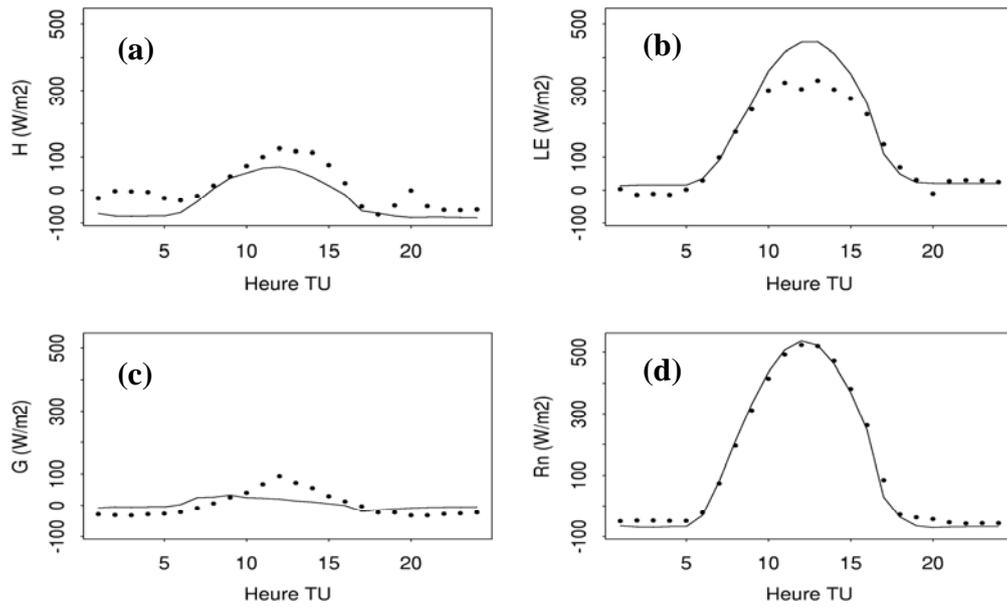


Figure 7. 26 : flux simulés (ligne continue) et observés (points) ; H (a) [$RMSE = 46 \text{ W.m}^{-2}$], LE (b) [$RMSE = 53 \text{ W.m}^{-2}$], G (c) [$RMSE = 29 \text{ W.m}^{-2}$] et Rn (d) [$RMSE = 19. \text{ W.m}^{-2}$], jour 238.

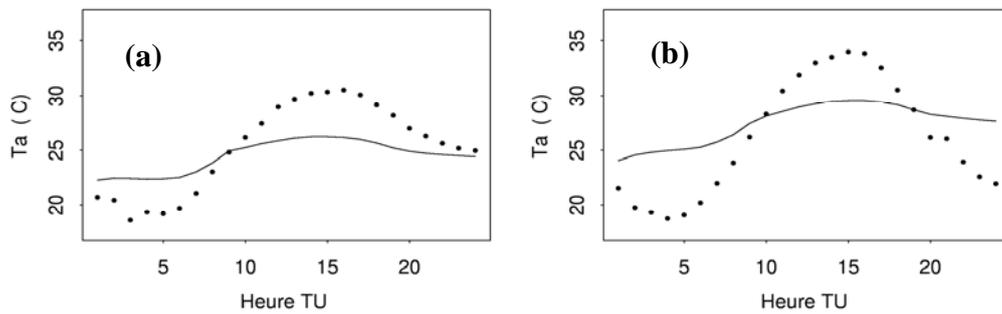


Figure 7. 27 : température de l'air simulée (ligne continue) et observée (points) au-dessus du couvert : jour 211 (a) [$RMSE = 2.7 \text{ }^{\circ}\text{C}$] et jour 214 (b) [$RMSE = 3.8 \text{ }^{\circ}\text{C}$].

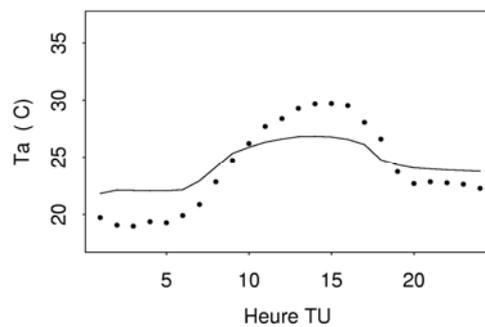


Figure 7. 28 : température de l'air simulée (ligne continue) et observée (points) au-dessus du couvert : jour 238 [$RMSE = 2.0 \text{ }^{\circ}\text{C}$].

V. Conclusion

Ce chapitre a permis d'une part, d'analyser le modèle de CLA 1D ainsi que le schéma de surface du modèle 3D sur deux situations de sols nus en comparant à Méso-NH et d'autre

part, de discuter les résultats des jours de validation. De ces deux étapes, quelques conclusions peuvent être tirées :

- L'hypothèse de la non prise en compte des termes de flottabilité en conditions nocturnes dans le modèle 1D est non réaliste et l'introduction de ces termes dans les équations de l'ECT et de ε améliore significativement les profils de température et de l'ECT. Les termes du bilan de l'ECT ont montré, par ailleurs, de bonnes tendances comparativement aux résultats de Mésos-NH, mais aussi à ceux de Stull (1988). Les flux de surface, la température du sol et celle de l'air ont également été améliorés.
- Les jours de validation montrent également une amélioration significative. Le R_n est en bon accord avec les mesures. En ce qui concerne les autres flux, la qualité de leur estimation varie selon les jours. La température de l'air, quant à elle, est particulièrement problématique du fait de sa surestimation la nuit et de sa sous-estimation dans la journée. Ce dysfonctionnement peut être attribué d'une part, à la non prise en compte de la flottabilité la nuit et de la divergence du rayonnement dans le modèle 3D, et d'autre part au formalisme de calcul de la résistance stomatique (Deardorff, 1978) qui est assez simple.

Conclusion et perspectives

Conclusion et perspectives

Ce travail a porté sur l'évaluation d'un nouveau modèle de CLA 3D appelé ENVI_{met} (Bruse et Fleer, 1998) sur une parcelle homogène de soja. Après l'étude bibliographique qui nous a permis de monter les spécificités de la modélisation des échanges d'énergie et de masse tant au voisinage de la surface que dans la CLA, nous nous sommes focalisés, dans un premier temps, sur l'identification des hypothèses adoptées dans le modèle en question que ce soit dans son schéma de surface ou dans son schéma atmosphérique.

Dans un second temps, la présentation des outils d'analyse et des mesures utilisées pour la validation, nous a permis d'introduire les modèles ayant servi de base pour l'évaluation des hypothèses d'ENVI_{met}, mais aussi de sélectionner cinq jours (jour 211, 214, 223, 235, et 238) d'observation ayant des caractéristiques différentes en terme de quantité de feuilles et de conditions hydriques dans le sol.

Ensuite, nous avons abordé un premier volet de l'analyse du modèle qui est les conditions initiales et aux limites. En ce qui concerne les conditions initiales, trois variables ont été analysées : la température et l'humidité de l'air ainsi que la température dans le sol. Pour la température et l'humidité de l'air, ENVI_{met} a été modifié de manière à prendre en compte (1) les profils initiaux du radiosondage de Nîmes pour initialiser la haute atmosphère et (2) les mesures au-dessus du couvert pour les conditions initiales au voisinage de la surface. Les résultats montrent une amélioration significative des estimations notamment en début de journée. Toutefois, une augmentation inhabituelle de la température de l'air au-dessus du couvert a été observée en début de journée due à de problèmes liés à la description de la turbulence dans la CLA. En ce qui concerne la température dans le sol, nous avons introduit un profil initial à trois valeurs au lieu du profil homogène par défaut. Les résultats de cette procédure montrent également une amélioration significative du démarrage du flux conductif dans le sol, bien que les écarts simulation-observation restent relativement importants en milieu de journée.

Le second volet de l'analyse du modèle a traité du transfert radiatif des courtes et des grandes longueurs d'onde. Il s'agit particulièrement du rayonnement incident (solaire et atmosphérique) ainsi que de l'émission dans le couvert. Pour le rayonnement solaire, nous avons comparé les sorties d'ENVI_{met} (transmission et absorptions du sol et de la végétation) à celles du modèle SAIL (Verhoef, 1984). Cette comparaison a permis de mettre en relief sur les faiblesses des hypothèses d'ENVI_{met} et de proposer de nouvelles équations utilisant des paramètres empiriques calés par rapport aux résultats de SAIL. Cette démarche a permis d'améliorer considérablement l'albédo. De plus, nous avons obtenu un bon accord entre les mesures et les observations du rayonnement absorbé par le couvert pour tous les jours simulés. Pour le rayonnement atmosphérique, nous avons suivi la même démarche que celle du rayonnement solaire. Néanmoins, les équations établies n'ont pas pu être validées par

absence de mesures. Concernant l'émission dans le couvert, la comparaison avec les simulations (rayonnements transmis, absorbé par le sol, par la végétation et par le couvert) du modèle LAP (Prévot, 1985) a montré le bon fonctionnement d'ENVI-met sur la totalité des tests réalisés.

L'analyse détaillée de cette partie radiative a conduit à des améliorations significatives en terme de rayonnement net (nous avons pu également résoudre le problème des écarts dépassant 200 W.m^{-2}). Malgré tout, il reste des problèmes concernant l'évolution de la température de l'air qui montre des résultats non satisfaisants en début et en fin de journée. Toutefois, il faut mentionner la place importante qu'a occupé cette analyse radiative dans ce travail tant en terme de développement méthodologique qu'en terme de temps consacré (corrections des erreurs de codage, extraction des modules radiatifs du code, etc.)

La mauvaise estimation de la température de l'air nous a mené à aborder le dernier volet qui est l'analyse de la turbulence dans le modèle. La comparaison des sorties du modèle 1D d'ENVI-met avec celles du modèle Méso-NH (profils verticaux de température, de l'énergie cinétique, flux journaliers, etc.) ont mis en évidence les faiblesses de l'hypothèse consistant à négliger l'effet des gradients thermiques en conditions stables. La prise en compte de ces effets dans le modèle 1D a permis d'améliorer les profils verticaux ainsi que les flux et la température de l'air au-dessus de la surface estimés par ENVI-met et de les rapprocher de ceux de Méso-NH pour les situations analysées. Pour les jours de validation, les modifications apportées à ENVI-met à l'issue de cette comparaison ont permis d'obtenir un rayonnement net globalement satisfaisant. Les allures journalières des flux sont également satisfaisantes bien que les jours 211, 235 et 238 montrent des écarts significatifs à midi sur le flux d'évapotranspiration (supérieurs à 100 W.m^{-2}). En ce qui concerne la température de l'air, le modèle montre encore un fonctionnement aberrant qui nécessite plus d'investigations concernant les hypothèses prises en compte (l'effet des gradients thermiques en conditions stables sur les mécanismes de la turbulence et l'effet du rayonnement net de l'air sur la température sont négligés dans le modèle 3D).

Au point où nous sommes arrivés, nous sommes parvenus à établir un schéma d'évaluation cohérent de ce modèle en se basant sur des modèles déjà validés et des données expérimentales. Nous avons également amélioré significativement ses résultats. Pour conclure sur ses potentialités, nous pouvons retenir son bon fonctionnement en terme de simulation du rayonnement solaire absorbé et les résultats du rayonnement net du couvert globalement satisfaisants. Les flux de surface présentent des allures satisfaisantes. En revanche, pour la température de l'air, le modèle reste malgré les améliorations apportées, incapable de la simuler correctement. Ceci peut être lié aux hypothèses évoquées précédemment.

Ce travail ayant permis d'analyser de manière relativement détaillée la partie radiative et la turbulence d'ENVI-met, il peut servir de base pour proposer quelques perspectives.

- Dans un premier temps, le module de la température de l'air devrait faire l'objet d'une analyse plus détaillée : le rayonnement net de l'air en conditions nocturnes traduisant le refroidissement nocturne de la surface est probablement la clé de la mauvaise estimation

de la température. Aussi, il ne faut pas négliger l'effet des gradients thermiques sur la turbulence la nuit et dont la prise en compte dans le modèle 1D a amélioré significativement le démarrage de la température de l'air. Nous pouvons espérer une amélioration similaire dans le cas du modèle 3D. L'amélioration du flux d'évapotranspiration du couvert nécessitera l'analyse des mécanismes de conductance stomatique qui sont déterminants dans les transferts d'eau de la végétation vers l'atmosphère. L'approche de Deardorff (1978) utilisée pour modéliser ces transferts est assez simple et peut être remplacée par l'approche de Jacobs (1994) qui est beaucoup plus réaliste, mais beaucoup plus complexe. L'analyse du vent qui n'a pas été abordée dans le cadre de ce travail est un volet important. Les conditions initiales du vent peuvent être améliorées en utilisant les mesures. De plus, il sera judicieux d'étudier les possibilités de forçage du modèle par les mesures au cours du temps, bien qu'il ne semble pas adapté à cette procédure compte tenu des problèmes numériques. Du fait de l'importance du rôle du sol sur les variables climatiques au-dessus de la surface, les échanges hydriques et thermiques peuvent également être étudiés en comparant aux mesures qui sont disponibles dans la base soja 90.

- Dans un second temps, le modèle en question peut être testé sur un cas hétérogène avec une mosaïque de parcelles différentes afin d'analyser l'effet de la surface sur les variables climatiques et d'évaluer par la suite l'impact de cet effet sur l'estimation des rendements. Il sera également opportun d'effectuer une comparaison des simulations du modèle notamment les profils des variables climatiques à ceux simulés par l'approche de Brown et Gillespie (1991). Cette étape permettra de préciser ses limites et son domaine de validité. Le modèle peut être également exploité pour simuler des scénarii d'occupation du sol en lien avec les orientations agricoles dans la région du Sud Est de la France.

Références bibliographiques

Références bibliographiques

- [1] **ÀCS F.** – A coupled soil-vegetation scheme : description, parameters, validation and sensitivity analysis – *Journal of Applied Meteorology*, vol 33, 1994 – p. 268-284.
- [2] **ANDRÉ J.** – Simulation numérique détaillée de la couche limite atmosphérique, comparaison avec la situation des 2 et 4 juillet 1977 à Voves – *La Météorologie*, série 22, 1980 – p. 6-49.
- [3] **ARISTIDES N., ALAN K.** – A numerical study of the Chicago Lake Breeze – *Boundary Layer Meteorology*, 1976 – p. 93-123.
- [4] **ASPLEY D., CASTRO I.** – A limited-length-scale $k-\varepsilon$ model for the neutral and stably-stratified atmospheric boundary layer – *Boundary Layer Meteorology*, vol 83, 1997 – p. 75-98
- [5] **BAY Delphine** – Comparaison de différentes méthodes d'estimation de l'évapotranspiration réelle d'une culture de soja – Rapport de stage d'ingénieur : INRA Science du sol (Avignon), 1990 – 62 p + annexes.
- [6] **BERTUZZI Patrick** – Comparaison de trois méthodes d'estimation du flux de chaleur sensible au-dessus d'un couvert végétal de soja – Rapport de stage de DAA : INRA Science du sol (Avignon), 1989 – 48 p.
- [7] **BOSILOVICH M., SUN W.** – Formulation and a verification of a land surface parameterization for atmospheric models – *Boundary Layer Meteorology*, vol 73, 1995 – p. 321-341.
- [8] **BOUGEAUT P., LACARRÈRE P.** – Parameterization of orography-included turbulence in a mesobeta-scale model – *Monthly Weather Review*, vol 117, 1989 – p. 1872-1890.
- [9] **BOURG Olivier** – Modélisation tridimensionnelle des interactions atmosphère-biosphère sur une petite région agricole dans le cadre de la campagne Alpilles-Reseda – Rapport de stage de DEA. Climat et physico-chimie de l'atmosphère : Université Joseph Fourier (Grenoble), Université Blaise Pascal (Clermont-Ferrand), INRA (Avignon), 2001 – 45 p.
- [10] **BRANCHET Bérangère** – Analyse d'un modèle de couche limite atmosphérique bidimensionnel non-hydrostatique anélastique – Thèse de doctorat. Mathématiques appliqués : Université de Bordeaux I, 1998 – 210 p.
- [11] **BRINKOP S., ROECKNER E.** – Sensitivity of a general circulation model to parameterizations of cloud-turbulence interactions in the atmospheric boundary layer – *Tellus*, vol 47A, 1995 – p. 197-220.

- [12] **BRISSON N., OLIOSO A., CLASTRE P.** – Daily transpiration of field soybeans as related to hydraulic conductance, root distribution, soil potential and midday leaf potential – *Plant and Soil*, vol 154, 1993 – p. 227-237.
- [13] **BROWN R., GILLESPIE T.** – Estimating crop top microclimate from weather station data – *Atmosphere Ocean*, vol 29, 1991 – p. 110-132.
- [14] **BRUNET, Y., PRADEL E., CAMENEN L.** – Introduction aux transferts turbulents – *Actes de l'École Chercheur en Bioclimatologie*, Tome 1, 1995 – p. 405-423.
- [15] **BRUSE M., FLEER H.** – Simulating Surface-Plant-Air interactions inside urban environments with a three-dimensional numerical model – *Environmental Software and Modeling*, vol 13, 1998 – p. 373-384.
- [16] **BRUSE Michael** – Die Auswirkungen kleinskaliger umweltgestaltung auf das mikroklima. Entwicklung des prognostischen numerischen modells ENVI-met zur simulation der wind, temperatur und feuchteverteilung in städtischen strukturen – Ph.D. thesis. University of Bochum, 1998 – 186 p.
- [17] **BRUTSAERT W.** – On a derivable formula for long wave radiation from clear skies – *Water Resources Research*, vol 11, 1975 – p. 742-744
- [18] **CARNAHAN Brice, LUTHER H., WILKES James.** – Applied numerical methods, John Wiley & Sons, Unites States of America, 1969 – p. 452-453.
- [19] **CALVET J., NOILHAN J., ROUJEAN J. et al.** – An interactive vegetation SVAT model tested against data from six contrasting sites – *Agricultural and Forest Meteorology*, vol 92, 1998 – p. 73-95.
- [20] **CAROLL J.** – Sensitivity of PBL predictions to model design and uncertainties in environmental inputs – *Boundary Layer Meteorology*, vol 65, 1993 – p. 137-158.
- [21] **CAYROL Pascale** – Assimilation des données de télédétection dans un modèle de croissance de la végétation et de bilan d'énergie. Application à des zones semi-arides – Thèse de doctorat. Télédétection spatiale : Institut National Polytechnique de Toulouse, 2000 – 195 p + annexes.
- [22] **CELLIER Pierre** – Contribution à la prévision des températures minimales nocturnes en conditions de gelées de printemps. Étude de l'évolution des températures de l'air et du sol au cours de la nuit – Thèse de doctorat. Sciences agronomiques : Institut National Agronomique de Paris-Grignon, 1982 – 138 p + annexes.
- [23] **CHANZY André** – Modélisation simplifiée de l'évaporation d'un sol nu utilisant l'humidité et la température de surface accessible par télédétection – Thèse de doctorat : Institut National Agronomique de Paris-Grignon, 1991 – 221 p + annexes.
- [24] **CHEN F., AVISSAR R.** – The impact of land-surface wetness heterogeneity on mesoscale heat fluxes – *Journal of Applied Meteorology*, vol 33, 1996 – p. 1382-1401.

- [25] **CLAPP R.B., HORNBERGER M.** – Empirical equations for some soil hydraulic properties – *Water Resource Research*, vol 14, n°4, 1978 – p. 601-604
- [26] **COURAULT D., CAUCHI P., CLASTRE P., et al.** – Analyse des variations spatiales de la température de l'air en fonction de l'occupation de surface – *Photo-interprétation*, n° 3-4, 1996 – p. 19-60.
- [27] **COURAULT D., MONESTIEZ P., ARMAND C., et al.** – Interpolation spatiale de la température de l'air par type de temps – *Météorologie*, n° 23, 1998 – p. 53-68.
- [28] **DE MOOR Gérard** – Les théories de la turbulence dans la couche limite atmosphérique – Support de cours. Établissement d'études et de recherches, 1978 – p. 65-100.
- [29] **DEARDORFF J.** – Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation – *Journal of Geophysical Research* – vol 83, 1978 – p. 1889-1903
- [30] **DELEGUE Marie-Anne** – Etude du transfert radiatif dans le couvert végétal et implication sur les échanges énergétiques – Rapport de stage de DEA. Fonctionnement physique, chimique et biologique de la biosphère continentale : Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), École Normale Supérieure (Paris), INRA (Paris Grignon), 1994 – 45 p + annexes.
- [31] **DETERING H., ETLING D.** – Application of the turbulence model to the atmospheric boundary layer – *Boundary Layer Meteorology*, vol 33, 1985 – p. 113-133.
- [32] **DICKINSON R.** – Land surface processes and climate-surface albedos and energy balance – *Advances in Geophysics*, vol 25, 1981 – p. 305-353.
- [33] **DUYNKERKE P.** – Application of the $E - \varepsilon$ turbulence model to the neutral and stable atmospheric boundary layer – *Journal of Atmospheric Science*, vol 45, 1988 – p. 865-880.
- [34] **FLEAGLE Robert., BUSINGER Joost** – An introduction to atmospheric physics – Academic Press, New York, 1963, p. 223-224
- [35] **GOEL Narendra** – Models of vegetation canopy reflectance and their use in estimation of biophysical parameters from reflectance data – *Remote sensing reviews*, 1987 – p. 1-70.
- [36] **GOPALAKRISHNAN S., BAIDYA R., AVISSAR R.** – An evaluation of the scale at which topographical features effect the convective boundary layer using large-eddy simulations – *Journal of Atmospheric Sciences*, vol 57, 2000 – p. 334-351.
- [37] **GRACE J.** – Plant response to wind – Academic Press, 1977 – 204 p.
- [38] **GREEN S.** – Modeling turbulent air flow in a stand of widely-spaced trees – *Phoenix Journal of Computational Fluid Dynamic and Applications*, vol 5, 1992 – p. 294-312.
- [39] **GROSS G.** – Anwendungsmöglichkeiten mesoskaliger Simulationsmodelle dargestellt am Beispiel Darmstadt – *Meteorological Rundschau*, vol 43, 1991 – p. 97-112.

- [40] **GUILLEVIC Pierre** – Modélisation des bilans radiatifs et énergétiques des couverts végétaux – Thèse de doctorat. Télédétection de la biosphère continentale – modélisation : Université Paul Sabatier, 1999 – 181 p.
- [41] **GUTMAN D., TORRENCE E.** – Response of the urban boundary layer to heat addition and heat roughness – *Boundary Layer Meteorology*, vol 9, 1975 – p. 217 – 233.
- [42] **GUYOT Gérard** – Climatologie de l'environnement. De la plante aux écosystèmes – Masson, Paris, 1997 – 505 p.
- [43] **HANNA S., YANG R.** – Evaluation of mesoscale models' simulations of near-surface winds, temperature gradients, and mixing depths– *Journal of Applied Meteorology*, vol 40, n°6, 2000 – p. 1095-1104.
- [44] **HUANG C., RAMAN S.** – Numerical simulation of January 28 cold air outbreak during gale, Part I: the model and sensitivity tests of turbulence closures – *Boundary Layer Meteorology*, vol 55, 1991 – p. 381-407.
- [45] **HURLEY P.** – An evaluation of several turbulence schemes for the prediction of mean and turbulent fields in complex terrain – *Boundary Layer Meteorology*, vol 83, 1997 – p. 43-73.
- [46] **IDSO S., JACKSON R., REGINATO R., et al.** – The dependence of bare soil albedo on soil water content – *Journal of Applied Meteorology*, vol 14, 1975 – p. 109-113.
- [47] **IDSO S.B.** – A set of equations for full spectrum and 8 to 14 μm and 10.5 to 12.5 μm thermal radiation for cloudless skies – *Water Resource Research*, vol 7, 1981 – p. 295-304.
- [48] **JACOBS Cornelis** – Direct impact of the atmospheric CO_2 enrichment on regional transpiration. Ph.D. Thesis : Agricultural University of Wageningen, 1994 – 177 p.
- [49] **JACQUEMIN B., NOILHAN J.** – Sensitivity study and validation of a land surface parameterization using the Hapex-Mobilhy data set – *Boundary Layer Meteorology*, vol 42, 1990 – p. 93-134.
- [50] **JARVIS P.** – The interpretation of the variation in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field – *Phil. Tans. Roy. Soc*, vol 273, 1976 – p. 593-610.
- [51] **JONES Hamlyn.** – Plants and microclimate, a quantitative approach to environmental plant physiology – Cambridge university press, New York, 1983, p. 53-54.
- [52] **KIM H., PATEL V.** – Test of turbulence models for wind flow over terrain with separation and recirculation – *Boundary Layer Meteorology*, vol 94, 2000 – p. 5-21.
- [53] **KIMES S.** – Effect of vegetation canopy structure on remotely sensed canopy temperature – *Remote Sensing of Environment*, vol 10, 1980 – p. 165-174.
- [54] **KOTRONI Vassiliki** – Étude de la dynamique du jet de basses couches et de son rôle sur la discontinuité frontale à partir de données du radar ST et du Sodar obtenues lors de l'expérience FRONTS87 – Thèse de doctorat. Météorologie et physique du cycle de l'eau atmosphérique : Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II, 1993 – 229 p + annexes.

- [55] **LACARRERE P., LAMAUD E., LEROUX X.** – Les modèles météorologiques de méso-échelle, *Actes de l'Ecole Chercheur en Bioclimatologie*, tome 2, 1996 – p. 227-251.
- [56] **LAUNDER B., SPALDING D.** – The numerical computation of turbulent flows – *Computational Methods in Applied Mechanical Engineering*, vol 3, 1974 –p. 269-289.
- [57] **LE BRETON Patricia** – Étude numérique et expérimentale de la convection naturelle laminaire et turbulente en cavité partiellement occupée d'un milieu poreux – Thèse de doctorat : Université Bordeaux I, 1991 – 162 p.
- [58] **LIU J., CHEN J., BLACK T., NOVAK.** – $E - \varepsilon$ modeling of turbulent air flow downwind of model forest edge – *Boundary Layer Meteorology* – vol 77, 1996 – p. 21-44.
- [59] **LIU Y., AVISSAR R.** – Sensitivity of shallow convective clouds and precipitation induced by land-surface forcings to dynamical and cloud microphysics parameters – *Journal of Geophysical Research*, vol 101, 1996 – p. 7477-7497.
- [60] **LOUIS J.** – A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere – *Boundary Layer Meteorology*, vol 17, 1979 – p. 187-202.
- [61] **MAHFOUF J., NOILHAN J.** – Comparative study of various formulations of evaporation from bare soil using in situ data– *American Meteorological Society*, vol 30, 1991 – p. 1354-1365.
- [62] **MIHAILOVIĆ T., RUML M.** – Design of land-air parameterization scheme (LAPS) for modeling boundary layer surface processes – *Meteorological Atmospheric Physics* – vol 58, 1996 – p. 65-81.
- [63] **MONIN A.S., OBUKHOV A.M.** – Basic laws of turbulent mixing in the ground layer of the atmosphere – *Akad. Nauk SSSR Geofiz. Inst. Tr*, vol 151, 1954 – p. 163-187.
- [64] **MONTEITH J.** – **Vegetation and the atmosphere** – Academic Press, London, New York, San Fransisco, 1976 – p. 360-372.
- [65] **NAOT O., MAHRER Y.** – Modeling microclimate environments : a verification study – *Boundary Layer Meteorology*, vol 46, 1988 – p. 333-354.
- [66] **NOILHAN J., MAHFOUF J.** – The ISBA land surface parameterization scheme – *Global and planetary change*, vol 13, 1996 – p. 145-159.
- [67] **NOILHAN J., PLANTON S.** – A simple parameterization of land surface processes for meteorological models – *American Meteorological Society*, vol 117, 1989 – p. 536-549.
- [68] **OKE T.R.** – *Boundary Layer Climates* – Halsted press, New York, 1987 – 372 p.
- [69] **OLIOSO A., TACONET O., BEN MEHREZ M.** – Estimation of heat and mass fluxes from IR brightness temperature, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol 34, n°5, 1996 – p. 1184-1190.
- [70] **OLIOSO A.** – Estimating the difference between brightness and surface temperatures for a vegetal canopy, *Agricultural and forest meteorology*, vol 72, 1995a – p. 237-242.

- [71] **OLIOSO A.** – Simulating the relationship between thermal emissivity and the Normalized Difference Vegetation Index, *International Journal of Remote Sensing*, vol 16, 1995b – p. 3211-3216.
- [72] **OLIOSO Albert** – Simulation des échanges d'énergie et de masse d'un couvert végétal, dans le but de relier la transpiration et la photosynthèse aux mesures de réflectance et de température de surface – Thèse de doctorat. Mécanique, génie mécanique, génie civil : Université de Montpellier II, 1992 – 254 p + annexes.
- [73] **PEREGO S.** – Metphomod - A numerical mesoscale model for simulation of regional photosmog in complex terrain : model description and application during pollumet 1993 (Switzerland) – *Meteorology and Atmospheric Physics*, vol 70, 1999 – p. 43-69.
- [74] **PIEKLE Roger** – Mesoscale meteorological modeling – Academic press, Orlando, 1984 – 612 p.
- [75] **PIEKLE, R., COTTON W., WALKO R., et al.** – A comprehensive meteorological modeling system - RAMS – *Meteorology and Atmospheric Physics*, vol 49, 1992 – p. 69-91.
- [76] **POULET David** – Modélisation méso-échelle de la redistribution des polluants gazeux et particulaires émis par les feux de végétation en Afrique Centrale. Comparaison avec des mesures aéroportées (Campagne EXPRESSO) – Thèse de doctorat. Physique de l'atmosphère : Université Blaise Pascal, 2000 – 217 p + annexes.
- [77] **PREVOT Laurent** – Modélisation des échanges radiatifs au sein des couverts végétaux – application à la télédétection, validation sur un couvert de maïs – Thèse de doctorat. Échanges thermiques : Université Paris VI, 1985 – 178 p.
- [78] **RAPPORT TECHNIQUE** – RAMS, the Regional Atmospheric Modeling System – <http://atmet.com/html/docs/rams/> – 50 p.
- [79] **SAMAALI M., COURAULT D., OLIOSO A., et al.** – Analyse de sensibilité et test d'un modèle de couche limite atmosphérique 3D sur une parcelle homogène de soja – *Congrès de la Société Française de Thermique*, Vittel, 2002 – p. 17-22.
- [80] **SAMAALI M., COURAULT D., OLIOSO A., et al.** – A 3D boundary layer model applied to a homogenous soybean field : improvement and validation – *Journées Internationales de Thermique*, École Polytechnique de Tunisie, 2001 – p. 724-737.
- [81] **SAMAALI Mehrez .** – Description of the ENVIRONMENTAL meteorology (ENVImet) model – rapport technique. INRA (Avignon), unité CSE, 2000 – 26 p.
- [82] **SCHILLING V.** – A parameterization for modeling the meteorological effects of tall forests, a case study of a large clearing – *Boundary Layer Meteorology*, vol 55, 1991 – p. 283-348
- [83] **SEGUIN B., BAEZ S., MONGET J., et al.** – Utilisation de la thermographie infrarouge pour l'estimation de l'évaporation régionale. II : résultats obtenus à partir de données satellites – *Agronomie*, vol 2, 1982 – p. 113-118.

- [84] **SIEBERT J., SIEVERS U., ZDUNKOWSKI W.** – A one-dimensional simulation of the interaction between land surface processes and the atmosphere – *Boundary Layer Meteorology*, vol 59, 1992 – p. 1-34.
- [85] **STOHLGREN T., CHASE T., PIELKE R., et al.** – Evidence that local land use practices influence regional climate, vegetation, and stream flow patterns in adjacent natural areas – *Global Change Biology*, vol 4, 1998 – p. 495-504.
- [86] **STULL Roland** – An introduction to Boundary Layer Meteorology – Kluwer Academic Publishers, Netherlands, 1988, p. 1-250.
- [87] **SUN W., BOSILOVICH M.** – Planetary and surface boundary layer sensitivity to land surface parameters – *Boundary Layer Meteorology*, vol 77, 1996 – p. 353-378.
- [88] **TEASLER R., ANDERSON C.** – A method for solar radiation computations using routine meteorological observations – *Energy and buildings*, vol 7, 1984 – p. 341-352.
- [89] **THERRY G., LACARRÈRE P.** – Improving the eddy kinetic energy model for planetary boundary layer description – *Boundary Layer Meteorology*, vol 25, 1983 – p. 247-266.
- [90] **TJERNSTRÖM M.** – Some tests with a surface energy balance scheme including a bulk parameterization for vegetation in mesoscale model – *Boundary Layer Meteorology*, vol 48, 1989 – p. 33-68.
- [91] **TREMBACK C., WLAKO R.** – The Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) : development for parallel processing computer architectures – *rapport technique*, 2001 – <http://atmet.com/html/docs/rams> – 14 p.
- [92] **TROUFLEAU Denis** – Estimation du flux de chaleur sensible sur couverts épars par télédétection infrarouge thermique et multicapteur. Application aux zones arides et semi-arides – Thèse de doctorat. Science de l'eau : École Nationale du Génie Rural des Eaux et des Forêts, 1996 – 108 p + annexes.
- [93] **TUZET A., PERRIER A., AISSA A.** – A prediction model for field drying of hay using a heat balance method – *Agricultural and Forest Meteorology*, vol 65, 1993 – p. 63-89.
- [94] **VARLET-GRANCHER C., GOSSE G., CHARTIER M., et al.** – Mise au point : rayonnement solaire absorbé ou intercepté par un couvert végétal – *Agronomie*, vol 9, 1989 – p. 419-439.
- [95] **VERHOEF W.** – Light scattering by leaf layers with application to canopy reflectance modeling : the SAIL model – *Remote Sensing of Environment*, vol 16, 1984 – p. 125-141.
- [96] **VOULAND Christophe** – ENVImet : étude et modification diverses – Rapport de stage. INRA (Avignon), unité CSE, 2000 – 12 p + annexes.
- [97] **VOULAND Christophe** – Étude d'un modèle 3D non hydrostatique simulant les échanges entre le sol, la végétation et l'atmosphère – Rapport de stage d'Ingénieur. Ingénierie Mathématique : Institut des Sciences de l'Ingénieur de Toulon et du Var, 1999 – 38 p + annexes.

- [98] **WATANABE T.** – Bulk parameterization for a vegetated surface and its application to a simulation of nocturnal drainage flow – *Boundary Layer Meteorology* – vol 70, 1994 – p. 13-35.
- [99] **WEISS M., TROUFLEAU D., BARET F., et al.** – Coupling canopy functioning and radiative transfer models for remote sensing data assimilation – *Agricultural and Forest Meteorology*, vol 108, 2001 – p. 113-128.
- [100] **WILSON J.** – A second order closure model for flow through vegetation – *Boundary Layer Meteorology*, vol 42, 1988 – p. 371-392.
- [101] **XU D., TAYLOR P.** – An $E-\varepsilon-l$ turbulence closure scheme for planetary boundary layer models : the neutrally stratified case – *Boundary Layer Meteorology*, vol 84, 1997 – p. 247-266.
- [102] **YAMADA T.** – A numerical model study of turbulent airflow in and above a forest canopy – *Journal of Meteorological Society*, vol 60, n°1, 1982 – p. 493-454.
- [103] **YAMADA T., MELLOR G.** – A simulation of the Wangara atmospheric boundary layer data – *Journal of Atmospheric Sciences*, vol 32, 1975 – p. 2309-2329.

TABLE DES MATIÈRES

<i>Résumés</i>	5
<i>Liste des abréviations et des acronymes</i>	6
<i>Liste des symboles</i>	7

INTRODUCTION	13
---------------------	-----------

Chapitre I : ÉTUDE BIBLIOGRAPHIQUE	17
---	-----------

I. DEFINITION ET SPECIFICITE DU SYSTEME ETUDIE	17
---	-----------

I.1. Système étudié et variables d'état	17
---	----

I.2. Découpage de la CLA	17
--------------------------	----

I.3. Comportement de quelques variables d'état et phénomènes caractéristiques de la CLA	19
---	----

II. MODELISATION DES ECOULEMENTS DANS LA COUCHE LIMITE ATMOSPHERIQUE	19
---	-----------

II.1. Intérêt de l'étude de la CLA	19
------------------------------------	----

II.2. Les équations de conservation	19
-------------------------------------	----

II.2.1. Prise en compte de la turbulence	21
--	----

II.2.2. Conservation de la quantité de mouvement	22
--	----

II.2.3. Conservation de la masse (équation de continuité)	23
---	----

II.2.4. Conservation de la chaleur	23
------------------------------------	----

II.2.5. Conservation de l'humidité	25
------------------------------------	----

II.3. Equation d'état	26
-----------------------	----

II.4. Fermeture de la turbulence	26
----------------------------------	----

II.4.1. Les modèles à concept de viscosité turbulente	26
---	----

II.4.2. Les modèles d'ordre supérieur	34
---------------------------------------	----

II.5. Modélisation des échanges convectifs au voisinage de la surface : raccordement avec la végétation	34
---	----

II.5.1. Terme source/puits de quantité de mouvement (terme T_7)	35
--	----

II.5.2. Terme source/puits de chaleur (terme T_7)	35
--	----

II.5.3. Terme source/puits d'humidité (terme T_7)	35
--	----

II.5.4. Terme source/puits du modèle $E - \varepsilon$	36
--	----

III. MODELISATION DES ECHANGES DANS LA CLS	36
III.1. Equations de conservation	36
III.2. Problème de continuité et raccordement à la surface	40
III.3. Le bilan d'énergie	40
III.3.1. Approche monocouche	40
III.3.2. Approche multicouches	41
III.4. Le transfert radiatif	42
III.4.1. Le rayonnement solaire incident	42
III.4.2. Le rayonnement thermique	42
III.4.3. Les interactions rayonnement incident-matière	43
III.4.4. Les interactions rayonnement-surface	44
III.4.5. Propriétés optiques des feuilles	44
III.5. Modélisation du bilan radiatif	47
III.5.1. Cas d'un sol nu	47
III.5.2. Prise en compte de la végétation	47
III.5.3. Approches monocouche et multicouches	48
IV. REVUE DE QUELQUES MODELES DE CLA 3D	49
IV.1. Le modèle Méso-NH (Méso-échelle Non Hydrostatique)	50
IV.1.1. Le schéma atmosphérique	51
IV.1.2. Le schéma de surface	51
IV.2. Le modèle RAMS (Regional Atmospheric Modeling System)	53
IV.2.1. Le schéma atmosphérique	53
IV.2.2. Le schéma de surface	54
IV.3. Le modèle ENVI met (ENVIronmental meteorology)	55
IV.3.1. Le schéma atmosphérique	56
IV.3.2. Le schéma de surface	56
IV.4. Synthèse	57
IV.5. Conclusion	57
V. CONCLUSION ET PRESENTATION DU TRAVAIL	58
Chapitre II : PRÉSENTATION DÉTAILLÉE DU MODÈLE ENVIMET	
I. INTRODUCTION	61
II. LE MODELE ATMOSPHERIQUE	62
I.1. Conservation de la quantité de mouvement et de la masse	62

I.2. Conservation de la chaleur et de l'humidité	63
I.3. Fermeture de la turbulence	63
I.4. Flux radiatifs incidents	64
I.4.1. Le rayonnement solaire	64
I.4.2. Le rayonnement atmosphérique	64
II. LE MODELE VEGETATION	65
II.1. Flux convectifs	67
II.1.1. Flux de température	67
II.1.2. Flux d'humidité	68
II.1.3. Interactions feuilles/air environnant	70
II.1.4. Flux de chaleur sensible et de chaleur latente	70
II.2. Bilan d'énergie et bilan radiatif de la couche	70
II.2.1. Quelques hypothèses simplificatrices	71
II.2.2. Flux incidents montant et descendant	72
II.2.3. Caractérisation de l'atténuation	73
III. LE MODELE DE SURFACE DU SOL	75
III.1. Flux convectifs	76
III.1.1. Cas 1 : $-5,5 \leq Ri_g \leq 3,0$ (convection mixte)	76
III.1.2. Cas 2 : $Ri_g > 3$ (forte stabilité)	77
III.1.3. Cas 3 : $Ri_g < -5,5$ (convection libre)	78
III.1.4. Flux de chaleur sensible et de chaleur latente	78
III.1.5. Bilan d'énergie et bilan radiatif de la surface du sol	79
IV. LE MODELE SOL	80
IV.1. Conservation de la chaleur et de l'humidité	80
V. CONDITIONS INITIALES ET AUX LIMITES	81
V.1. Conditions initiales	82
V.1.1. Initialisation du modèle 1D	82
V.1.2. Equilibrage du modèle 1D	83
V.1.3. Initialisation du modèle de CLA 3D	84
V.2. Conditions aux limites	85
V.2.1. Cas du modèle de CLA 1D	85
V.2.2. Cas du modèle de CLA 3D	85
V.2.3. Cas du modèle sol	86
V.3. Aspects numériques	86

V.4. Variables calculées et pas de calcul	87
V.5. Organigramme général simplifié d'ENVImet	87
VI. CONCLUSION	90
Chapitre III : OUTILS D'ANALYSE ET DONNÉES EXPÉRIMENTALES	
I. INTRODUCTION	93
II. LES OUTILS D'ANALYSE	93
II.1. Le modèle SAIL	93
II.1.1. Les principales hypothèses	93
II.1.2. Les équations de base	94
II.1.3. Les données d'entrée	94
II.1.4. Les données de sortie	95
II.2. Le modèle LAP	95
II.2.1. Les principales hypothèses	96
II.2.2. Les données d'entrée	97
II.2.3. Les données de sortie	97
II.3. Le modèle Méso-NH	97
II.3.1. Les données d'entrée	98
II.3.2. Les données de sortie	98
III. LES DONNEES EXPERIMENTALES	98
III.1. La campagne soja 90	98
III.1.1. Les variables de structure du couvert	99
III.1.2. L'humidité du sol	99
III.1.3. Rayonnement et température de brillance	99
III.1.4. Les flux H, LE et G	100
III.1.5. Les variables climatiques	100
III.2. Quelques remarques sur les mesures	100
III.3. Les mesures de radiosondage de Nîmes	101
IV. CONCLUSION	101
Chapitre IV : ANALYSE DE SENSIBILITÉ ET CONDITIONS D'UTILISATION DU MODÈLE	
I. INTRODUCTION : OBJECTIF	103
II. METHODOLOGIE	103

II.1. Analyse de sensibilité aux conditions initiales	104
II.2. Analyse de sensibilité aux paramètres d'entrée : profils de LAD et de RAD	104
II.3. Définition des conditions d'utilisation du modèle	105
II.3.1. Choix de la taille de la maille horizontale	105
II.3.2. Choix du point d'analyse dans le domaine	105
III. RESULTATS ET DISCUSSION	106
III.1. L'humidité initiale dans le sol	106
III.2. La vitesse initiale du vent (\bar{u}_{10m})	107
III.3. La température potentielle initiale de l'air à 2500 m ($\bar{\theta}_{2500m}$)	108
III.4. La température initiale de la surface du sol	109
III.5. Les profils de densité foliaire (LAD) et de densité racinaire (RAD)	109
III.6. Définition des conditions d'utilisation du modèle	111
III.6.1. Choix de la taille de la maille horizontale	111
III.6.2. Choix du point d'analyse dans le domaine	111
IV. LIMITES ET PERSPECTIVES	112
V. CONCLUSION	113
Chapitre V : CONDITIONS INITIALES ET CONDITIONS AUX LIMITES	115
I. INTRODUCTION	115
II. CONDITIONS INITIALES	116
II.1. Température et d'humidité de l'air	116
II.1.1. Mise en œuvre	116
II.1.2. Résultats et discussion	116
II.2. Température dans le sol	118
II.2.1. Mise en œuvre	118
II.2.2. Résultats et discussion	118
III. CONDITIONS AUX LIMITES	119
III.1. Bref rappel	119
III.2. Solution alternative	119
III.3. Résultats obtenus	120

IV. CONCLUSION	120
Chapitre VI : LE TRANSFERT RADIATIF	123
I. INTRODUCTION	123
II. ANALYSE DES RAYONNEMENTS INCIDENTS (GLOBAL ET ATMOSPHERIQUE)	123
II.1. Le rayonnement global, R_g	123
II.2. Le rayonnement atmosphérique, R_a	124
II.2.1. Constat : mauvaise estimation de R_a	124
II.2.2. Effet de l'initialisation de la température	125
II.2.3. Forçage par les valeurs mesurées	126
II.2.4. Les principaux résultats du forçage par R_a	126
II.3. Conclusion	127
III. ANALYSE DE LA TRANSMISSION DU RAYONNEMENT DANS LE COUVERT	127
III.1. Transmission du rayonnement solaire direct (courtes longueurs d'onde)	127
III.1.1. Méthodologie	127
III.1.2. Résultats	128
III.2. Transmission du rayonnement ascendant et descendant (grandes longueurs d'onde)	129
III.3. Résultats : impact sur le rayonnement net	130
IV. COMPARAISON AVEC DES MODELES DE TRANSFERT RADIATIF	132
IV.1. Comparaison avec SAIL et LAP : analyse des interactions des rayonnements solaire et atmosphérique avec le couvert	132
IV.1.1. Plan d'expérience et tests	132
IV.1.2. Résultats et discussion	133
IV.1.3. Conclusion	140
IV.2. Modifications d'ENVI_{met} : démarche et spécificités	141
IV.2.1. Interactions rayonnement solaire-couvert	141
IV.2.2. Interactions rayonnement atmosphérique-couvert	145
IV.3. Comparaison avec LAP : analyse de l'émission dans le couvert	146
IV.3.1. Modélisation et spécificité au sein d'ENVI _{met}	146
IV.3.2. Etape de comparaison : plan d'expérience et tests	146
IV.3.3. Résultats et discussion	147
IV.4. Comparaison avec les mesures	149

IV.4.1. Le rayonnement net	149
IV.4.2. Les flux convectifs, H et LE	150
IV.4.3. Le flux conductif, G	151
IV.4.4. La température de l'air au-dessus du couvert	152
V. CONCLUSION	153
Chapitre VII : LA TURBULENCE DANS LA CLA	155
I. INTRODUCTION	155
II. APPLICATION DU MODELE $E - \varepsilon$ AU CAS DE LA CLA	155
II.1. Constat : le modèle $E - \varepsilon$ standard est problématique	155
II.2. Solution retenue dans ENVImet	156
II.3. Effet sur les profils de l'ECT	156
III. COMPARAISON AVEC MESO-NH	157
III.1. Conditions de comparaison	157
III.2. Résultats et discussion	158
III.2.1. Les profils verticaux	158
III.2.2. Les flux et les températures (surface du sol et air) journalières	162
III.3. Conclusion	165
III.4. Prise en compte de la flottabilité dans le modèle 1D	165
III.4.1. Bref rappel	165
III.4.2. Mise en œuvre	167
III.4.3. Résultats et discussion	167
IV. ANALYSE DES JOURS DE VALIDATION DE LA BASE SOJA 90	171
V. CONCLUSION	174
CONCLUSION ET PERSPECTIVES	177
<i>Références bibliographiques</i>	<i>181</i>

Liste des figures

Figure 1. 1 : coupe schématique de la couche limite atmosphérique	18
Figure 1. 2 : termes du bilan de l'ECT normalisés par w_*^3 / z_i . Les zones ayant différents niveaux de gris et textures indiquent les gammes de variations possibles. Ces données sont issues des résultats de Deardorff (1974), André et al., (1978), Therry et Lacarrère (1983), Lenschow (1974), Pennell et LeMone (1974), Zhou et al., (1985) et Chou et al., (1986). Extrait de Stull (1988), pp. 155	30
Figure 1. 3 : interaction rayonnement-matière : 1, rayonnement incident, ρ réflectance, τ transmittance, α absorption.	44
Figure 1. 4: propriétés optiques de feuilles de blé en fonction de la longueur d'onde (Guyot, 1989 in Guyot, 1997)	44
Figure 1. 5: réflectance d'un sol limono-sableux en fonction de l'humidité pondérale (Bowers et Hanks, 1965 in Guyot, 1997)	47
Figure 2. 1 : systèmes modélisés dans ENVImet	62
Figure 2. 2 : représentation de la végétation dans le modèle en fonction du maillage	66
Figure 2. 3 : schéma des flux convectifs et grandeurs caractéristiques calculées dans la végétation (illustrée en 3 couches). Les deux flèches montantes à partir du bas correspondent aux flux de la surface du sol qui seront exposés plus loin.	71
Figure 2. 4 : illustration en 2D (X-Z) du calcul de la transmission du rayonnement direct dans la végétation	75
Figure 2. 5 : illustration en 2D (x-z) des niveaux de calcul des flux de surface du sol. Notons bien qu'on calcule ces flux à partir des écarts du vent, de température et d'humidité entre la surface du sol et la première maille au-dessus.	77
Figure 2. 6 : illustration en 2D (x-y) du maillage du domaine simulé et de son environnement.	82
Figure 2. 7 : procédure d'équilibrage du modèle 1D	84
Figure 2. 8 : illustration en 2D du calcul des conditions aux limites de (\bar{u}, \bar{v}) , E et ε .	85
Figure 2. 9 : illustration en 2D du calcul des conditions aux limites de $(\bar{\theta}, \bar{q})$.	86
Figure 2. 10: organigramme simplifié des différentes séquences de calcul d'ENVImet [modifié d'après Vouland (1999) et Vouland (2000)].	89
Figure 3. 1 : évolution du LAI, de la hauteur du couvert et de l'humidité dans les cinq premiers centimètres du sol (rapportée à l'humidité à saturation) selon les jours de mesure de l'expérimentation soja 90	102
Figure 4.1 : les profils de densité foliaire testés. De gauche à droite : distribution homogène (a), distribution croissante (b), distribution décroissante (c) et distribution mixte (d).	104
Figure 4.2 : profils de densité racinaire testés. Distributions homogène (a), décroissante (b), croissante (c) et mixte (d).	105
Figure 4.3 : localisation des points d'analyse dans le domaine simulé	106
Figure 4.4 : évolutions journalières du flux H (a) et LE (b) en fonction de la gamme d'humidité initiale testée.	107
Figure 4.5 : évolutions journalières du flux H (a) et de la vitesse du vent à 1,5 m du sol (b) en fonction de la gamme de \bar{u}_{10m} testée.	108
Figure 4. 6 : évolutions journalières du flux H (a) et de la température de l'air (b) au-dessus du couvert (à 1,5 m du sol) en fonction de la température potentielle initiale $(\bar{\theta}_{2500m})$.	108
Figure 4. 7 : évolutions journalières du flux G (a) et de la température de la surface du sol (b) en fonction de la température initiale dans le sol.	109

Figure 4. 8: évolutions journalières du flux LE (a) et de l'humidité spécifique de l'air (b) dans le dernier étage de la végétation (à 0,5 m de la surface du sol) en fonction des différentes distributions racinaires testées (RAD_mixte : distribution mixte, RAD_decroi : distribution croissante, RAD_croi : distribution croissante, RAD_homo : distribution homogène)	110
Figure 4. 9 : évolutions journalières du flux H (a) et de la température de la surface du sol (b) en fonction des différentes distributions foliaires testées (LAD_mixte : distribution mixte, LAD_decroi : distribution croissante, LAD_croi : distribution croissante, LAD_homo : distribution homogène)	111
Figure 4. 10: évolutions journalières des flux H (a) et LE (b) en fonction des différentes tailles de mailles horizontales testées.	111
Figure 4. 11 : évolutions journalières des flux H (a) et LE (b) dans différents emplacements dans le domaine simulé	112
Figure 5. 1 : évolution journalière de la température de l'air au-dessus du couvert avant (ligne interrompue) et après (ligne continue) initialisation par les radiosondages : (a) jour 214, (b) jour 223. Les points correspondent aux mesures.	117
Figure 5. 2 : évolution journalière de l'humidité spécifique de l'air au-dessus du couvert avant (ligne interrompue) et après (ligne continue) initialisation par les radiosondages : (a) jour 214, (b) jour 223. Les points correspondent aux mesures.	117
Figure 5. 3 : flux H (a) et LE (b) avant (ligne discontinue) et après (ligne continue) l'initialisation par les radiosondages : jour 214. Les points correspondent aux valeurs mesurées.	118
Figure 5. 4 : flux H (a) et LE (b) avant (ligne discontinue) et après (ligne continue) l'initialisation par les radiosondages : jour 223. Les points correspondent aux valeurs mesurées	118
Figure 5. 5: flux G avant (ligne discontinue) et après (ligne continue) l'initialisation à 3 niveaux : jour 214 (a) et jour 223 (b). Les points correspondent aux valeurs mesurées.	119
Figure 5. 6 : schéma de base des conditions aux limites cycliques illustré en 2D	120
Figure 6. 1 : rayonnement global observé (points) et simulé (ligne) : jour 214 (a), jour 223 (b), jour 235 (c) et jour 238 (d).	124
Figure 6. 2 : rayonnement atmosphérique simulé (ligne) et calculé (points) à partir des mesures de température et d'humidité de l'air au-dessus du couvert : jour 214 (a), jour 223 (b), jour 235 (c) et jour 238 (d)	125
Figure 6. 3 : rayonnement atmosphérique observé (points) et simulé (ligne) : jour 214 [(a), $RMSE = 32 \text{ W.m}^{-2}$] et jour 235 [(b), $RMSE = 78 \text{ W.m}^{-2}$] après initialisation de la température de l'air par les mesures de radiosondage.	126
Figure 6. 4 : rayonnement net avant (ligne interrompue) et après (ligne continue) forçage par le rayonnement atmosphérique : jour 214 (a), jour 223 (b) et jour 235 (c). Les points correspondent aux mesures.	127
Figure 6. 5 : schéma de la transmission du rayonnement direct dans le couvert selon la loi de Beer-Lambert.	123
Figure 6. 6 : rayonnement net avant (ligne interrompue) et après (ligne continue) vérification des coefficients de transmission et inspection du module radiatif. Jour 214 (a), jour 223 (b) et jour 235 (c). Les points correspondent aux mesures.	131
Figure 6. 7 : rayonnement solaire total absorbé par le couvert : simulé (ligne continue) et mesuré (points). Jour 214 (a), jour 223 (b) et jour 235 (c).	131
Figure 6. 8 : albédo simulé (ligne continue) et mesuré (points). Jour 214 (a), jour 223 (b) et jour 235 (c).	132
Figure 6. 9 : transmission du rayonnement direct (a) et diffus (b) à la surface du sol à midi, test 1 ($\rho_f = 0,1$; $\tau_f = 0,05$; $\rho_s = 0,5$)	135
Figure 6. 10 : absorption de la surface du sol (a) et de la végétation (b) à midi, test 1 ($\rho_f = 0,1$; $\tau_f = 0,05$; $\rho_s = 0,5$)	135
Figure 6. 11 : réflectance hémisphérique journalière calculée à partir d'ENVImet (a) et de SAIL (b), test 1 ($\rho_f = 0,1$; $\tau_f = 0,05$; $\rho_s = 0,5$)	136

Figure 6. 12 : transmission des rayonnements direct (a) et diffus (b) à la surface du sol à midi, test 2 ($\rho_f = 0,5$; $\tau_f = 0,4$; $\rho_s = 0,1$)	137
Figure 6. 13 : absorption de la surface du sol (a) et de la végétation (b) à midi, test 2 ($\rho_f = 0,5$; $\tau_f = 0,4$; $\rho_s = 0,1$)	137
Figure 6. 14 : réflectance hémisphérique journalière calculée à partir d'ENVImet (a) et de SAIL (b), test 2 ($\rho_f = 0,5$; $\tau_f = 0,4$; $\rho_s = 0,1$)	137
Figure 6. 15 : transmission du rayonnement atmosphérique à la surface du sol (a) et dans la végétation ($LAI = 8 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$) (b)	139
Figure 6. 16 : absorption du rayonnement atmosphérique par la surface du sol (a) et la végétation (b)	140
Figure 6. 17 : albédo simulé avant (ligne discontinue) et après (ligne continue) amélioration du transfert radiatif solaire. Jour 214 (a) [$RMSE_{av} = 0,55$, $RMSE_{ap} = 0,03$], jour 223 (b) [$RMSE_{av} = 0,26$, $RMSE_{ap} = 0,03$] et jour 235 (c) [$RMSE_{av} = 0,21$, $RMSE_{ap} = 0,05$]. Les points correspondent aux mesures.	144
Figure 6. 18 : rayonnement solaire absorbé par le couvert : simulé avant (ligne discontinue) et après (ligne continue) amélioration du transfert radiatif solaire. Jour 214 (a) [$RMSE_{av} = 268 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, $RMSE_{ap} = 15 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$], jour 223 (b) [$RMSE_{av} = 50 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, $RMSE_{ap} = 12 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$] et jour 235 (c) [$RMSE_{av} = 41 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, $RMSE_{ap} = 11 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$]. Les points correspondent aux mesures.	145
Figure 6. 19 : rayonnement descendant à la surface du sol (a) [$RMSE = 13 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$] et bilan du sol (b) [$RMSE = 6 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$], test 1	148
Figure 6. 20 : bilan de la végétation (a) [$RMSE = 16 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$] et bilan total du couvert (b) [$RMSE = 15 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$], test 1	148
Figure 6. 21 : rayonnement descendant à la surface du sol (a) [$RMSE = 9 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$] et bilan du sol (b) [$RMSE = 7 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$], test 4	148
Figure 6. 22 : bilan de la végétation (a) [$RMSE = 14 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$] et bilan total du couvert (b) [$RMSE = 7 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$], test 4	149
Figure 6. 23 : rayonnement net avant (ligne interrompue) et après (ligne continue) améliorations du transfert des courtes et des grandes longueurs d'ondes. Jour 214 (a) [$RMSE_{av} = 168 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, $RMSE_{ap} = 34 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$], jour 223 (b) [$RMSE_{av} = 39 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, $RMSE_{ap} = 36 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$] et jour 235 (c) [$RMSE_{av} = 80 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, $RMSE_{ap} = 51 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$]. Les points correspondent aux mesures.	150
Figure 6. 24 : flux convectifs simulés (ligne continue) et mesurés (points), jour 211 [flux H (a) : $RMSE = 33 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$; flux LE (b) : $RMSE = 40 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$].	151
Figure 6. 25 : flux convectifs simulés (ligne continue) et mesurés (points), jour 238 [flux H (a) : $RMSE = 99 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$; flux LE (b) : $RMSE = 76 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$].	151
Figure 6. 26 : flux G simulé (ligne continue) et mesuré (points), (a) jour 211 [$RMSE = 34 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$], (b) jour 238 [$RMSE = 29 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$].	152
Figure 6. 27 : température de la surface du sol simulée (ligne interrompue) et température de l'air au-dessus du couvert simulée (ligne continue) et mesurée (points) : jour 214 (a) [$RMSE = 3 \text{ }^\circ\text{C}$], jour 223 (b) [$RMSE = 4 \text{ }^\circ\text{C}$].	153

Figure 7. 1 : profils de l'ECT simulés d'après le modèle $E - \varepsilon$ standard (ligne interrompue) et le modèle $E - \varepsilon$ avec ε limitée (ligne continue) à midi : (a) sol sec et (b) sol humide.	157
Figure 7. 2: profils de température de l'air simulés par ENVImet et Méso-NH à 1h00 (a) et à 12h00 (b). « T-init-0h00 » correspond au profil initial. Sol sec	159
Figure 7. 3 : profils de l'ECT simulés par ENVImet et Méso-NH à 1h00 (a) et à 12h00 (b). Sol sec.	160
Figure 7. 4: profils du module du vent horizontal simulés par ENVImet et Méso-NH à 1h00 (a) et à 12h00 (b). Sol sec.	160
Figure 7. 5: profils de la température de l'air simulés par ENVImet et Méso-NH à 1h00 (a) et à 12h00 (b). « T-init-0h00 » correspond au profil initial. Sol humide	161
Figure 7. 6 : profils de l'ECT simulés par ENVImet et Méso-NH à 1h00 (a) et à 12h00 (b). Sol humide.	161
Figure 7. 7 : profils du module du vent horizontal simulés par ENVImet et Méso-NH à 1h00 (a) et à 12h00 (b). Sol humide.	162
Figure 7. 8 : flux Rn (a) et H (b) simulés par ENVImet et Méso-NH. Sol sec.	163
Figure 7. 9 : flux LE (a) et G (b) simulés par ENVImet et Méso-NH. Sol sec.	163
Figure 7. 10 : température de l'air à 2 m de la surface (a) et température de la surface du sol (b) simulées par ENVImet et Méso-NH. Sol sec.	163
Figure 7. 11 : flux Rn (a) et H (b) simulés par ENVImet et Méso-NH. Sol humide.	164
Figure 7. 12 : flux LE (a) et G (b) simulés par ENVImet et Méso-NH. Sol humide.	164
Figure 7. 13 : température de l'air à 2 m de la surface (a) et température de la surface du sol (b) simulées par ENVImet et Méso-NH. Sol humide.	164
Figure 7. 14 : profil de température de l'air simulé par ENVImet et Méso-NH à 1h00 (a) et à 12h00 (b) avant et après la prise en compte de la flottabilité. Sol sec	168
Figure 7. 15 : profil de ECT simulée par ENVImet et Méso-NH à 1h00 (a) et à 12h00 (b) avant et après la prise en compte de la flottabilité. Sol sec	168
Figure 7. 16 : profil de ECT simulée par ENVImet et Méso-NH à 1h00 (a) et à 12h00 (b) avant et après la prise en compte de la flottabilité. Sol humide	168
Figure 7. 17 : profil de température de l'air simulée par ENVImet et Méso-NH à 1h00 (a) et à 12h00 (b) avant et après la prise en compte de la flottabilité. Sol humide	168
Figure 7. 18 : termes du bilan de l'ECT simulée par ENVImet (a) et Méso-NH (b) à 12h00 après la prise en compte de la flottabilité. Ces termes sont normalisés par w_*^3 / z_i . Sol sec	169
Figure 7. 19 : termes du bilan de l'ECT simulée par ENVImet (a) et Méso-NH (b) à 12h00 après la prise en compte de la flottabilité. Ces termes sont normalisés par w_*^3 / z_i . Sol humide.	169
Figure 7. 20 : termes du bilan de l'ECT normalisés par w_*^3 / z_i . Les zones ayant différents niveaux de gris et textures indiquent les gammes de variation possibles. Ces données sont issus des résultats de Deardorff (1974), André et al., (1978), Therry et Lacarrère (1983), Lenschow (1974), Pennell et LeMone (1974), Zhou et al., (1985) et Chou et al., (1986). Extrait de Stull (1988), pp. 155	170
Figure 7. 21 : flux Rn (a) et H (b) simulés par ENVImet (avant et après la prise en compte du terme Th) et Méso-NH. Sol humide.	171
Figure 7. 22 : flux LE (a) et G (b) simulés par ENVImet (avant et après la prise en compte du terme Th) et Méso-NH. Sol humide.	171
Figure 7. 23 : température de l'air à 2 m de la surface (a) et température de la surface du sol (b) simulés par ENVImet (avant et après la prise en compte du terme Th) et Méso-NH. Sol humide.	171
Figure 7. 24 : flux simulés (ligne continue) et observés (points) ; H (a) [RMSE = 25 $W.m^{-2}$], LE (b) [RMSE = 72 $W.m^{-2}$], G (c) [RMSE = 47 $W.m^{-2}$] et Rn (d) [RMSE = 38. $W.m^{-2}$], jour 211. _	173
Figure 7. 25 : flux simulés (ligne continue) et observés (points) ; H (a) [RMSE = 38 $W.m^{-2}$], LE (b) [RMSE = 34 $W.m^{-2}$], G (c) [RMSE = 50 $W.m^{-2}$] et Rn (d) [RMSE = 33 $W.m^{-2}$], jour 214. _____	173

Figure 7. 26 : flux simulés (ligne continue) et observés (points) ; H (a) [RMSE = 46 $W.m^{-2}$], LE (b) [RMSE = 53 $W.m^{-2}$], G (c) [RMSE = 29 $W.m^{-2}$] et Rn (d) [RMSE = 19. $W.m^{-2}$], jour 238. __ 174

Figure 7. 27 : température de l'air simulée (ligne continue) et observée (points) au-dessus du couvert : jour 211 (a) [RMSE = 2.7 $^{\circ}C$] et jour 214 (b) [RMSE = 3.8 $^{\circ}C$]. _____ 174

Figure 7. 28 : température de l'air simulée (ligne continue) et observée (points) au-dessus du couvert : jour 238 [RMSE = 2.0 $^{\circ}C$]. _____ 174

Liste des tableaux

<i>Tableau 1. 1 : comparaison entre la couche limite et l'atmosphère libre, adaptée d'après Stull (1988)</i>	20
<i>Tableau 1. 2 : récapitulatif des constantes du modèle $E - \varepsilon$ selon différents auteurs</i>	32
<i>Tableau 1. 3 : principales caractéristiques de Méso-NH, RAMS et ENVImet</i>	58
<i>Tableau 2. 1 : principaux paramètres de la végétation</i>	67
<i>Tableau 2. 2 : paramètres de la surface du sol</i>	76
<i>Tableau 2. 3 : paramètres sol</i>	80
<i>Tableau 2. 4 : variables calculées et pas de temps respectifs</i>	88
<i>Tableau 2. 5 : maillage et mémoire requise</i>	90
<i>Tableau 2. 6 : exemples de temps de calcul correspondant à différents maillages pour une période d'intégration de 24 heures</i>	90
<i>Tableau 3. 1 : jours sélectionnés et principales caractéristiques</i>	102
<i>Tableau 4. 1 : données initiales de surface et gammes de variation respectives</i>	104
<i>Tableau 6. 1 : comparaison du coefficient de transmission du rayonnement direct calculé selon la procédure d'ENVImet et celle de Beer-Lambert</i>	129
<i>Tableau 6. 2 : caractéristiques des tests de comparaison des trois modèles ENVImet, SAIL et LAP</i>	133
<i>Tableau 6. 3 : valeurs du coefficient d'extinction du rayonnement atmosphérique K calculées à partir des coefficients de transmission à la surface du sol pour chaque LAI. Notons bien que les valeurs relatives à ENVImet et à SAIL sont les mêmes quelque soit le LAI.</i>	139
<i>Tableau 6. 4 : propriétés optiques des feuilles et du sol utilisées pour renseigner SAIL dans chaque bande spectrale</i>	143
<i>Tableau 6. 5 : caractéristiques des tests de comparaison entre ENVImet et LAP. « i » désigne le numéro de la couche : dans le cas des profils hétérogènes l'écart entre deux couches adjacentes est de 1°C</i>	147
<i>Tableau 7. 1 : caractéristiques des conditions de comparaison d'ENVImet et de Méso-NH</i>	158

Liste des annexes

Annexe I : comparaison entre ENVImet et LAP

(tests 2 et 3) 203

Annexe II : résultats des jours 214, 223 et 235 205

Annexe III : résultats finals des jours 223 et 235 208

Annexe I : comparaison entre ENVImet et LAP (tests 2 et 3)

I. Test 2 : profil de température homogène dans la végétation

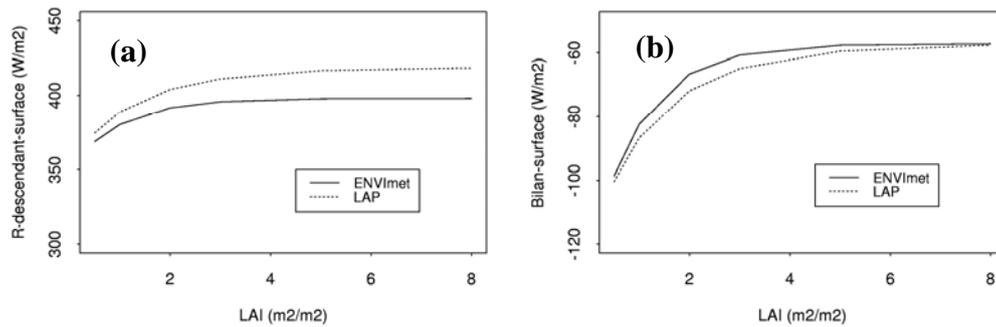


Figure A.I. 1 : rayonnement descendant à la surface du sol (a) [$RMSE = 14 \text{ W.m}^{-2}$] et bilan du sol (b) [$RMSE = 3 \text{ W.m}^{-2}$], test 2.

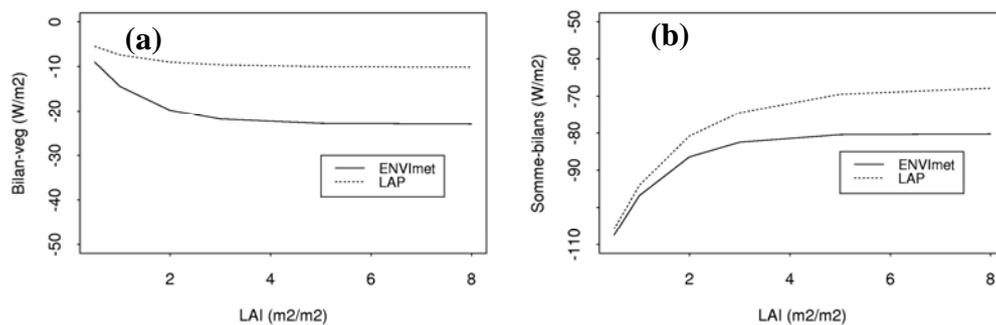


Figure A.I. 2 : bilan de la végétation (a) [$RMSE = 10 \text{ W.m}^{-2}$] et bilan total du couvert (b) [$RMSE = 7 \text{ W.m}^{-2}$], test 2.

II. Test 3 : profil de température hétérogène dans la végétation

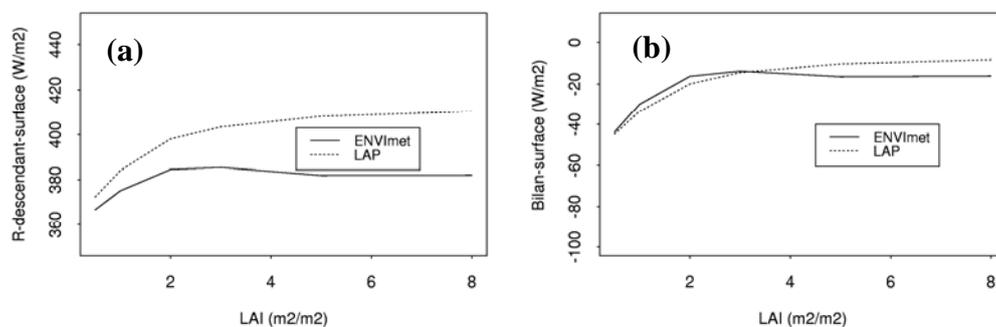


Figure A.I. 3 : rayonnement descendant à la surface du sol (a) [$RMSE = 18 \text{ W.m}^{-2}$] et bilan du sol (b) [$RMSE = 4 \text{ W.m}^{-2}$], test 3.

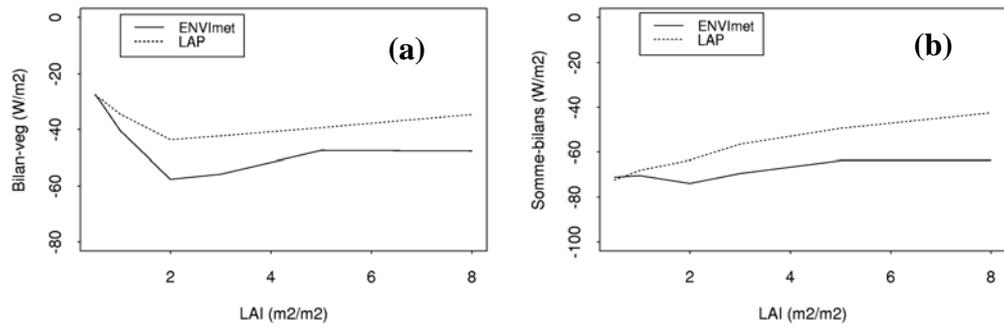


Figure A.I. 4 : bilan de la végétation (a) [$RMSE = 10.41 \text{ W.m}^{-2}$] et bilan total du couvert (b) [$RMSE = 12 \text{ W.m}^{-2}$], test 3.

Annexe II : résultats des jours 214, 223 et 235

I. Flux du bilan d'énergie

I.1. Jour 214

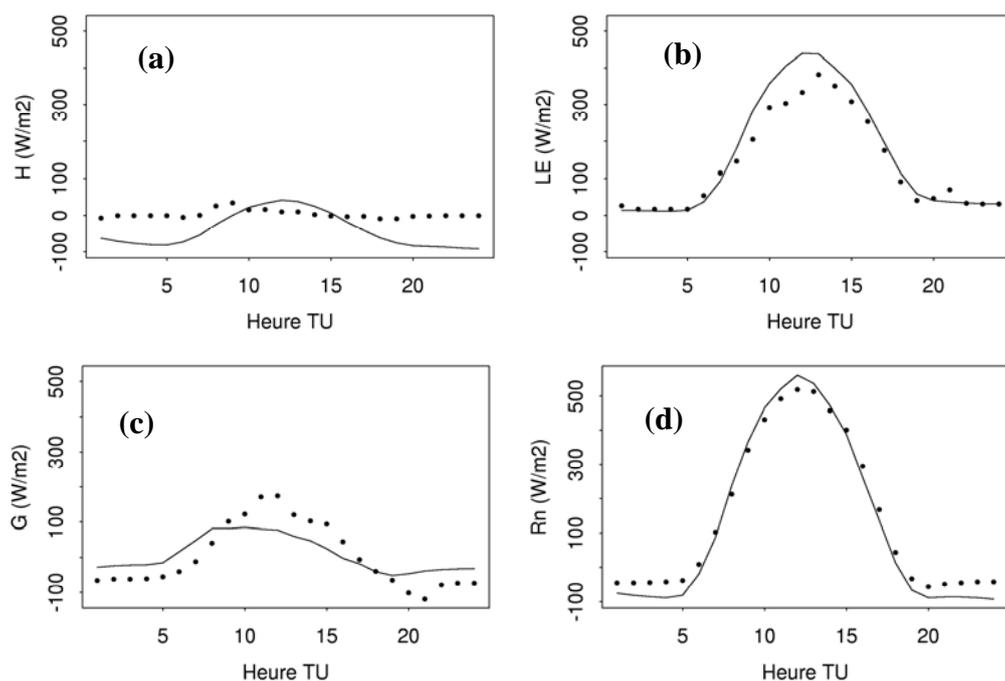


Figure A.II. 1: flux simulés (ligne continue) et observés (points) ; H (a) [$RMSE = 60 \text{ W.m}^{-2}$],
 LE (b) [$RMSE = 43 \text{ W.m}^{-2}$], G (c) [$RMSE = 51 \text{ W.m}^{-2}$] et Rn (d) [$RMSE = 34 \text{ W.m}^{-2}$].

I.2.Jour 223

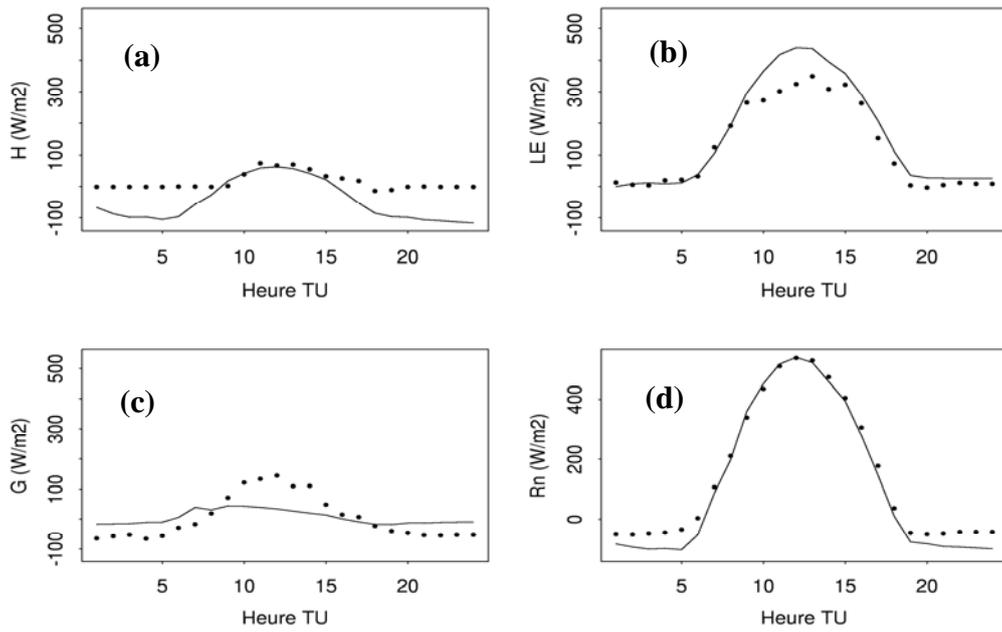


Figure A.II. 2: flux simulés (ligne continue) et observés (points) ; H (a) [$RMSE = 74 \text{ W.m}^{-2}$], LE (b) [$RMSE = 51 \text{ W.m}^{-2}$], G (c) [$RMSE = 53 \text{ W.m}^{-2}$] et Rn (d) [$RMSE = 36 \text{ W.m}^{-2}$].

I.3.Jour 235

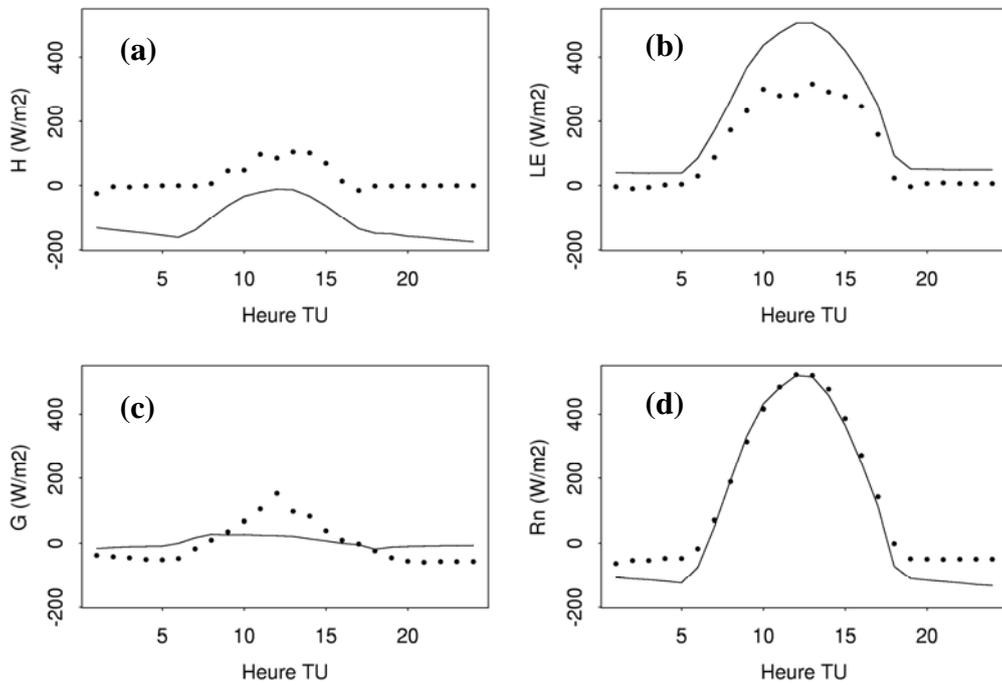


Figure A.II. 3: flux simulés (ligne continue) et observés (points) ; H (a) ($RMSE = 99.41 \text{ W.m}^{-2}$), LE (b) ($RMSE = 76.84 \text{ W.m}^{-2}$), G (c) ($RMSE = 49.64 \text{ W.m}^{-2}$) et Rn (d) ($RMSE = 51.34 \text{ W.m}^{-2}$).

II. Température de l'air au-dessus du couvert : jours 211, 235 et 238

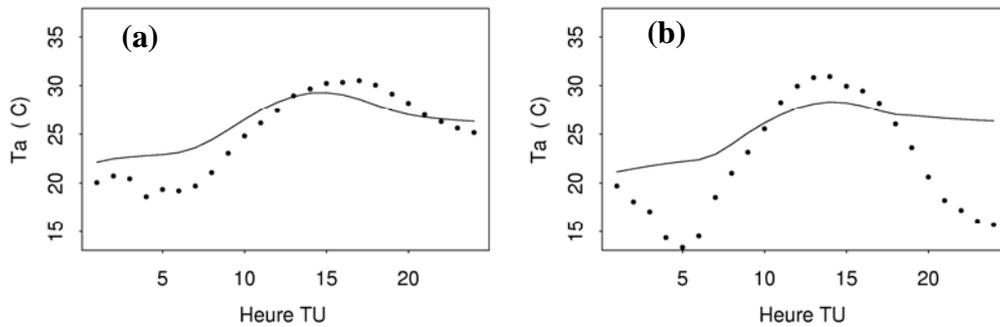


Figure A.II. 4: température de l'air simulée (ligne continue) et observée (points) au-dessus du couvert : jour 211 (a) [RMSE = 2.1 °C] et jour 235 (b) [RMSE = 5.4 °C].

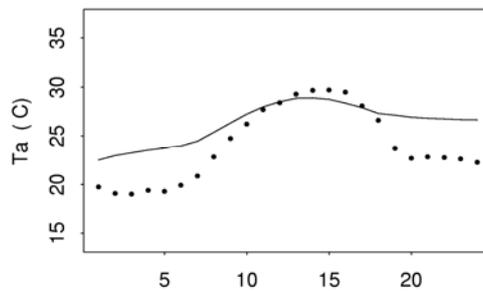


Figure A.II. 5: température de l'air simulée (ligne continue) et observée (points) au-dessus du couvert : jour 238 [RMSE = 3.0 °C].

Annexe III : résultats finals des jours 223 et 235

I. Flux du bilan d'énergie

I.1. Jour 223

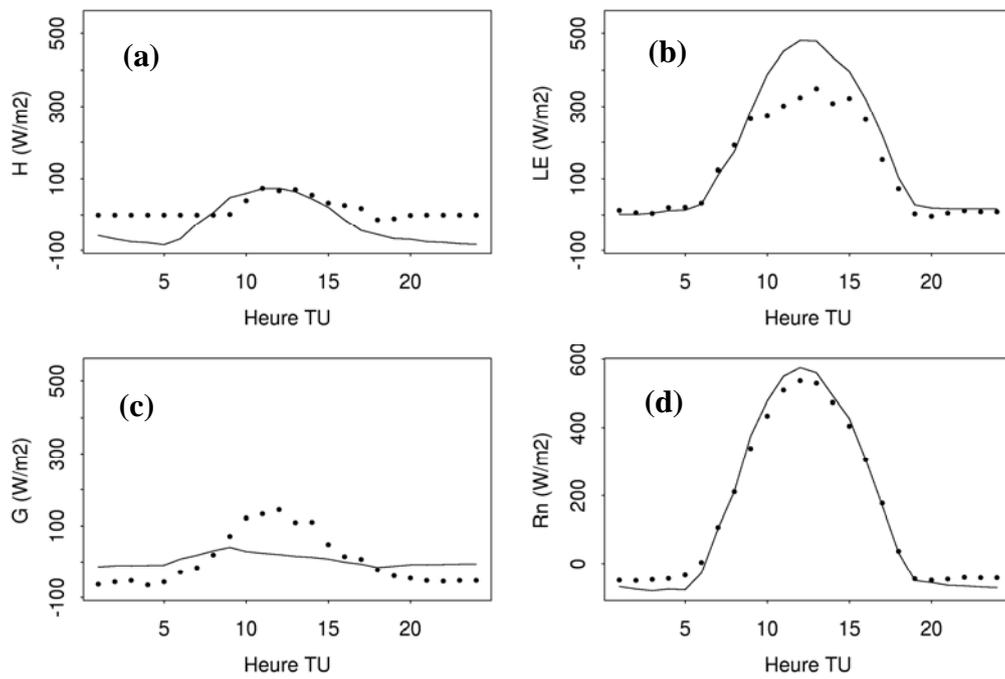


Figure A.III. 1: flux simulés (ligne continue) et observés (points) ; H (a) [$RMSE = 55 \text{ W.m}^{-2}$], LE (b) [$RMSE = 67 \text{ W.m}^{-2}$], G (c) [$RMSE = 58 \text{ W.m}^{-2}$] et Rn (d) [$RMSE = 26 \text{ W.m}^{-2}$].

I.2.Jour 235

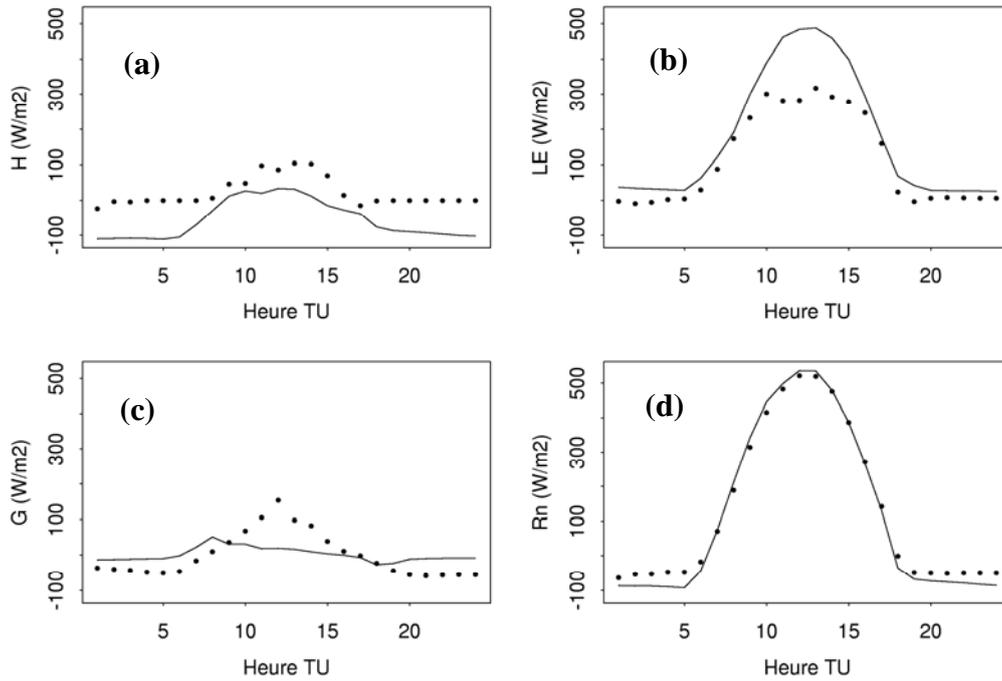


Figure A.III. 2 : flux simulés (ligne continue) et observés (points) ; H (a) [$RMSE = 82 \text{ W.m}^{-2}$], LE (b) [$RMSE = 85 \text{ W.m}^{-2}$], G (c) [$RMSE = 51 \text{ W.m}^{-2}$] et Rn (d) [$RMSE = 26 \text{ W.m}^{-2}$].

II. Température de l'air au-dessus du couvert : jour 223 et 235

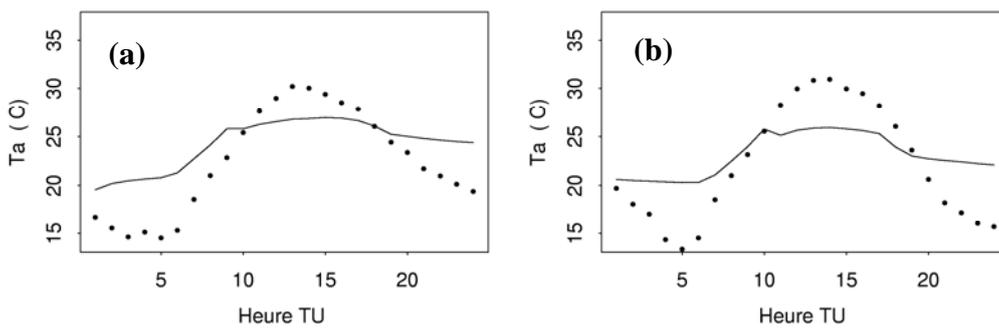


Figure A.III. 3: température de l'air simulée (ligne continue) et observée (points) au-dessus du couvert : jour 223 (a) [$RMSE = 3.6 \text{ }^{\circ}\text{C}$] et jour 235 (b) [$RMSE = 4.0 \text{ }^{\circ}\text{C}$].