HAL
open science

Simulation des échanges d'énergie et de masse d'un couvert végétal : développement et validation d'un modèle quasi 3D, DART-EB

Alice Belot

To cite this version:

Alice Belot. Simulation des échanges d'énergie et de masse d'un couvert végétal : développement et validation d'un modèle quasi 3D, DART-EB. Sciences of the Universe [physics]. AgroParisTech, 2007. English. NNT : 2007AGPT0018 . pastel-00003054

HAL Id: pastel-00003054

https://pastel.hal.science/pastel-00003054

Submitted on 26 Feb 2008

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.

N°/__/__/__/__/__/__/__/__/__/__/

THÈSE

pour obtenir le grade de

Docteur

de

l'Institut des Sciences et Industries du Vivant et de l'Environnement (Agro Paris Tech)

Spécialité : Sciences de l'Environnement

présentée et soutenue publiquement
par

Alice BELOT

le 18 juin 2007

Simulation des échanges d'énergie et de masse d'un couvert végétal : Développement et validation d'un modèle quasi 3D, DART-EB

Directeur de thèse : ***Jean-Philippe GASTELLU-ETCHEGORRY***

Codirecteur(s) de thèse : ***Alain PERRIER***

Travail réalisé : Cesbio, UMR 5126, F-31401 Toulouse

Devant le jury :

M. Joël NOILHAN	Ingénieur des Ponts et Chaussées	CNRM	Rapporteur
M. John D. WILSON	Professeur	UA Canada	Rapporteur
Mme Katia LAVAL	Professeur	UPMC Paris VI	Examinateur
M. Yves BRUNET	Directeur de recherche	INRA Bordeaux	Examinateur
M. Xavier BRIOTTET	Ingénieur	ONERA	Examinateur
M. Jean-Claude MENAUT	Directeur de recherche	CESBIO	Examinateur

L'Institut des Sciences et Industries du Vivant et de l'Environnement (Agro Paris Tech) est un Grand Etablissement dépendant du Ministère de l'Agriculture et de la Pêche, composé de l'INA PG, de l'ENGREF et de l'ENSIA (décret n° 2006-1592 du 13 décembre 2006)

La science a-t-elle promis le bonheur ? Je ne le crois pas. Elle a promis la vérité, et la question est de savoir si l'on fera jamais du bonheur avec de la vérité."

Emile Zola / 1840-1902

Remerciements

Il m'aura fallu d'octobre 2002 à juin 2007 pour mener à bien cette thèse, jonchée d'obstacles, poussant à la fatigue, voire dans les pires cas à la démotivation. Ces épreuves ont toujours été remplacées par un enthousiasme et un optimisme débordants. J'ai vécu cette thèse comme un vrai parcours personnel et humain, riche en rencontres et en émotions. Heureusement, sur ce chemin, beaucoup de personnes ont gravité autour de moi et m'ont donné l'énergie d'aller de l'avant. Je vais donc prendre le temps de les remercier chaleureusement.

Mon premier clin d'œil va à Jean- Philippe Gastellu-Etchegorry, directeur de thèse exemplaire, qui a toujours su me mettre sur la bonne voie avec ses conseils éclairés. J'ai beaucoup apprécié ses encouragements, sa disponibilité, ses qualités humaines et professionnelles, ainsi que la confiance qu'il a m'accordée. Il m'a laissé une liberté de travail que j'ai vraiment appréciée. Je le remercie également de toutes les relectures qu'il a pu faire, l'encre rouge a beaucoup coulé durant ces années. Passionnant et passionné par son travail, il a en plus la capacité de transmettre ses savoirs. Qu'il trouve ici toute ma gratitude et mon respect.

Cette thèse et surtout le modèle qui a été développé n'auraient pu voir le jour sans la contribution d'Emmanuel Martin. En plus d'avoir été mon colocataire de bureau, il était toujours là dès qu'un bug pointait le bout de son nez. Il a donné beaucoup de son temps et je lui en suis vraiment reconnaissante. Je le remercie aussi pour sa gentillesse, qualité des plus grandes à mes yeux, et pour tous les bons moments passés ensemble qui ont créé un univers plus que sympathique dans le bureau.

Je remercie également Alain Perrier, co-directeur de cette thèse qui malgré son éloignement et un emploi du temps chargé, a contribué aux orientations scientifiques de ce travail, en ayant toujours un regard vers l'avenir, aidé par ses connaissances immenses sur le sujet. Je suis aussi très reconnaissante à l'ensemble des membres du jury : Katia Laval qui l'a présidé avec brio, Joël Noilhan et John Wilson qui m'ont fait l'honneur d'être rapporteurs et enfin Yves Brunet et Xavier Briottet, qui furent les examinateurs. Les remarques et critiques qu'ils ont faites montrent leurs qualités scientifiques.

Un merci aussi à Valéry Masson et encore à Yves Brunet qui m'ont particulièrement éclairée dans les choix de modélisation. Les échanges ont tous été efficaces et profitables. Ils étaient

aussi membres du comité de pilotage avec Jean Dauzat. Les deux réunions de ce comité m'ont permis de prendre du recul et de voir mon travail sous un autre regard. Leurs réflexions, questions, commentaires et critiques ainsi que leur suivi attentif ont permis à chaque fois de percer un trou dans le mur qui se dressait devant moi. Je les remercie du temps qu'ils m'ont consacré.

Mes remerciements vont également au Cesbio qui m'a ouvert ses portes durant toutes ces années et dont le personnel a rendu tous les aspects informatiques et administratifs très simples, le tout dans une ambiance bien agréable. J'ai eu plaisir à travailler dans ce laboratoire où il est aisé de trouver une oreille réceptive à son travail ou aux préoccupations d'un moment. Aaron Boone en est l'exemple même. Il a largement contribué à ce travail tant par son aide sur la modélisation du sol, que par ses relectures toujours pertinentes et ses qualités humaines indéniables. Le CNRM a gagné un précieux chercheur. Je remercie tous les membres du Cesbio, permanents ou de passage, d'avoir fait de ces années une expérience enrichissante tant sur le plan scientifique qu'humain. Je souhaite également bon courage à Aurore Brut qui a la charge de poursuivre le travail entamé pendant la thèse.

Le meilleur est pour la fin. Aux amis qui me sont chers, qui ont su me sortir l'esprit de la thèse. Soirées, randos, apéros, discussions interminables, oreille accrochée au téléphone, ils étaient toujours là. A ma famille, qui n'a jamais vraiment compris le sujet de ma thèse, (ne parlons pas du résumé qui a donné lieu à de nombreuses interprétations) et qui est venue en masse le jour de ma soutenance. Je ne pouvais avoir un plus grand soutien. Un grand merci à mes sœurs et mes parents dont la présence et la confiance ont toujours été au rendez-vous. Enfin, j'ai eu la chance de croiser un ange sur mon chemin. Peu de mots peuvent exprimer toute la patience et l'affection dont il a fait preuve, il a écarté la plupart des nuages afin que brille le soleil. Je lui dédie le succès de ce travail ainsi qu'à ma famille.

Table des matières

REMERCIEMENTS **3**

TABLE DES MATIERES **5**

LISTE DES ILLUSTRATIONS **8**

LISTE DES TABLEAUX **11**

NOMENCLATURE **12**

LISTE DES SYMBOLES 12
LISTE DES ACRONYMES 19

I INTRODUCTION **21**

I.1 CONTEXTE, QUESTIONS SCIENTIFIQUES 21
I.2 PROCESSUS MIS EN JEU 23
I.3 QUELLE MODELISATION DES TRANSFERTS DE MASSE ET D'ENERGIE? ETAT DE L'ART 24
I.3.1 Modèle 1D de type big leaf *24*
I.3.2 Modèle 1D de type multicouches *27*
I.3.3 Modèles 3D *28*
I.4 OBJECTIFS DU TRAVAIL DE THESE 30
I.5 PLAN 31

II MODELISATION DU TRANSFERT RADIATIF : PRESENTATION DU MODELE DART ET BILAN RADIATIF 3D **35**

II.1 INTRODUCTION 35
II.2 LE MODELE DART: GENERALITES SUR LE TRANSFERT RADIATIF 37
II.2.1 Equations de transfert radiatif *38*
II.2.2 Emission thermique *41*
II.3 REPRESENTATION DU PAYSAGE PAR LE MODELE DART 44
II.3.1 Cellules "turbides" de type végétation (Houppier, Plot) : *45*
II.3.2 Cellules "opaques" *47*
II.4 ALGORITHME DE SIMULATION DE DART 48
II.4.1 Pré-calculs généraux *50*
II.4.2 Calcul de l'éclairement du paysage *50*
II.4.3 Illumination solaire directe du paysage *51*
II.4.4 Itération k=1 ..... *51*
II.4.5 Illumination atmosphérique du paysage *52*
II.4.6 Itération k>1 ..... *52*
II.4.7 Calcul des fonctions de transfert atmosphérique et de l'éclairement de couplage *53*
II.5 PARAMETRES D'ENTREE ET DE SORTIE DU MODELE DART 54
II.6 LE BILAN RADIATIF 3-D 56
II.7 PARTITION DU RAYONNEMENT SOLAIRE : DETERMINATION DU RAYONNEMENT DIFFUS 57

III MODELISATION DES PROCESSUS TURBULENTS DANS ET AU-DESSUS D'UN COUVERT VEGETAL **60**

III.1 INTRODUCTION 60
III.2 DISPERSION DES SCALAIRES DANS L'AIR : APPROCHE LAGRANGIENNE 63
III.2.1 Principe de l'approche Lagrangienne *63*
III.2.2 La "localized near field theory" - LNF *66*
III.3 MODELISATION DE LA VITESSE DU VENT ET DES CARACTERISTIQUES DE LA TURBULENCE A L'ECHELLE D'UN COUVERT VEGETAL 72
III.3.1 Description de la couche limite de surface (CLS) *72*
III.3.2 Equations de la turbulence *72*
III.3.3 Modélisation de la turbulence dans la SCI; sous-couche inertielle *75*

III.3.4 Modélisation de la turbulence dans la SCR, sous-couche de rugosité *76*
III.3.5 Profil de vent dans le couvert *77*
III.3.6 Profil de vent sous le couvert *79*
III.3.7 Statistiques relatives à la vitesse verticale du vent : $\sigma_w(z)$ *et* $T_L(z)$ *80*

IV FONCTIONNEMENT FOLIAIRE 82

IV.1 INTRODUCTION 82
IV.1.1 Approche de l'efficience d'utilisation de la lumière (LUE) *82*
IV.1.2 Approche biochimique *83*
IV.2 ECHANGES GAZEUX A L'ECHELLE DE LA FEUILLE 83
IV.3 MODELISATION BIOCHIMIQUE DE LA PHOTOSYNTHESE 86
IV.3.1 Assimilation de carbone *86*
IV.3.2 Paramètres du modèle de photosynthèse *88*
IV.4 MODELISATION DES RESISTANCES FOLIAIRES 90
IV.4.1 La conductance stomatique gs *90*
IV.4.2 La conductance de la couche limite laminaire foliaire *92*
IV.5 FONCTIONNEMENT DU MODELE DE PHOTOSYNTHESE 93
IV.6 BILAN D'ENERGIE FOLIAIRE 95

V FONCTIONNEMENT DU SOL 98

V.1 INTRODUCTION 98
V.1.1 Les modèles simple bucket *98*
V.1.2 Les modèles force restore *98*
V.1.3 Les modèles multicouches *99*
V.1.4 Modélisation choisie *99*
V.2 REPRESENTATION DU SOL DANS DART-EB 100
V.3 TRANSFERTS DE MASSE ET DE CHALEUR DANS LE SOL DANS DART-EB 101
V.3.1 Transferts de masse *101*
V.3.2 Transferts de chaleur *104*
V.4 ECHANGES DE CO_2, DE CHALEUR SENSIBLE ET LATENTE ET ENTRE LE SOL ET L'ATMOSPHERE 105
V.5 RESISTANCE AUX TRANSFERTS SOL-AIR 106
V.5.1 Résistance aérodynamique sol-air r_{as} *106*
V.5.2 Résistance de surface r_{soil} *109*
V.6 BILAN D'ENERGIE AU SOL 111

VI ALGORITHME ; PARAMETRES D'ENTREE ET DE SORTIE ; TEST DE STABILITE DE DART-EB 113

VI.1 ALGORITHME 113
VI.2 PARAMETRES D'ENTREE ET DE SORTIE DU MODELE DART-EB 117
VI.2.1 Paramètres d'entrée *117*
VI.2.2 Données de sortie *121*
VI.3 TESTS DU MODELE DART-EB : APPLICATION A LA FRICHE DU FAUGA, PRES DE TOULOUSE 122
VI.3.1 Présentation du site du Fauga *123*
VI.3.2 Stabilité du modèle *124*
VI.4 BILAN DU CHAPITRE 129

VII VALIDATION DE DART-EB. ETUDE DES HETEROGENEITES AU SEIN DES COUVERTS VEGETAUX 131

VII.1 INTRODUCTION 131
VII.2 CRITERES STATISTIQUES DE VALIDATION 132
VII.3 SITE DE MUREX 133
VII.3.1 Présentation du site *133*
VII.3.2 Représentation du paysage *135*
VII.3.3 Résultats : comparaison des flux "DART-EB" et des mesures terrain *136*
VII.3.4 Distribution verticale des flux dans le couvert *140*
VII.4 SITE DU BRAY 143
VII.4.1 Présentation du site *143*
VII.4.2 Représentation du paysage *145*
VII.4.3 Résultats *146*

VII.4.4 Distribution et évolution des flux au sein du couvert *150*
VII.5 SITE D'AGDAL 159
VII.5.1 Représentation du site d'Agdal *163*
VII.5.2 Simulation d'images satellites du site d'Agdal avec DART *164*
VII.6 CONCLUSION PARTIELLE 166
VIII CONCLUSION ET PERSPECTIVES **168**
PERSPECTIVES 170
BIBLIOGRAPHIE **174**
ANNEXES **188**
ANNEXE 1 : DONNEES D'ENTREES DU MODELE DART **189**
1 FORMAT DU FICHIER DE SAISIE DES DONNEES D'ENTREE DE DART 189
2. FORMAT DU FICHIER DONNANT LA POSITION EXACTE DES ARBRES DANS LA MAQUETTE 195
ANNEXE 2 : FICHIERS D'ENTREE DE DART-EB, EXEMPLES **196**
1. FICHIER AVEC VARIABLES D'ENTREE 196
2. FICHIER CARACTERISANT LES PARAMETRES DU SOL 197
3. FICHIER NOMBRE D'ESPECE ET SORTIES DE DART-EB 198
RESUME **199**

Liste des illustrations

Figure II-1. Schéma de l'équation générale du transfert radiatif..... 40
Figure II-2 Schéma du mécanisme de diffusion 40
Figure II-3. Emission des diffusions à partir du barycentre énergétique 41
Figure II-4 Transmittance (a) et émission thermique (b) de l'atmosphère gazeuse 42
Figure II-5 : Représentation du paysage par le modèle DART 44
Figure II-6 : Conversion du paysage terrestre en maquette DART. 44
Figure II-7 Représentation d'une parcelle de végétation..... 45
Figure II-8 : Exemple de distribution aléatoire de la position des arbres (•). P_{arbre}=0.8 46
Figure II-9 : Représentation 3D de la maquette d'une forêt tropicale. 46
Figure II-10 : Forme des houppiers. 47
Figure II-11 Schéma des diffusions volumiques (cellule turbide) et surfaciques (cellule opaque). 48
Figure II-12 : Diagramme d'enchaînement de tâches du modèle DART. 49
Figure II-13 : Éclairement du paysage terrestre. 50
Figure II-14 : Schéma de l'illumination solaire directe du paysage. 51
Figure II-15 : Schéma de l'itération k=1. 51
Figure II-16 : Schéma de l'illumination atmosphérique du paysage. 52
Figure II-17 : Schéma de l'itération k>1. 53
Figure II-18 : Schéma du rayonnement montant jusqu'au capteur et le haut de l'atmosphère.53
Figure III-1. Représentation schématique des sources de scalaires et de sa concentration avec indication de ses composantes dans le champ proche et le champ lointain (d'après Baldocchi, 2004) 67
Figure III-2 : Représentation de la turbulence et de la diffusion dans le couvert végétal..... 71
Figure IV-1 : Représentation des échanges au niveau d'une feuille. T_f est la température de la feuille. Dans DART-EB, elle correspond à la température des feuilles de la cellule. 84
Figure IV-2 : Schéma de fonctionnement du modèle de photosynthèse pour une cellule foliaire..... 95
Figure V-1 Représentation du sol: discrétisation en N couches de Nx*Ny cellules. 100
Figure VI-1. Algorithme de DART-EB. 114
Figure VI-2. Photo aérienne de la friche du Fauga prise le 19 juillet 2000. Zoom sur la parcelle étudiée. 123

Figure VI-3 Représentation schématique du site du Fauga : (a) représentation homogène du site, (b) représentation 3D avec des cellules de 10 cm et (c) représentation 3D avec des cellules de 8 cm. 124
Figure VI-4 Variation de la température des feuilles au sein du couvert pour 2 cas : l'un avec une température initiale des feuilles de 291.9K, l'autre de 300 K. 125
Figure VI-5. Evolution de la température des feuilles au sein du couvert en fonction des itérations (a) en partant d'une température initiale des feuilles homogène dans le couvert et égale à 291.9K et (b) à 300K. 126
Figure VI-6. Effet de la valeur de la température des feuilles initiales sur (a) la température de l'air, (b) le rayonnement net, (c) le flux de chaleur latente et (d) le flux de chaleur sensible. En trait plein : température initiale de 300K et en traits pointillés : température initiale de 291,9K 128
Figure VII-1 : Site de MUREX avec les installations de mesures (photo issue de Calvet et al., 1999). 134
Figure VII-2 Représentation du site MUREX. 136
Figure VII-3 Evolution des flux (rayonnement net, évapotranspiration, flux de chaleur sensible et flux de conduction dans le sol) mesurés (points bleus), estimés par DART-EB (courbe noire) et estimés par ISBA (courbe grise) sur le site MUREX pour la période allant du jour julien 146 à 161. 138
Figure VII-4 : Comparaison des simulations DART-EB avec les mesures terrain sur le site MUREX pour la période 146 - 161. La droite y=x est tracée en bleu, la droite de régression linéaire est en noir. 140
Figure VII-5 Distribution verticale des différents termes du bilan radiatif dans le couvert végétal et valeur de ces termes pour le sol (indiquée sur l'axe des ordonnées par un carré) : rayonnement net, bilan radiatif thermique (IRT), rayonnement absorbé dans le PAR, le PIR et le MIR. 141
Figure VII-6. Distribution des flux dans le couvert : R_n, LE et H. L'assimilation nette de carbone n'est pas représentée car elle est très faible. 142
Figure VII-7. Distribution au sein du couvert de l'assimilation nette de carbone, A_n, en $\mu mol.m^{-2}.s^{-1}$, du fAPAR multiplié par un facteur 10 et de la résistance stomatique en $m.s^{-1}$ multipliée par un facteur 100 142
Figure VII-8 Site du Bray et mât de mesure. 143
Figure VII-9. Flux de conduction dans le sol du site du Bray, calculé comme le résidu du bilan d'énergie (en $W.m^{-2}$) pour les jours 210 à 214. 145

Figure VII-10. Maquette de la parcelle moyenne caractéristique du site du Bray 146
Figure VII-11 Evolution du rayonnement net (R_n), du flux de chaleur latente (LE), du flux de chaleur sensible (H), du flux de conduction dans le sol (G) et de l'assimilation nette de carbone. A gauche, au mois de juillet (jours juliens 213-217). A droite, début de période automnale (jours juliens 257-264) 149
Figure VII-13. Température et contenu en eau de chaque couche du sol représentée par sa profondeur, pour les jours 257 à 264. En abscisse, l'instant 0 correspond au jour julien 257 à 0h30, l'instant 5 au jour 257 à 01h00 et ainsi de suite par pas de 5 instants équivalents à 30 min. 153
Figure VII-14. Distribution 2D pour une couche située en haut du houppier (en allant de gauche à droite, et de haut en bas) : f_{APAR}, température des feuilles et de l'air, rayonnement net, flux de chaleur sensible, transpiration foliaire et assimilation de carbone. 155
Figure VII-15. Distribution 2D pour la couche de LAI maximum située au milieu du houppier (en allant de gauche à droite, et de haut en bas) : f_{APAR}, température des feuilles et de l'air, rayonnement net, flux de chaleur sensible, transpiration foliaire et assimilation de carbone. 156
Figure VII-16. fAPAR moyen de la couche de végétation située au niveau de LAI maximum. 158
Figure VII-17 Image Quikbird du site d'Agdal. Les tours d'eddy covariance (EC) ainsi que les scintillomètres (LAS) sont indiqués. 160
Figure VII-18 Mât de mesure des flux et des données micrométéorologiques du site sud d'Agdal. 161
Figure VII-19: a) Image Quickbird panchromatique du site Agdal b) Image Quickbird panchromatique avec la position des arbres superposée. 163
Figure VII-20. Images Quickbird, composition colorée. 165
Figure VII-21. Simulation DART en composition colorée, vue oblique. 165
Figure VII-22. Simulation DART dans la direction du nadir, composition colorée. 165

Liste des tableaux

Tableau II-1 Produits "réflectance" de DART 54

Tableau II-2 Ensemble des produits "bilan radiatif". (I: incident. A: absorbé. S: diffusé (scattered) (émis en mode T à l'itération 1). Int: intercepté. L'extrapolation (exponentielle spécifique à chaque cellule) des produits fIR, fAR, fSR, fIntR est optionnelle. 55

Tableau VI-1 Paramètres d'entrée du modèle DART-EB avec indication de leur notation, unité et module d'utilisation. La partie "Dimensions de la scène et des cellules, caractéristiques architecturales du paysage étudié" n'est pas détaillée. Elle se trouve dans le fichier d'entrée du modèle DART présenté en Annexe 1. 119

Tableau VI-2. Définition des 9 types de biome. 120

Tableau VI-3. Propriétés optiques et physiologiques des 9 types de biome. 120

Tableau VI-4. Différents types de sol et teneurs en sable et en argile associées..... 121

Tableau VI-5. Propriétés optiques du sol et des feuilles mesurées..... 124

Tableau VII-1. Caractéristiques du site de Murex : propriétés structurales, optiques et physiologiques du couvert 135

Tableau VII-2. Paramètres du sol du site de MUREX pour chaque couche considérée. 5 horizons de textures différentes sont considérés, z_r est l'épaisseur de la zone racinaire, w_{sat} la porosité du sol, b est le coefficient des relations eau volumique- potentiel du sol, k_{sat} conductivité hydraulique du sol à saturation et Ψ_{sat} potentiel du sol à saturation. .. 135

Tableau VII-3. Statistiques DART-EB, entre parenthèses se trouvent les statistiques pour le modèle ISBA..... 137

Tableau VII-4. Caractéristiques du site du Bray : structure, propriétés optiques et physiologiques des pins maritimes et du sous-bois. Les valeurs entre parenthèse correspondent à celles qui ont été utilisées pour les simulations DART-EB. 144

Tableau VII-5. Texture du sol et densité racinaire sur le site du Bray. 144

Tableau VII-6. Statistiques DART-EB et ISBA-A-gs (en italique et parenthèses) (a) pour les jours 213-217 et (b) pour les jours 257-264). 147

Tableau VII-7. Caractéristiques du site d'Agdal..... 162

Tableau VII-8. Texture du sol et densité racinaire sur le site d'Agdal..... 163

Nomenclature

Liste des symboles

Symbole	Signification	Unité
Symboles utilisés dans l'introduction		
C_p	Chaleur massique de l'air sec	$J.kg^{-1}.K^{-1}$
D_h	Déficit hydrique de l'air	
G	Flux de conduction dans le sol	$W.m^{-2}$
LE	Flux de chaleur latente	$W.m-^{2}$
R_n	Rayonnement net	$W.m^{-2}$
ρ	Masse volumique de l'air	$kg.m^{-3}$
Symboles relatifs au transfert radiatif		
c	Vitesse de la lumière	$m.s^{-1}$
Eg_{cell}	Rayonnement émis dans une cellule	$W.m^{-2}$
E_s	Constante solaire	W
f_{APAR}	Fraction de rayonnement absorbé photosynthétiquement actif (dans l'intervalle 0.4-0.7µm)	-
fAR	Fraction de rayonnement absorbé	- (mode R) ou $W.m^{-2}.m^{-1}$ (mode T)
Fc_{cell}, Fg_{cell},	Rayonnement absorbé dans les courtes et les moyennes longueurs d'onde	$W.m^{-2}$
fIntR	Fraction de rayonnement intercepté	- ou $W.m^{-2}.m^{-1}$
fIR	Fraction de rayonnement incident	- ou $W.m^{-2}.m^{-1}$
FRD	Facteur de réflectance directionnelle	-
fSR	Fraction de rayonnement diffusé	- ou $W.m^{-2}.m^{-1}$
h	Constante de Planck	J.s
I	Intensité lumineuse	$W.sr^{-1}$
I_B	Intensité lumineuse due à un corps noir à la température T	$W.sr^{-1}$

k_{bol}	Constate de Boltzman	$J.K^{-1}$
L	Luminance d'un corps noir	$W.m^{-2}.sr^{-1}$
LAI	Leaf Aera index	$m2.m^{-2}$
M_B	Emittance totale	$W.m^{-2}$
N_{dir}	Nombre de directions de propagation du rayonnement dans l'espace	-
P	Fonction de phase	-
q_a, q_e	Efficacité d'absorption et d'extinction	-
s	Constante de Stéphane Boltzman	$W.m^{-2}.K^{-4}$
S_0	Rayonnement incident au-dessus de l'atmosphère	$W.m^{-2}$
S_{cs}	Constante solaire	$W.m^{-2}$
S_{dif}	Rayonnement diffus	$W.m^{-2}$
S_g	Rayonnement incident à la surface de la Terre	$W.m^{-2}$
SKYL	Fraction de rayonnement diffus	-
T_{app}	Température de brillance	K
t_d	Jour julien	-
t_h	Heure solaire	h
u_f	Densité volumique des feuilles	$m^2.m^{-3}$
W	Puissance	W
W_{BOA}	Puissance en bas de l'atmosphère	W
W_{capt}	Puissance qui arrive au capteur	W
W_{TOP}	Puissance en haut de l'atmosphère	W
Δx	Longueur cellule DART	m
Δy	Largeur cellule DART	m
Δz	Epaisseur cellule DART	m
α ,α_a, α_d	Coefficient d'extinction total, par absorption et par diffusion	-
ε	Emissivité	-
λ	Longueur d'onde	m
δ_s	Déclinaison du soleil	°
γ	Constante psychométrique	-
ω	Albédo de diffusion	-
Ω_s	Direction solaire	°
Ω_v	Direction de visée	°
$\Delta\Omega$	Angle solide	sr

Symboles relatifs à la turbulence et diffusion

C_ξ	Concentration d'une quantité ξ	
$C(X,t)$	Concentration d'un scalaire en X au temps t	
c_*, c_{*1}	Coefficient pour calcul vitesse du vent dans le couvert	
c_0, a, a_1	Coefficient pour calcul des statistiques relatives à la turbulence	
C_d	Coefficient effectif de traînée foliaire	
$C_f(X,t)$	Concentration du scalaire dans le champ lointain	
$C_{f,m}$	Coefficient de traînée foliaire	
$C_n(X,t)$	Concentration du scalaire dans le champ proche	
D	Hauteur de déplacement	m
D_{ij}	Matrice de dispersion	$s.m^{-1}$
Dm	Diffusivité moléculaire	
F_ξ	Flux d'une quantité ξ	
G_4, G_1	Coefficients de correction de Sellers	
k	Constante de Von Karman	
K_f	Diffusivité turbulente dans le champ lointain	$m^2.s^{-1}$
K_m	Diffusivité turbulente	$m^2.s^{-1}$
k_n	Fonction noyau du champ proche	
l_m	Longueur de mélange	
$P(z,t\|z_0,t_0)$	Fonction de densité de probabilité d'une particule situé initialement à l'instant t_0 au point z_0 et observée à l'instant t en z	
$P_f(z,t\|z_0,t_0)$	Fonction de densité de probabilité d'une en champ lointain	
$P_n(z,t\|z_0,t_0)$	Fonction de densité de probabilité d'une particule en champ proche	
p_s	Coefficient d'abris	
r_a	Résistance aérodynamique	$s.m^{-1}$
R_{ij}	Tenseur de Reynolds	
$S(X,t)$	Densité moyenne source ou puits du scalaire en X au temps t	
T_L	Echelle de temps d'auto-corrélation de la vitesse verticale lagrangienne	s
u_*	Vitesse de frottement	$m.s^{-1}$
u'_*	Vitesse de frottement sous le couvert	$m.s^{-1}$

u,v, w	Vitesse du vent dans les directions x, y et z	$m.s^{-1}$
z_0	Hauteur de rugosité dynamique de la surface	m
z_{0s}	Rugosité mécanique du sol	m
z_1	Hauteur en bas du couvert	m
z_2	Hauteur du couvert	m
z_{ref}	Hauteur de référence	m
z_t	Hauteur de transition	m
λ	Conductivité thermique	$W.m^{-1}.K^{-1}$
μ	Viscosité dynamique	$kg.m^{-1}.s^{-1}$
ν	Viscosité cinématique	$m^2.s^{-1}$
τ_0	Contrainte de cisaillement	
Φ_m	Flux de quantité de mouvement	
σ_w	Ecart type de la vitesse verticale	$m.s^{-1}$
σ_z	Ecart type de la position verticale d'un panache par rapport à la source	m

Symboles relatifs au fonctionnement de la végétation

A(x,y,z)	Assimilation brute de carbone d'une cellule	$\mu mol.m^{-2}.s^{-1}$
$A_n(x,y,z)$	Assimilation nette de carbone d'une cellule	$\mu mol.m^{-2}.s^{-1}$
APAR	Rayonnement photosynthétiquement actif	$W.m^{-2}$
b	Conductance stomatique minimum	$\mu mol.m^{-2}.s^{-1}$ ou en $s.m^{-1}$
C_a, C_s, C_i	Pression en CO_2 de l'air, à la surface des feuilles et interne aux feuilles	Pa
$C_{f,s}$	Coefficient de transfert de masse et de chaleur	-
e	Pression en vapeur d'eau	Pa
e*	Pression saturante en vapeur d'eau	Pa
$<f_{APAR}>$	Fraction d'APAR moyennée sur la durée Δt	-
$<f_{APAR}>_0$	Fraction d'APAR au sommet du couvert moyennée sur la durée Δt	
$f_{root,i}$	Fraction racinaire de la couche i de sol	-
f_θ	Fonction empirique de fermeture des stomates en fonction de l'humidité du sol	-
$g_{,b,v}$	Conductance stomatique pour les transferts de chaleur	$m.s^{-1}$
$g_{b,c}$	Conductance de la couche limite laminaire foliaire pour le carbone	$m.s^{-1}$

$g_{b,h}$	Conductance de la couche limite laminaire foliaire pour les transferts de chaleur	$m.s^{-1}$
$g_{b,v}$	Conductance de la couche limite laminaire foliaire pour la vapeur d'eau	$m.s^{-1}$
$g_{s,c}$	Conductance stomatique pour le carbone	$m.s^{-1}$
$g_{s,v}$	Conductance stomatique pour la vapeur d'eau	$m.s^{-1}$
h_s	Humidité relative à la surface des feuilles	$Pa.Pa^{-1}$
K_c	Constante de Michaelis Menten	
K_O	Constante d'inhibition de l'O_2	
L	Chaleur latente de vaporisation	$J.kg^{-1}$
m	Paramètre du modèle de conductance stomatique = pente de la droite $g_s=f(A_n)$	-
M	Stockage de chaleur par les réactions biochimiques	$W.m^{-2}$
M_v	Masse molaire de la vapeur d'eau	$kg.mol^{-1}$
P_a	Pression atmosphérique	Pa
$P_i(CO_2)$	Pression interne en CO_2	Pa
$P_{i,O2}$	Pression partielle en oxygène	Pa
Q_{10}	Coefficient de changement d'un paramètre pour une augmentation de 10°C	-
R	Constante des gaz parfaits	$J.K^{-1}mol^{-1}$
R(x,y,z)	Respiration foliaire	$\mu mol.m^{-2}.s^{-1}$
$r_{b,c}$	Résistance de la couche limite laminaire foliaire pour le carbone	$s.m^{-1}$
$r_{b,c}$	Résistance de la couche limite laminaire foliaire pour la vapeur d'eau	$s.m^{-1}$
$r_{b,h}$	Résistance de la couche limite laminaire foliaire pour les transferts de chaleur	$s.m^{-1}$
s_1, s_2, s_3, s_4,	Paramètres d'inhibition de V_{max} aux hautes et basses températures	-
T(x,y,z)	Température des feuilles d'une cellule	K
$T_a(z)$	Température de l'air de la couche z	K
V_m	Capacité catalytique de la RUBISCO	$\mu mol.m^{-2}.s^{-1}$
V_{max}	Capacité catalytique potentielle de la Rubisco	$\mu mol.m^{-2}.s^{-1}$
$V_{max,0}$	Capacité catalytique au sommet du couvert pour T=298K	$\mu mol.m^{-2}.s^{-1}$
W_c	Taux de carboxylation limité par l'activité de la RUBISCO	$\mu mol.m^{-2}.s^{-1}$
W_e	Taux de carboxylation limité par la capacité de la feuille à exporter les produits de la photosynthèse	$\mu mol.m^{-2}.s^{-1}$
w_i	Contenu volumique en eau de la couche i du sol	$m^3.m^{-3}$
W_s	Taux de carboxylation limité par la régénération de la RUBISCO	$\mu mol.m^{-2}.s^{-1}$

w_{sat}	Contenu volumique en eau à la capacité au champ de la couche i du sol	$m^3.m^{-3}$
α, β	Constantes décrivant la transition entre les différents facteurs limitants de la photosynthèse	-
ε_{eff}	Efficacité quantique d'assimilation du CO_2	$mol.mol^{-1}$
$\Gamma(T,O_2)$	Point de compensation en CO_2	Pa
θ_i	Contenu en eau de la couche i du sol	$m^3.m^{-3}$
$\theta_{i,cc}$	Contenu en eau à la capacité au champ de la couche i du sol	$m^3.m^{-3}$
$\theta_{i,pfp}$	Contenu en eau au point de flétrissement permanent de la couche i du sol	$m^3.m^{-3}$
τ	Ration des paramètres cinétiques de l'activité carboxylase et oxygénase de la RUBISCO	-
ψ_c	Potentiel hydrique critique de l'eau dans le sol	m
ψ_r	Potentiel hydrique racinaire	m

Symboles relatifs au fonctionnement du sol

a, b	Paramètres d'équation de respiration du sol	-
b	Pente de la courbe de rétention de l'eau	-
c_g	Capacité thermique totale du sol	$J.m^{-3}.K^{-1}$
c_{soil}	Capacité thermique du sol sec	$J.m^{-3}.K^{-1}$
c_w	Capacité thermique de l'eau	$J.m^{-3}.K^{-1}$
d_1, d_2, d_3	Constante empiriques de l'équation de r_{soil} selon Shu fen Sun	-
$D_{v,\psi}$	Conductivité de la vapeur d'eau	$m.s^{-1}$
E_g	Evaporation de la couche de surface du sol	mm
E_{tr}	Transpiration de la végétation	mm
F	Flux vertical d'eau dans le sol	$m.s^{-1}$
f_s	Terme d'excès d'eau dans le sol	
f_{tr}	Fonction de poids de la transpiration	-
G	Flux de conduction dans le sol	$W.m^{-2}$
g	Accélération due à la gravité	$m.s^{-2}$
h_r	Humidité relative	-
k_{hyd}	Conductivité hydraulique de l'eau liquide	$m.s^{-1}$
K_m	Coefficient de diffusion turbulente	

k_{sat}	Conductivité hydraulique à saturation	$m.s^{-1}$
L_f	Chaleur latente de fusion	$J.kg^{-1}$
N	Nombre de couches verticales dans le sol	-
N_x	Nombre de cellules de sol dans l'axe x d'une couche	-
N_y	Nombre de cellules de sol dans l'axe y	-
R_{sol}	Respiration du sol	$\mu mol.m^{-2}.s^{-1}$
r_{as}	Résistance aérodynamique entre le sol et l'air	$s.m^{-1}$
Ri	Nombre Richardson	-
r_{soil}	Résistance de surface	$s.m^{-1}$
S	Terme source ou puits d'eau liquide	$kg.m^{-3}.s^{-1}$
S_w	Degré de saturation du sol	-
T	Température du sol	K
T_{sol}	Température moyenne du sol à 10 cm de profondeur	°
w	Contenu volumique en eau	$m^3.m^{-3}$
w_{cc}	Contenu en eau volumique à la capacité au	$m^3.m^{-3}$
w_{sat}	Contenu en eau volumique à saturation	$m^3.m^{-3}$
w_{wilt}	Contenu en eau volumique au point de flétrissement permanent	$m^3.m^{-3}$
X_s	Flux latéral d'eau dans le sol	
z	Profondeur dans le sol	m
z_N	Profondeur du sol	m
$z_{O,s}$	Rugosité du sol	m
δ	Terme sans dimension pour exprimer la stabilité dans l'équation de r_{ac}	-
Φ	Terme source ou puits de chaleur associé aux changements de phase	$J.m^{-3}.s^{-1}$
γ_{rac}	Fraction normalisée de densité racinaire d'une couche	-
η	Coefficient empirique de l'équation de r_{ac}	-
η_{eff}	Conductivité hydraulique effective	$m.s^{-1}$
λ	Conductivité hydrique	$W.K^{-1}.m^{-1}$
ρ_w	Masse volumique de l'eau	$kg.m^{-3}$
θ_a	Température potentielle de l'air	K
θ_s	Température potentielle de la surface	K
ψ	Potentiel hydrique du sol	m
ψ_{sat}	Potentiel hydrique à saturation	m

Liste des acronymes

VIS	Visible
MIR	Moyen infrarouge
PIR	Proche infrarouge
TIR	Infrarouge thermique
SCI	Sous-couche inertielle
SCR	Sous-couche de rugosité
LNF	Localized Near Field Theory

I.
Introduction

I Introduction

I.1 Contexte, questions scientifiques

La biosphère continentale joue un rôle primordial dans la compréhension du climat et de son évolution. En plus d'être une source essentielle d'oxygène, elle influence directement le climat en régulant les échanges d'énergie et de masse (eau et gaz) entre les surfaces terrestres et l'atmosphère. Or, les activités anthropiques, surtout par le biais d'un déboisement intense et l'utilisation de combustions fossiles (charbon, pétrole, gaz naturel), influencent significativement ces échanges atmosphère - biosphère. Elles expliquent la forte augmentation de la concentration en dioxyde de carbone et d'autres gaz à effet de serre observée durant les deux derniers siècles. L'émission de ces gaz contribue au réchauffement de la planète et à la modification des climats. L'équilibre naturel à travers les cycles de l'eau, du carbone, de l'azote et autres constituants chimiques pourrait être ainsi remis en cause par les activités humaines.

La prise de conscience par la communauté scientifique de ce changement climatique a induit la mise en place de nombreux programmes nationaux ou internationaux de mesures de flux d'eau, de chaleur, de dioxyde de carbone et autres gaz afin de mieux comprendre le fonctionnement de la biosphère terrestre. Elle a aussi engendré le développement de modèles numériques, seuls outils à pouvoir prendre en compte les nombreux processus physiques, physiologiques, biochimiques, leurs interactions mutuelles et prédire leur évolution face à un climat changeant. Ces sites de mesures, couplés aux modèles numériques, ont pour but à la fois d'améliorer la gestion des ressources planétaires, d'effectuer une surveillance de l'environnement et d'améliorer la prédiction du climat.

Toutes les études menées montrent qu'il est important de considérer dans les modèles le rôle de la surface terrestre pour la compréhension et la prévision du climat régional et global. Une description réaliste des interactions surface-atmosphère est nécessaire pour bien restituer les interactions entre les différents processus mis en jeu dans les échanges sol - végétation et atmosphère. Modéliser les processus sol-végétation-atmosphère est aussi un moyen de mieux comprendre et prédire les conséquences potentielles des gaz à effet de serre sur le climat et notamment, la perturbation du forçage radiatif qu'ils impliquent. Dans ce contexte, il est alors possible de donner des éléments de réponse pour savoir par exemple, comment la végétation

réagit face à une élévation du carbone atmosphérique et des aérosols : va-t-elle modifier sa structure (biomasse, changement de surface foliaire, i.e., LAI) et/ou sa physiologie (conductance stomatique, photosynthèse directement fonction du CO_2 et du forçage radiatif)?

Les interactions surface-atmosphère se traduisent par des transferts entre le sol, la végétation et l'atmosphère qui dépendent de processus écophysiologiques et physiques. La végétation et son environnement échangent en permanence de la quantité de mouvement, de la chaleur, de l'eau et du dioxyde de carbone. Ces échanges sont principalement gouvernés par : (1) le rayonnement solaire et atmosphérique, (2) les mouvements turbulents de l'air au voisinage du couvert végétal et (3) les disponibilités hydriques au niveau du sol. L'interception du rayonnement solaire dit photosynthétiquement actif (PAR) est le principal moteur du fonctionnement foliaire des végétaux. Cette assimilation n'utilise cependant qu'une faible proportion du rayonnement total incident. Ce dernier est donc restitué à l'environnement par réflexion ou émission de rayonnement et par transferts de chaleur et de masse par conduction ou convection. La quantification de ces différentes composantes est nécessaire pour mieux comprendre le fonctionnement de la végétation.

Aujourd'hui, de nombreux modèles de transfert sol-végétation-atmosphère simulent le transfert radiatif, le bilan d'énergie et le fonctionnement des couverts végétaux. La plupart d'entre eux reposent sur des hypothèses extrêmement simplificatrices. Ainsi, la représentation des couverts végétaux étudiés en tant que milieux turbides, peut entraîner des erreurs relatives supérieures à 50% sur leur réflectance (Guillevic et Gastellu-Etchegorry, 1998). Les développements actuels ont pour objectif de mieux prendre en compte la complexité du milieu étudié, c'est à dire la végétation et ses interactions avec son environnement (sol et atmosphère). De nombreux efforts sont en particulier consacrés à la prise en compte de l'architecture des milieux, compte tenu de son rôle majeur au niveau du rayonnement et du fonctionnement foliaire. C'est dans ce cadre que s'inscrit ce sujet de thèse : développer un modèle intégré, qui simule avec précision les principaux mécanismes de fonctionnement du sol et de la végétation ainsi que le transfert radiatif. Une de ses principales originalités est d'introduire, de manière réaliste, l'architecture 3-D du milieu. De manière pragmatique, ce modèle doit permettre de répondre aux questions suivantes : quelle est l'influence de l'architecture 3-D des couverts végétaux sur les propriétés radiatives et énergétiques ? Par rapport aux modèles plus simples (mono et multicouches), un modèle 3-D apporte-t-il des informations pertinentes sur la réflectance et les flux de chaleur et de masse ?

Avant de détailler l'approche retenue, une description générale des processus mis en jeu dans les échanges sol-végétation-atmosphère ainsi que les différents types de modèles existants (le principe, les hypothèses, le domaine d'application, les points fort/faible) sont présentés.

I.2 Processus mis en jeu

Le transfert radiatif, la photosynthèse, la respiration, la transpiration, l'évaporation, les échanges de chaleur sensible et les transferts turbulents sont les processus majeurs impliqués dans le continuum sol-plante-atmosphère. Pour modéliser les échanges biophysiques, il est nécessaire d'intégrer ces processus.

Le transfert radiatif correspond à la propagation des rayonnements de courtes et de grandes longueurs d'onde. Sa connaissance renseigne sur l'intensité lumineuse disponible et émise au sein du couvert végétal. La photosynthèse et la transpiration sont deux processus qui ne peuvent être dissociés. Ainsi, les échanges de carbone et d'eau de la plante se font au niveau des mêmes organites, les stomates. Les transferts turbulents transportent la vapeur d'eau, la chaleur et le carbone des feuilles vers l'atmosphère et vice versa. La difficulté dans la modélisation du fonctionnement du sol et de la végétation réside dans l'interaction de tous ces processus. Modéliser la photosynthèse nécessite un module de transfert radiatif pour connaître le rayonnement photosynthétiquement actif (PAR), ainsi qu'un module de transfert turbulent pour quantifier l'intensité des échanges entre les feuilles et l'atmosphère. Tous ces processus sont étroitement liés les uns avec les autres. L'emploi d'un modèle mécaniste permet de répondre à cette contrainte mais ce type de modèle est inévitablement complexe.

Par ailleurs, certains points sont cruciaux dans la modélisation des échanges sol-végétation-atmosphère et notamment des échanges feuilles-atmosphère à travers les stomates. Comprendre le comportement des stomates est indispensable pour déterminer l'intensité de la transpiration et de l'assimilation de dioxyde de carbone. En effet, les stomates jouent 2 rôles antagonistes pour la plante : fermés, ils permettent à la plante de limiter les pertes en eau ; ouverts, ils assurent l'assimilation de carbone atmosphérique nécessaire à la fabrication des nutriments nécessaires au développement des plantes. Une optimisation est indispensable pour maintenir un équilibre entre les pertes et les gains au sein de la plante. D'autres questions plus générales, liées au fonctionnement des stomates, se posent. Il est en particulier important de

connaître la réponse des stomates, via la conductance stomatique, face à un changement de la concentration en carbone atmosphérique.

Pour répondre à ces questions, les modèles doivent avoir une résolution suffisante pour prendre en compte les processus au niveau des feuilles. Mais, la plupart des modèles d'échanges sol-végétation-atmsophère ont une résolution qui ne permet pas une description réaliste des structures de la canopée. Quels paramètres, quelles équations permettraient d'améliorer ces modèles simples? Il est donc intéressant d'utiliser un modèle mécaniste complexe qui prenne en compte l'ensemble des processus pour permettre de bien comprendre le fonctionnement de la végétation et sa réponse aux changements. Il serait possible d'en dégager des propriétés émergentes directement utilisables par des modèles plus simples.

I.3 Quelle modélisation des transferts de masse et d'énergie? Etat de l'art

Les modèles d'échanges sol-végétation-atmsophère se distinguent les uns des autres essentiellement par la représentation du paysage : milieu turbide (modèle 1D de type big leaf), couvert divisé en couches (modèle 1D de type multicouches) ou encore milieu "réel" 3D ou pseudo-3D. Au sein de chacune de ces classes structurelles, différentes approches pour la modélisation des processus (turbulence, transfert radiatif, fonctionnement foliaire et du sol) sont possibles. Une description non exhaustive des modèles de transfert sol-végétation-atmosphère est donnée par type de représentation du paysage.

I.3.1 Modèle 1D de type big leaf

L'ensemble de la canopée est simulé comme une simple feuille. Les modèles big leaf les plus simples estiment les flux comme le produit de plusieurs fonctions:

$$F_c=S.f(a).g(b).h(c)$$

où S est la densité du scalaire (température, humidité, CO_2), a,b et c représentent des variables telles que la lumière, la température, l'humidité et f, g et h leurs fonctions respectives.

Ainsi, les flux sont exprimés à partir d'un nombre limité de paramètres qui dépendent linéairement les uns des autres. Un des problèmes des modèles big leaf est leur dépendance à des paramètres qui ne sont pas reliés à des quantités mesurables physiologiques ou physiques.

Un type plus élaboré de modèle big leaf utilise le concept d'analogie électrique : tout flux est égal au rapport entre le potentiel (i.e. le gradient de concentration) et la somme des résistances associées. Les résistances limitent les échanges entre le sol, la végétation et l'atmosphère. Elles sont de plusieurs types : résistance aérodynamique, résistance de diffusion à travers la couche limite laminaire foliaire, résistance de diffusion à travers les stomates, résistance liée à la cuticule et résistance entre le sol et l'atmosphère. Le modèle big leaf le plus célèbre repose sur l'équation de Penman-Monteith (Monteith, 1965) qui donne l'expression de l'évaporation de la canopée, λE :

$$\lambda E = \frac{s(R_n - G) + \rho.C_p.G_H.D_h}{s + \gamma + \gamma\frac{G_H}{G_s}}$$

où s est la pente de la courbe de pression vapeur saturante, R_n le rayonnement net, G le flux de chaleur sensible du sol, G_H la conductance de la couche limite de la canopée, G_s la conductance stomatique, D_h le déficit hydrique de l'air, ρ la densité de l'air et Cp la chaleur massique de l'air et γ est la constante psychométrique.

Cette relation simule l'évaporation E du couvert comme celui d'une feuille, en combinant l'équation du bilan d'énergie avec l'équation de quantité de mouvement basée sur les résistances. Cependant, cette approche a ses propres limites. Elle utilise des variables météorologiques prescrites, négligeant ainsi les feedbacks entre la surface évaporative et la couche limite atmosphérique environnante. Elle a été développée pour des couverts homogènes horizontalement, ce qui l'empêche de prédire correctement l'évaporation des couverts épars (Shuttleworth et Wallace, 1985).

Les modèles de résistance "deux couches" ont été développés comme une solution alternative au modèle de Penman–Monteith pour estimer le taux d'évaporation pour des couverts épars. Cette approche distingue le sol de la végétation. Ces deux compartiments exercent des contrôles différents sur l'évaporation : les plantes transpirent via les stomates, l'évaporation du sol en revanche est relativement "passive". Le premier modèle deux couches a été développé par Deardorff (1978) et par Shuttleworth et Wallace (1985). Cette approche permet aussi d'intégrer des données de télédétection telles que le NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) et la température radiative (Norman et al., 1995). Dans les couverts épars, le sol sec, chaud et la canopée qui transpire ont des températures radiatives très différentes.

La majorité des modèles deux couches repose sur une modélisation de la turbulence simplifiée, dont le principe physique est controversé, la théorie de gradient-diffusion. Elle introduit des résistances difficiles à caractériser. De plus, elle suppose la température et l'humidité de l'air constantes dans le couvert. Les avancées faites dans la théorie de diffusion Lagrangienne développée par Raupach (1989) ont permis l'émergence d'une nouvelle génération de modèles deux couches. Mc Naughton et van den Hurk (1995) utilisent cette théorie de diffusion Lagrangienne pour construire un modèle qui permet ainsi, d'avoir des gradients de concentration de carbone atmosphérique, de vapeur d'eau et de température de l'air. Cette approche permet de mieux étudier les échanges d'un couvert forestier où les variables telles que la température, l'humidité, la concentration en CO_2, ne sont pas constantes dans le couvert mais varient de manière significative au sein de celui-ci.

Les modèles bicouches ultérieurs couplent les échanges de carbone, de masse et d'énergie (Sellers, 1996). En effet, dans les premiers modèles big leaf, la transpiration et le flux de chaleur sensible étaient exprimés sous forme diffusive et étaient uniquement couplés à travers le bilan d'énergie. La conductance stomatique était paramétrée par des relations empiriques fonctions du rayonnement incident ou du rayonnement net et d'autres facteurs environnementaux (Jarvis, 1976; Noilhan et Platon, 1989), ce qui permet d'éviter une prise en compte explicite de la photosynthèse. Le développement de modèles de photosynthèse (Farquhar et al. 1980) et de modèles semi-empiriques de conductance stomatique liant la conductance stomatique à l'assimilation nette de carbone et à l'humidité relative (Ball et al., 1987), ont permis d'introduire la paramétrisation de la photosynthèse dans les processus de couplage (Collatz et al., 1991 ; Sellers et al., 1996).

L'avantage des modèles big leaf est leur simplicité. Ceci facilite leur intégration dans des modèles de circulation générale. Leur problème majeur est la détermination de la résistance stomatique assimilée à une résistance globale du couvert (Raupach et Finnigan 1988). La photosynthèse et la transpiration font intervenir des processus non linéaires ce qui implique que la résistance stomatique du couvert n'est pas un paramètre purement physiologique : elle est aussi affectée par les conditions aérodynamiques. Elle n'est pas une constante et ne peut pas être déterminée a priori. Des modèles de conductance stomatique permettent de travailler à l'échelle de la feuille en considérant ainsi, ses conditions environnementales propres mais, cette approche n'est pas compatible avec les modèles big leaf. Un autre inconvénient est que ces modèles reposent sur l'hypothèse d'une homogénéité des conditions microclimatiques dans les couverts.

I.3.2 Modèle 1D de type multicouches

Les modèles 1D multicouches considèrent la végétation comme homogène horizontalement mais, hétérogène verticalement. Les modèles multicouches simulent le transfert radiatif dans la canopée, ainsi que la simulation du vent et de la turbulence dans la végétation. Grâce aux avancées dans la modélisation du transfert radiatif comme par exemple, la prise en compte de la forme de couronne d'arbre (Wang et Jarvis, 1990), ou encore la distribution des aiguilles sur une branche (Norman et Jarvis, 1975), des modèles de fonctionnement foliaire (transpiration, conductance stomatique, photosynthèse dépendante de la lumière) ont vu le jour et ont donné lieu à des modèles d'échanges végétation - atmosphère spécifiques d'un type de végétation : couverts en rang (Gijzen et Goudriaan, 1989), forêt de conifères (Wang et Jarvis, 1990), forêt de feuillus (Baldocchi, 1989), etc. Par ailleurs, les avancées expérimentales ont permis de montrer que des paramétrisations trop simples de la turbulence ne sont pas adaptées à la végétation. Ainsi, des modèles plus complexes sont maintenant utilisés. Ils se basent sur la fermeture des équations d'Euler au deuxième et troisième ordre (Meyers et Paw, 1986 et 1987; Wilson, 1988; Katul, 1999), sur la diffusion Lagrangienne (Raupach, 1989; Baldocchi, 1992) et plus récemment sur la Large Eddy Simulation (LES).

Les modèles multicouches se basent sur l'équation de conservation d'un scalaire (température, vapeur d'eau, CO_2...). Le flux de densité F est relié à la densité du scalaire source ou puits (selon que le transfert se fasse vers ou à partir de l'atmosphère) et à la concentration moyenne du scalaire C par l'équation de conservation suivante :

$$\frac{\partial F(x,z,t)}{\partial z} = S(x,z,t) - \frac{\partial C(x,z,t)}{\partial t} - U(x,z,t).\frac{\partial C(x,z,t)}{\partial x}$$

où x et z sont les coordonnées dans la direction principale et verticale respectivement, et U(x,z,t) la vitesse du vent. En supposant un couvert homogène horizontalement, un état stationnaire, l'advection négligée et en divisant la canopée en plusieurs couches, il vient :

$$F(t) = \sum_{i=1}^{m} S(l_i, t).\Delta z.\Delta l_i + F_{sol}(t)$$

où l_i est le LAI (Leaf Area Index, m^2 de feuilles par m^2 de sol) cumulé du haut de la canopée à la couche i, m est le nombre de couches, Δl_i le LAI de la couche et $F_{sol}(t)$ le flux de densité du sol.

Si les sources ou puits sont diffusifs, alors S peut être calculé à partir de la relation d'analogie à la loi d'Ohm :

$$S(l_i,t)=\frac{C_f(l_i,t)-C_a(l_i,t)}{r_b(l_i,t)+r_s(l_i,t)}$$

$C_f(l_i,t)-C_a(l_i,t)$ est la différence de concentration du scalaire entre l'espace intercellulaire (ou la surface de la feuille si les échanges ne font pas intervenir les stomates) et l'air, $r_b(l_i,t)$ et $r_s(l_i,t)$ sont respectivement les résistances de la couche limite laminaire foliaire et stomatique.

Selon les modèles, la concentration dans l'air des scalaires est modélisée ou non. Ainsi dans les modèles les plus simples, la température, la pression en CO_2, l'humidité, etc. sont supposées constantes verticalement. Cependant, dans des couverts fermés, l'air dans la canopée peut être peu couplé avec l'air au-dessus, donnant ainsi lieu à une stratification verticale de la température, humidité et pression en CO_2 de l'air. De forts gradients de CO_2 peuvent être observés près du sol, ce qui traduit la dominance d'une forte respiration du sol dans les basses couches. De même, au sein du couvert, une variation de concentration en CO_2 atmosphérique implique une intensité de photosynthèse variable. De forts gradients de température et de vapeur d'eau peuvent aussi exister. Monteith et Unsworth (1990) montrent une différence de température de 3°C entre le bas et le haut de la canopée et une différence de pression vapeur d'eau de 500 Pa. Ces gradients peuvent aussi avoir un impact important sur la photosynthèse et la micro-météorologie de la canopée.

Les modèles multicouches permettent de coupler l'ensemble de processus impliqués dans les échanges de masse et d'énergie entre le sol, la végétation et l'atmosphère. Ils sont reliés à des variables météorologiques mesurables. Ils sont bien adaptés à des couverts végétaux hauts et denses tels que les forêts. Cependant, le fait de ne pas prendre en compte la structure horizontale de la canopée ne leur permet pas de simuler avec grande précision les couverts épars et les couverts hétérogènes.

I.3.3 Modèles 3D

L'approche tridimensionnelle est intéressante pour déterminer et surtout comprendre les mécanismes écophysiologiques impliqués au niveau des feuilles. Elle permet de prendre en compte la structure réelle du paysage étudié. Peu de modèles 3D existent. Même s'ils tiennent compte de l'architecture des couverts, ils reposent tous sur certaines hypothèses qui

permettent de simplifier la résolution des équations. Par ailleurs, la plupart ont été développés, soit pour un certain type de couvert végétal, soit pour un champ d'application déterminé (télédétection, écophysiologie). Une présentation succincte de certains modèles est donnée ci-dessous.

Le modèle 3D de bilan d'énergie, développé par Smith et al (1997), a pour but de simuler les températures directionnelles en considérant la végétation et le sol. L'architecture des plantes est décrite à l'échelle de l'organe. Le calcul de températures est réalisé par résolution du bilan d'énergie. Cependant, ce modèle ne différencie que les températures du sol et les populations de feuilles à l'ombre ou au soleil (Luquet, 2002).

Le modèle Thermo (Dauzat et al., 2002) travaille à l'échelle de l'organe. Il détermine le bilan d'énergie et la transpiration des organes des plantes, les bilans hydriques et thermiques du sol et les échanges radiatifs et énergétiques entre le sol et la plante. Cependant, ce modèle ne traite pas la photosynthèse et utilise la relation empirique de Jarvis (1976) pour déterminer la conductance stomatique. Par ailleurs, le modèle de transfert radiatif MUSC détermine les diffusions multiples pour chaque strate de la végétation et non pour chaque organe. Ceci peut impliquer une mauvaise estimation du rayonnement absorbé dans les longueurs d'ondes où les diffusions multiples sont importantes comme dans le domaine du proche infrarouge.

Le modèle MASTRA (Wang et al., 1990, Luo et al., 2001) inclut une description détaillée en 3 dimensions de la structure de la canopée. Cependant, il travaille avec des profils de carbone dans la canopée constants. De plus, il n'a été conçu que pour un certain type de couverts, en l'occurrence les forêts d'épicéa Sitka.

Les modèles présentés ci-dessus sont des modèles statiques où la structure de l'arbre est une entrée du modèle, supposée constante. Ces modèles traitent essentiellement des processus instantanés impliqués dans l'acquisition et l'utilisation des ressources (transpiration, photosynthèse) et étudient les interactions entre ces processus et l'architecture des arbres. D'autres modèles tournés essentiellement vers le domaine de l'écologie simulent la dynamique de l'architecture de l'arbre comme résultant des interactions entre la structure de l'arbre, son fonctionnement et l'environnement. De tels modèles doivent inclure à la fois les réponses instantanées et à retardement des arbres à l'environnement (Sinoquet et Le Roux, 2000; Simioni et al., 2000 ; Sinoquet et al., 2001).

I.4 Objectifs du travail de thèse

Comme expliqué dans les parties précédentes, la végétation affecte le climat à travers son impact sur les transferts radiatifs, de quantité de mouvement et hydrologique. Les principales propriétés physiologiques à l'origine de cet effet sont : LAI, résistance stomatique, profondeur racinaire, albédo, rugosité de surface et humidité du sol. Ces paramètres sont tous liés à une répartition 3D des éléments foliaires et à la structure du sol. La plupart des travaux menés à ce jour supposent que les surfaces terrestres sont des milieux homogènes où les éléments qui échangent de l'énergie et de la matière sont distribués de manière aléatoire dans l'espace. Cette hypothèse simplificatrice engendre de fortes erreurs à 2 niveaux :

- sur l'extraction des paramètres de surface par télédétection. En effet, l'hétérogénéité spatiale affecte la réflectance et la température de brillance. Elle peut donc impliquer de fortes erreurs sur les paramètres de surface estimés par inversion de modèles de télédétection qui négligent ou prennent mal en compte l'hétérogénéité spatiale des surfaces terrestres.

- sur la modélisation des processus de surface (photosynthèse, transpiration). En effet, l'hétérogénéité spatiale affecte la distribution des échanges d'énergie et de masse dans les couverts et donc, le fonctionnement de la végétation.

C'est dans ce cadre que se place cette thèse dont la problématique repose sur l'impact des hétérogénéités des surfaces terrestres sur les échanges entre la biosphère (sol+végétation) et l'atmosphère, ainsi que sur leur modélisation. Il s'agit d'étudier ces deux aspects à partir d'une modélisation 3-D du transfert radiatif et des processus de surface. Le modèle 3-D de transfert radiatif existe déjà. Il s'agit du modèle DART (Discrete Anisotropic Radiative Transfer) toujours en développement au CESBIO (Gastellu-Ethegorry et al., 1996, 2003 ; Martin, 2006). Il simule le bilan radiatif des couverts ainsi que des images de télédétection dans les domaines spectraux du visible à l'infrarouge thermique. Un de ses principaux avantages est la bonne prise en compte de l'hétérogénéité des surfaces terrestres.

Le travail de thèse consiste alors à développer en parallèle du modèle DART, un modèle quasi 3-D d'échanges d'énergie et de masse qui simule les processus de surface (activité photosynthétique des couverts, flux de chaleur et d'eau dans le sol, flux convectifs dans le couvert, etc.). Ce modèle devra donc être compatible avec le modèle DART : représentation 3D des paysages, distribution 3D des rayonnements absorbés interceptés, émis et diffusés, etc.

Il en résultera un modèle couplé, DART-EB, adapté à l'étude de l'impact de l'hétérogénéité de surface sur (1) les paramètres de surface (albédo, transmittance des couverts, résistances stomatique et de couche limite du couvert, etc.) qui sont utilisés par les modèles de surface et sur (2) l'estimation directe ou indirecte de ces paramètres par télédétection. Le modèle DART-EB ainsi développé devra être à même de simuler l'évolution temporelle (échelle journalière) des flux au niveau de la parcelle et d'un ensemble de parcelles agricoles et boisées. Cette possibilité de prise en compte de l'échelle d'analyse spatiale est essentielle pour mieux comprendre et mieux simuler les flux de surface. D'autre part, ce modèle devra avoir un caractère générique afin de pouvoir simuler n'importe quel paysage.

A terme, DART-EB devrait répondre à plusieurs questions scientifiques, notamment sur (1) l'impact de l'architecture des couverts sur la répartition des paramètres structurels et biophysiques au sein du couvert et donc par là même sur les échanges entre le sol, la végétation et l'atmosphère, (2) sur la nécessité de prendre en compte la structure des couverts dans les modèles, (3) sur le rôle de la répartition des feuilles à l'ombre et au soleil dans la photosynthèse, (4) sur la manière de modéliser avec satisfaction les échanges végétation-atmosphère pour des paysages complexes (lisières de forêts, mosaïque de paysages), (5) sur les moyens d'améliorer les modèles 1D de végétation qui ont des temps de calcul rapides, point indispensable dans la prédiction du climat, pour qu'ils prennent mieux en compte l'architecture des paysages et les échanges au niveau des organes comme les stomates. La majeure partie de la thèse ayant été consacrée au développement du modèle DART-EB, la plupart de ces questions n'ont pas été traitées et restent encore sans réponses. De nouvelles études ou des études plus approfondies voire de nouveaux développements sont nécessaires.

I.5 Plan

Ce manuscrit est divisé en 8 chapitres.

Le chapitre 2 décrit le modèle 3D de transfert radiatif, DART. Dans un premier temps, la représentation du paysage sous forme d'une superposition de cellules parallélépipédiques est expliquée. Ce type de représentation est généralement utilisé pour le transfert radiatif ainsi que pour le fonctionnement de la végétation. Dans un second temps, le transfert radiatif dans les courtes et grandes longueurs d'ondes est détaillé et enfin, nous expliquerons comment est déterminé le bilan radiatif.

Le chapitre 3 traite des processus turbulents et diffusifs dans et au-dessus du couvert. Il se divise en deux parties. Dans la première, le modèle de type Lagrangien développé par Raupach et communément appelé "théorie champ proche champ lointain" est présenté. Il permet le calcul dans l'ensemble de la canopée des profils de température, humidité et concentration en CO_2 de l'air. La deuxième partie traite de la paramétrisation du profil du vent dans et au-dessus de la canopée ainsi que des statistiques relatives à la turbulence.

Les chapitres 4 et 5 se consacrent au fonctionnement des feuilles et du sol, respectivement. Ils détaillent les processus biophysiques et physiques à l'échelle de la feuille et du sol qui sont essentiels à la prédiction des échanges d'énergie et de masse entre le sol, la végétation et l'atmosphère. Au niveau des feuilles, la description des échanges gazeux, le modèle de photosynthèse basé sur les équations de Farquhar, la paramétrisation des résistances stomatiques et de la couche limite laminaire foliaire sont présentés. Dans le chapitre sur le fonctionnement du sol, la représentation du sol est d'abord décrite. Ensuite, la respiration du sol, les échanges de masse et d'énergie entre le sol et l'atmosphère puis les transferts d'eau et de chaleur dans le sol, sont traités.

Le chapitre 6 développe les stratégies pour résoudre le système d'équation. Il donne l'ensemble des paramètres d'entrée nécessaires au fonctionnement du modèle ainsi que l'ensemble des sorties du modèle DART-EB. Un test du modèle est aussi détaillé.

Dans le chapitre 7, les mesures de flux, issues de plusieurs sites caractérisés par des conditions climatiques variées et par des couverts végétaux différents, sont utilisées pour tester le modèle DART-EB. Par ailleurs, les résultats préliminaires d'une étude sur la distribution des températures et des échanges d'énergie et de masse au sein d'un couvert sont présentés.

Enfin, le dernier chapitre conclut ce manuscrit. Il identifie les avantages et limitations de DART-EB et discute des perspectives de futurs développements.

II.
Modélisation du transfert radiatif : présentation du modèle DART et bilan radiatif 3D

II Modélisation du transfert radiatif : présentation du modèle DART et bilan radiatif 3D

II.1 Introduction

Dans les modèles de bilan d'énergie, la modélisation du transfert radiatif permet de connaître les échanges d'énergie sous forme de rayonnement. On distingue :

- les échanges courtes longueurs d'onde : 0.4-4µm ⇔ visible (VIS), proche infrarouge (PIR) et moyen infrarouge (MIR), où l'éclairement solaire est prépondérant.

- les échanges grandes longueurs d'onde : 3-100 µm ⇔ infrarouge (IR). Tous les corps sont caractérisés par leur température T et leur émissivité ε. Ils émettent sur l'ensemble du spectre, un rayonnement thermique qui suit la loi de Stephan-Boltzman.

Dans les courtes longueurs d'onde, les modèles de transfert radiatif s'attachent à déterminer la réflectance d'un milieu, ainsi que l'énergie radiative absorbée par celui-ci. La réflectance dépend des conditions d'éclairement et d'observation, ainsi que de la distribution 3D et des propriétés optiques des composantes du milieu.

Dans les grandes longueurs d'ondes, les modèles de transfert radiatif ont en général pour but de déterminer la température de brillance du paysage étudié. Cette température dépend de la configuration d'observation, ainsi que de la distribution 3D, des propriétés optiques et de la température des composantes du paysage. La distribution des températures est contrôlée par les échanges radiatifs et énergétiques s'effectuant entre le sol, la végétation et l'atmosphère. Elle tend à s'ajuster de façon à satisfaire l'équation du bilan d'énergie en tout point du milieu. Elle dépend donc du rayonnement incident de courtes et grandes longueurs d'onde, ainsi que des transferts turbulents de masse et de chaleur dans la canopée. Ainsi, toute simulation précise du transfert radiatif implique qu'un modèle thermique résolve l'équation du bilan d'énergie de façon à estimer la distribution des températures.

Les différents modèles de transfert radiatif, quelle que soit la longueur d'onde considérée, se distinguent par la manière dont le milieu de propagation est pris en compte et par l'approche utilisée pour simuler les échanges radiatifs. Ces approches diffèrent selon la méthode

mathématique de résolution et le mode de représentation du milieu de propagation. Les modèles de transfert radiatif sont souvent divisés en deux catégories associées aux 2 principaux modes de représentation du paysage : représentation homogène ou hétérogène.

Pour les modèles dits homogènes (Idso et de Wit, 1970; Ross, 1981; Myneni et al., 1989), le paysage est représenté par une distribution horizontale constante d'éléments absorbants ou diffusants (feuilles, branches, etc.). Ces modèles considèrent le milieu comme une superposition de couches horizontales constituées par des distributions spatiales continues d'éléments absorbants et diffusants. Les éléments foliaires sont distribués de manière homogène à l'intérieur de ces couches. Ils sont caractérisés par leur réflectance, leur transmittance, leur distribution angulaire (LAD) et leur surface (LAI $m^2.m^{-2}$). Différentes méthodes de résolution des équations du transfert radiatif peuvent alors être utilisées : méthode intégrale itérative (Myneni et al., 1991), modèles à 3 flux (Kubelka et Munk, 1931 ; Suits, 1972), méthode des ordonnées discrètes (Goudrian, 1977), etc. Ces modèles sont bien adaptés aux milieux homogènes tels que les cultures par exemple. Le plus connu est le modèle SAIL (Verhoef, 1984). L'avantage de ces modèles est la rapidité des simulations, ce qui permet une inversion directe avec les méthodes classiques telles que celle du simplexe.

Pour les modèles dits hétérogènes, le paysage est représenté par une distribution spatiale non uniforme d'éléments du paysage quelconques (North, 1996; Govaerts, 1998). On distingue :

- les modèles géométriques : Ils représentent la végétation par des éléments géométriques (cylindres, sphères, ellipsoïdes, cônes) répartis à l'intérieur du paysage ayant des propriétés optiques (réflectance, transmittance et absorptance) connues. La réflectance du paysage est une combinaison linéaire des réflectances apparentes de tous les éléments présents pondérées par leur section efficace. Elle peut donc être obtenue par un calcul géométrique. Ces modèles représentent bien les réflectances des canopées peu denses où les diffusions multiples peuvent être négligées. Il existe cependant des modèles hybrides qui font intervenir les diffusions multiples.

- les modèles discrets : Le milieu de propagation est simulé par une représentation discontinue des éléments absorbants et diffusants. Chacun des éléments de la scène est caractérisé par ses propriétés optiques et géométriques. La végétation est discrétisée soit directement à l'aide d'éléments surfaciques (Govaerts, 1995), représentant les feuilles, soit à l'aide d'éléments volumiques (Kimes et Kirchner, 1982 ; Gastellu-Etchegorry et al., 1996), représentant par

exemple un ensemble de feuilles. Les éléments sont caractérisés par leur fonction de phase, c'est-à-dire la probabilité qu'un rayon issu d'une certaine direction soit diffusé vers une autre direction. La simulation du transfert radiatif peut s'effectuer en combinant le lancer de rayons avec la méthode de Monte Carlo (Govaerts, 1995). Un nombre important de rayons, assimilés à des photons, doit alors être lancé. A chaque rencontre d'un élément, les probabilités d'interception (absorption et diffusion) et, s'il y a lieu, la direction de diffusion sont tirées de manière statistique, en accord avec la fonction de phase. Une autre possibilité consiste à lancer un nombre limité de rayons (i.e. flux énergétiques) et non des photons, et à suivre leur propagation suivant N directions discrètes (Gastellu-Etchegorry et al., 1996). Ces modèles permettent une très bonne représentation du milieu et des phénomènes physiques. Ils sont donc supposés précis mais leur temps de calcul est souvent très important.

Le modèle DART-EB simule les échanges de masse et de chaleur entre le sol, la végétation et l'atmosphère. Pour ce faire, il utilise le modèle de transfert radiatif DART pour simuler la représentation du paysage et aussi la distribution de rayonnement absorbé dans les grandes et courtes longueurs d'onde.

Ce chapitre détaille le fonctionnement du modèle DART (le transfert radiatif, la représentation du paysage, l'algorithme, les paramètres d'entrée et les sorties du modèle), puis présente la simulation du bilan radiatif tridimentionnel à partir des sorties du modèle DART. Finalement, il indique l'approche utilisée pour estimer la partition solaire entre rayonnement direct et diffus.

II.2 Le modèle DART: Généralités sur le transfert radiatif

Le modèle DART (Gastellu-Etchegorry *et a*l., 1996; Gastellu-Etchegorry *et a*l., 2003, Martin, 2006) simule simultanément dans plusieurs longueurs d'onde du domaine optique (de l'ultraviolet à l'infrarouge thermique) le bilan radiatif et des images de télédétection de tout paysage terrestre (naturel et urbain, avec ou sans relief), pour toute direction solaire (Ω_s), toute atmosphère et toute direction de visée (Ω_v) et FTM (Fonction de Transfert Modulation) du capteur. Il a été conçu pour être précis, simple d'utilisation et adapté à un emploi opérationnel. Pour cela, il inclut des modules qui simulent le paysage terrestre, l'atmosphère (simulation optionnelle) et le capteur radiométrique spatial ou aéroporté (simulation

optionnelle). La principale originalité de DART est de simuler des images, et non simplement des quantités radiométriques moyennées dans l'espace.

Le modèle DART fait partie de la catégorie des modèles physiques. Il simule le transfert radiatif à l'intérieur d'un paysage hétérogène en prenant en compte son architecture 3-D. Il peut aussi simuler le transfert radiatif dans l'atmosphère au-dessus du paysage et à l'intérieur de celui-ci. Le paysage peut comporter des arbres, des arbustes, de l'herbe, du sol, de l'eau, des éléments urbains (maison, routes). La scène est divisée en cellules parallélépipédiques dont la dimension est choisie par l'opérateur. Les diffusions et la propagation énergétique sont simulées par la méthode des ordonnées discrètes : les rayons ne peuvent se propager que selon un nombre N fini de directions. La topographie, le hot spot, la réflexion spéculaire et la polarisation sont aussi modélisés. DART fournit des images de réflectance et de température de brillance associées à différents angles de visée, ainsi que la distribution 3-D de l'énergie interceptée et absorbée, ce qui permet l'étude de la photosynthèse et de la production primaire. Ainsi, ce modèle DART est bien adapté aux milieux hétérogènes.

II.2.1 Equations de transfert radiatif

Le transfert radiatif correspond à la propagation du rayonnement dans un milieu. Son équation générale (Hapke, 1993) donne le taux de variation au lieu r par unité de déplacement dr selon la direction Ω d'une onde monochromatique stationnaire, d'intensité $I(r,\Omega)$ (Watts par unité d'angle solide : $W.sr^{-1}$) :

$$\frac{dI(r,\Omega)}{dr} = [\xi.\frac{d}{dx} + \eta.\frac{d}{dy} + \mu.\frac{d}{dz}]\ I(r,\Omega)$$

$$= -\alpha(r,\Omega).I(r,\Omega) + \int_{4\pi} \alpha(r,\Omega').\omega(r,\Omega').\frac{P(r,\Omega'\rightarrow\Omega)}{4\pi}.I(r,\Omega').d\Omega' + \alpha_B(r,\Omega).L_B(r,T) \qquad \text{Eq. II-1}$$

- ξ, η et μ : cosinus directeurs de la direction de propagation (Ω) de l'onde selon x, y et z.

- $\alpha(r,\Omega)$, $\alpha_a(r,\Omega)$, $\alpha_d(r,\Omega)$ (m^{-1}) : coefficients d'extinction total, par absorption et par diffusion. $\alpha=\alpha_a+\alpha_d$

- $\omega(r,\Omega) = \frac{\alpha_d(r,\Omega\rightarrow 4\pi)}{\alpha(r,\Omega)}$: albédo de diffusion selon Ω. Emissivité $\varepsilon(r,\Omega) = \frac{\alpha_a(r,\Omega)}{\alpha(r,\Omega)} = 1 - \omega(r,\Omega)$

- I(r,T) : intensité ($W.sr^{-1}$) due à un corps noir de température T,

- $\frac{P(r,\Omega'\rightarrow\Omega)}{4\pi}=\frac{\alpha_d(r,\Omega'\rightarrow\Omega)}{\alpha_d(r,\Omega')}$ (sr^{-1}) : fonction de phase normalisée. C'est la fraction du rayonnement intercepté selon la direction Ω', qui est diffusé par unité d'angle solide selon la direction Ω.

Les termes de droite de l'équation de Hapke donnent la variation de I(r,Ω) par unité de déplacement dr(Ω) : le 1er terme représente l'atténuation (absorption + diffusion "Ω → 4π") d'une onde lors de sa propagation dans le milieu selon la direction (Ω) ; le 2ème terme, la diffusion selon la direction (Ω) des ondes incidentes au point r en provenance de toutes les directions de l'espace ; le 3ème terme, l'émission thermique.

La méthode des ordonnées discrètes (Kimes et Kirchner, 1982), i.e. discrétisation de la variable angulaire Ω en Ndir secteurs angulaires contigus, transforme l'équation intégro-différentielle en Ndir équations différentielles. La direction solaire est traitée à part. Elle ne peut qu'être incidente et sa largeur angulaire est non définie. Le nombre total de directions discrètes est donc (Ndir+1). Chaque secteur est caractérisé par une direction centrale Ωn et une largeur angulaire ΔΩn. Ainsi, pour un repère cartésien, l'équation tridimensionnelle du transfert radiatif s'écrit :

$$[\xi_n.\frac{d}{dx}+\eta_n.\frac{d}{dy}+\mu_n.\frac{d}{dz}]\ W(r,\Omega_n)=-\alpha(r,\Omega_n).W(r,\Omega_n)+\sum_{m=0}^{Ndir}a(r,\Omega_m).\omega(r,\Omega_m).\frac{P(r,\Omega_m\rightarrow\Omega_n)}{4\pi}.W(r,\Omega_m).\Delta\Omega_n+\alpha_B.W_B(r,\Omega_n)$$

Eq. II-2

Où les termes liés à la source $W(r,\Omega_n)$ sont des puissances (Watts) égales à $I(r,\Omega_n).\Delta\Omega_n$

Cette discrétisation de l'équation est d'autant plus précise que les angles solides ΔΩn sont faibles. La valeur maximale tolérée dépend principalement de l'anisotropie de la fonction de phase et du degré d'hétérogénéité du milieu.

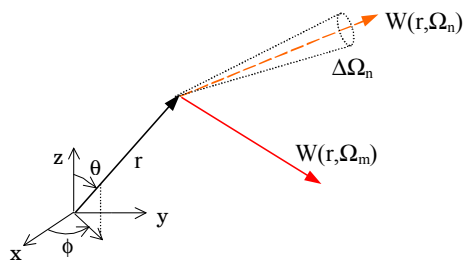


Figure II-1. Schéma de l'équation générale du transfert radiatif

Il existe 2 modes de fonctionnement du modèle DART :

• *mode (R)*: simulation de réflectances. Les seules sources d'énergie sont le soleil et/ou l'atmosphère. Le vecteur source d'un rayon solaire (zénith θ_s, constante solaire E_s) incident sur une surface horizontale $\Delta x.\Delta y$ est $W(r,\Omega_n)=E_s.\cos\theta_s.\Delta x.\Delta y$.

• *mode (T)*: simulation de températures apparentes. Les sources d'énergie sont {la maquette et l'atmosphère} ou bien {la maquette, l'atmosphère et le soleil}.

Pour un milieu hétérogène, l'équation (II-1) est résolue numériquement avec la méthode du suivi de rayons combinée avec une discrétisation de l'espace (Kimes et Kirchner, 1982). Cette méthode consiste à suivre dans l'espace un ensemble fini de rayons $W_0(r,\Omega_n)$ issus des sources présentes. Lors de la propagation d'un rayon source dans une direction Ω_n, sa puissance diminue car il est totalement ou partiellement intercepté par le milieu. La diffusion du rayonnement intercepté engendre de nouveaux rayons $W_1(r,\Omega_n)$ selon les N_{dir} directions de l'espace. Ces rayons sont à nouveau suivis et engendrent eux-mêmes de nouvelles diffusions $W_k(r,\Omega_n)$ (avec $k\in[2,\infty[$) (Figure II-2). Un rayon est éliminé si son énergie devient inférieure à un seuil.

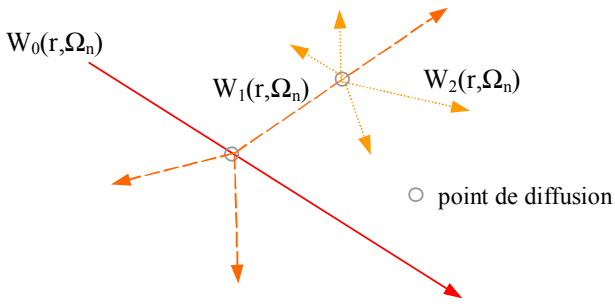


Figure II-2 Schéma du mécanisme de diffusion

Le milieu est discrétisé sous forme d'une matrice de cellules parallélépipédiques juxtaposées (Figure II-3). Cette représentation permet de limiter le nombre de rayons à suivre dans la mesure où il est supposé que les diffusions qui surviennent dans une cellule sont calculées, et effectivement émises, à partir d'un nombre limité de points sources (dits "point milieu" ou "barycentre énergétique"). Ainsi, il y a deux points sources par face de cellule qui représente la végétation.

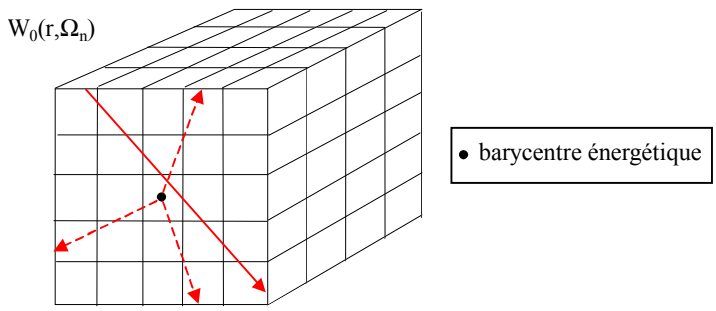


Figure II-3. Emission des diffusions à partir du barycentre énergétique

II.2.2 Emission thermique

II.2.2.1 Loi de Planck

La luminance d'un corps noir est isotrope et ne dépend que de sa température et du domaine spectral. Elle est donnée par la loi de Planck :

$$dL(\lambda,T) = \frac{2 \cdot h \cdot c^2}{\lambda^5 \cdot \left[\exp\left(\frac{h \cdot c}{k_{bol} \cdot \lambda \cdot T}\right) - 1\right]} \cdot d\lambda \quad \text{W.m}^{-2}\text{.sr}^{-1}\text{.m}^{-1} \qquad \text{Eq. II-3}$$

où c est la vitesse de la lumière ($2.997925.10^8$ m.s^{-1}), h est la constante de Planck ($6.62618.10^{-34}$ J.s), k_{bol} est la constante de Boltzmann ($1.38066.10^{-23}$ J.K^{-1}), $h.\frac{c}{\lambda}$ est l'énergie des photons de fréquence $\nu = \frac{c}{\lambda}$.

Par exemple, le soleil est souvent considéré comme un corps noir à 5900K avec un maximum d'émission dans le visible, à ≈ 0.5 µm. De même, les émissions des surfaces terrestres sont

parfois représentées par un corps noir à ≈ 280-300 K, avec un maximum d'émission à 9.65 - 10.35 µm.

L'émittance totale rayonnée par un corps noir sur tout le spectre (loi de Stéphan-Boltzmann) est :

$$M_B(T) = \sigma \cdot T^4 \qquad [\mathrm{W.m^{-2}}] \qquad \text{Eq. II-4}$$

où σ est la constante de Stéphan-Boltzmann ($5.669.10^{-8}$ $W.m^{-2}.K^{-4}$)

L'atmosphère affecte le transfert radiatif par interception du rayonnement solaire, par sa propre émission thermique (surtout dans les grandes longueurs d'onde) et par interception du rayonnement déjà diffusé ou émis. Dans les grandes longueurs d'ondes de l'infrarouge thermique (IRT), le rayonnement solaire est en général négligé devant le rayonnement thermique de l'atmosphère. L'émissivité de l'atmosphère varie beaucoup avec la longueur d'onde (Figure II-4). Elle est maximale dans les longueurs d'onde où elle absorbe le plus. Les bandes d'émission des gaz atmosphériques correspondent donc aux bandes d'absorption de ces gaz. Ceci explique que l'atmosphère a des maxima d'émission au voisinage de 6.5 et 15 µm qui correspondent respectivement à de fortes bandes d'absorption de l'eau et du CO_2 atmosphériques. Cependant, même dans les fenêtres de transmission utilisées par les capteurs spatiaux IRT (3-5 µm et 8-12 µm), les mesures sont affectées par l'atmosphère. Ainsi, l'information provenant effectivement de la surface peut ne représenter que 20% du rayonnement mesuré.

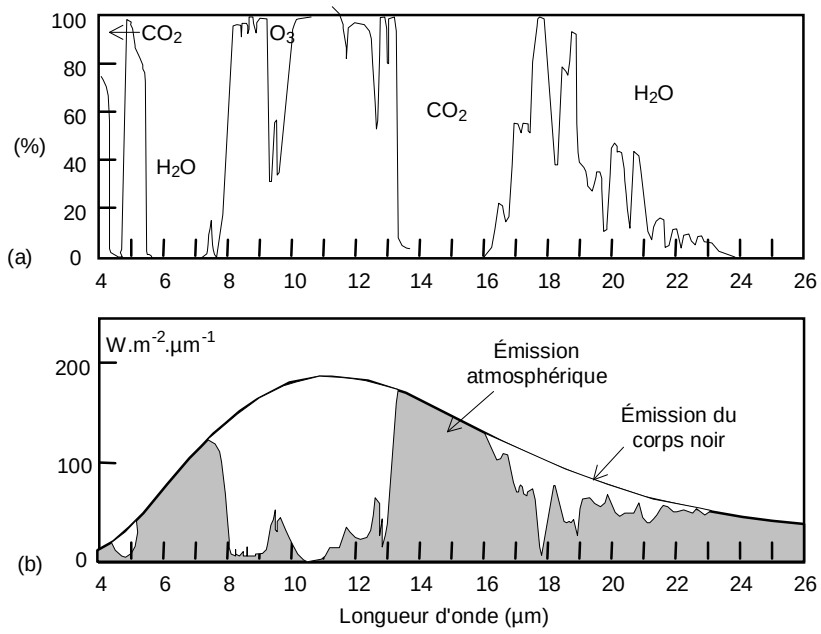


Figure II-4 Transmittance (a) et émission thermique (b) de l'atmosphère gazeuse

II.2.2.2 Loi de Kirchhoff et émissivité

La matière (sol, gaz, etc.) rayonne moins qu'un corps noir de même température. En effet, contrairement au corps noir, son équilibre thermodynamique dépend de mécanismes d'échange d'énergie (diffusion, échanges de chaleur) autres que l'absorption et l'émission. L'efficacité d'émission de la matière par rapport au corps noir est appelée émissivité spectrale $\varepsilon_d(\lambda,T,\Omega_v)$, pour la longueur d'onde λ, la température T et la direction d'émission (Ω_v). D'après la loi de Kirchhoff, elle est égale au rapport des efficacités d'absorption $q_a(\lambda,T,\Omega_v)$ et d'extinction $q_e(\lambda,T,\Omega_v)$:

$$\varepsilon_d(\lambda,T,\Omega_v) = \frac{q_a(\lambda,T,\Omega_v)}{q_e(\lambda,T,\Omega_v)} \qquad \text{Eq. II-5}$$

- Surface opaque : $q_e(\lambda,T,\Omega_v) = 1$ et $\varepsilon_d(\lambda,T,\Omega_v)\ 1 - \rho_{dh}(\lambda,T,\Omega_v)$

- Gaz de particules (densité N, albédo sphérique ω, section σ): $\varepsilon_d(\lambda,T,\Omega_v)=\frac{q_a(\lambda,T,\Omega_v)}{q_e(\lambda,T,\Omega_v)}=1-\omega$

où $\alpha_a(\lambda,T,\Omega_v) = N.q_a(\lambda,T,\Omega_v).\sigma = \alpha_e(\lambda,T,\Omega_v) - \alpha_d(\lambda,T,\Omega_v)$ et $\alpha_d(\lambda,T,\Omega_v) = \omega(\lambda).\alpha_e(\lambda,T,\Omega_v)$

L'absorbtance α_a et l'albédo sphérique ω sont souvent supposés peu ou pas varier avec la température et la direction (Ω_v). Ainsi, l'émission volumique atmosphérique est supposée isotrope. Par contre, l'absorption et l'albédo varient beaucoup avec la longueur d'onde.

L'inversion de la loi de Planck donne la température apparente :

$$T_{app} = \frac{h.c}{k.\lambda_o} \cdot \frac{1}{\ln[1 + \frac{2.h.c}{\lambda_o^5.L_{app}}]} \qquad \text{Eq. II-6}$$

en utilisant une longueur d'onde équivalente λ_o calculée avec :

$$L_B(\lambda_o,T) = \frac{1}{\Delta\lambda}.\int_{\lambda_{min}}^{\lambda_{max}} L(\lambda,T).d\lambda \quad (\neq L(\frac{\lambda_{min}+\lambda_{max}}{2},T)) \qquad \text{Eq. II-7}$$

si $\lambda_{min}=\lambda_{max}$, alors $\lambda_o=\lambda_{min}=\lambda_{max}$.

où T est la température de toutes les cellules du paysage terrestre (Dallhuin, 2002).

II.3 Représentation du paysage par le modèle DART

Le modèle DART discrétise la scène en cellules parallélépipédiques (Figure II-5). Il existe deux types de cellules : les cellules, qui contiennent de la matière turbide, utilisées pour simuler la végétation, et les cellules opaques, qui contiennent tout ou partie de surfaces planes (triangles, parallélogrammes), utilisées pour simuler le sol, les troncs et éléments urbains (Figure II-6). Il existe aussi des cellules mixtes qui contiennent à la fois de la matière turbide et des surfaces planes.

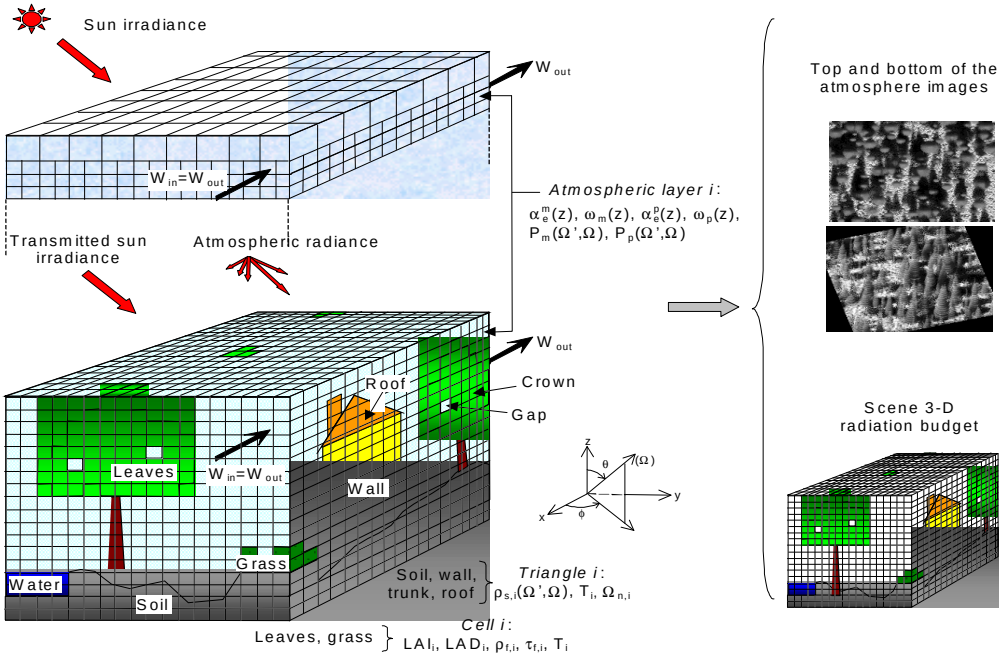


Figure II-5 : Représentation du paysage par le modèle DART

DART simule un paysage infini et répétitif. Les rayons ne sont suivis que dans la maquette : ceux qui sortent par un côté de la maquette rentrent par le côté opposé, avec la même direction, mais avec un décalage nul (cas "répétitivité du paysage") ou non nul (cas "continuité du paysage").

Les propriétés optiques (e.g. réflectance) des éléments présents dans les cellules sont repérées par un indice qui fait référence à des valeurs stockées dans un fichier.

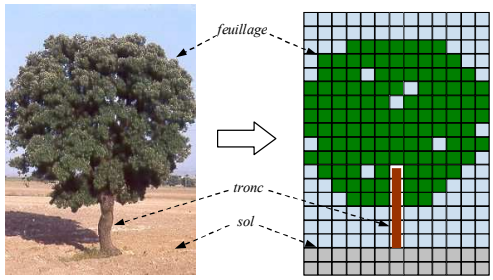


Figure II-6 : Conversion du paysage terrestre en maquette DART.

II.3.1 Cellules "turbides" de type végétation (*Houppier*, *Plot*) :

La matière turbide des cellules "végétation" est constituée d'éléments foliaires supposés très petits, caractérisés par leur réflectance, leur transmittance, leur densité volumique u_f (m^2 de feuilles par m^3 de sol) et leur orientation (i.e. distribution angulaire des feuilles=LAD). La quantité de matière présente dans la cellule est représentée par le LAI (m^2 de feuillage par m^2 de sol, i.e. uf*hauteur de la cellule). Les interactions (interception, diffusion, absorption) à l'intérieur de la cellule sont de type volumique. Elles sont modélisées avec un coefficient d'extinction (m^{-1}), et par une fonction de phase (%) et un albédo (%) volumiques qui sont calculés à partir de propriétés géométriques et optiques du milieu turbide dans la cellule. L'interception du rayonnement est simulée par la loi de Beer Lambert.

II.3.1.1 Les parcelles de végétation ou plots

Elles sont composées de cellules turbides et simulent une couche d'herbe homogène (hauteur moyenne, écart type, propriétés optiques et structurales constantes. Un même paysage peut en contenir plusieurs.

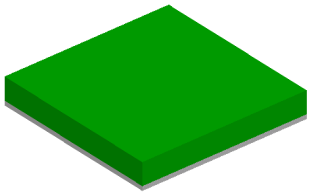


Figure II-7 Représentation d'une parcelle de végétation

II.3.1.2 Les arbres

Distribution spatiale des arbres

Les arbres peuvent être sur du sol, eau, route ou parcelles (avec ou sans végétation), avec ou sans relief. Trois approches sont possibles pour les distribuer dans la maquette.

- Positions et dimensions aléatoires : Les arbres sont placés aléatoirement dans des cercles de rayon (r) centrés sur les nœuds d'une grille de points de maille (ΔXgrille, ΔYgrille) (), avec pour chaque nœud, une probabilité de présence (Parbre). Les dimensions des troncs et houppiers sont des variables aléatoires gaussiennes de moyenne et écart type spécifiques à chaque espèce d'arbre.

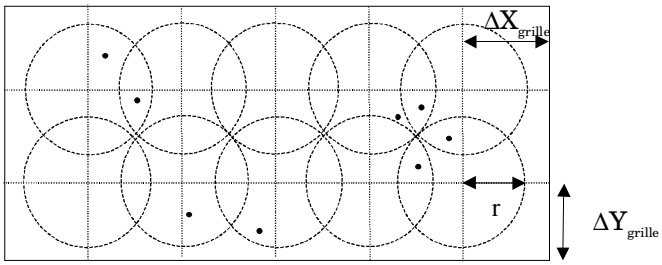


Figure II-8 : Exemple de distribution aléatoire de la position des arbres (•). P_{arbre}=0.8

- Positions exactes et dimensions aléatoires : Le type et la position exacte (x,y) de chaque arbre sont stockés dans un fichier. Les dimensions des troncs et des houppiers sont des variables aléatoires gaussiennes (moyenne et écart type par espèce d'arbre).

-Positions et dimensions exactes : Toutes les caractéristiques de chaque arbre sont définies de manière exacte dans un fichier texte (cf. Annexe 2). Un exemple de maquette générée par cette méthode est montré dans la Figure II-9.

Figure II-9 : Représentation 3D de la maquette d'une forêt tropicale.

Description d'un arbre

Un arbre est constitué par l'ensemble {"tronc" + "couronne" (tronc + branches + feuilles + cellules vides)}.

Les troncs sont constitués par un empilement de parallélépipèdes (4 parallélogrammes rectangles verticaux + 1 horizontal). Une branche est formée par 4 triangles. La couronne d'un arbre est constituée par la juxtaposition de cellules foliaires appelées cellules Houppier (Figure II-10). Ces cellules sont caractérisées par les mêmes paramètres que les cellules Plot qui représentent la végétation dans les parcelles (*i.e.* plots). Ainsi, toute cellule foliaire stocke sa densité volumique foliaire u_f et un indice i de son espèce foliaire qui fait référence à ses propriétés optiques foliaires. Ces propriétés sont utilisées pour calculer les 4 fonctions de transfert (transmittance *T*, et diffusions totale T_d, spéculaire T_{spe} et polarisée T_{pol}) qui gèrent toutes les interactions foliaires.

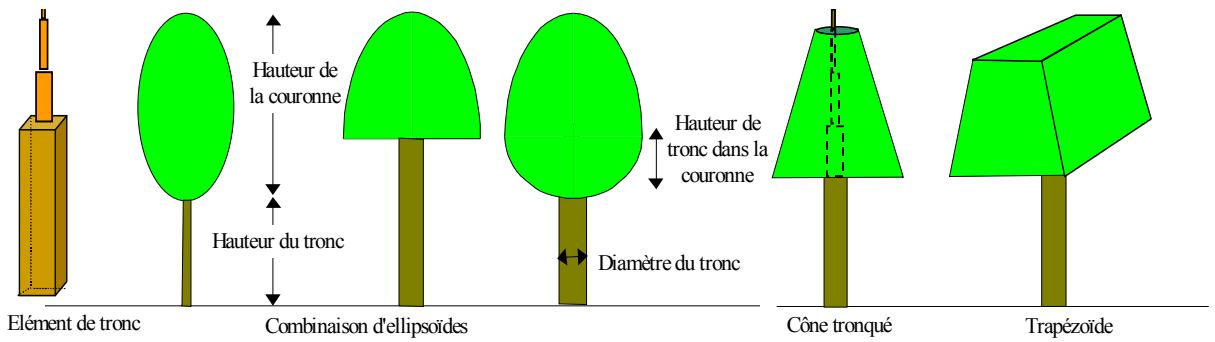


Figure II-10 : Forme des houppiers.

Pour chaque couronne d'arbre, sont spécifiés le diamètre et les propriétés optiques du tronc, la distribution verticale relative des feuilles, la distribution horizontale relative des feuilles, la distribution horizontale de la proportion p[j,l] de trous et les propriétés optiques foliaires $\rho_f[j,l]$, etc..

La densité foliaire d'une cellule feuille est déterminée à partir du LAI de l'espèce végétale j. On en déduit alors le LAI de la cellule:

$$u_f[j,x,y,z] = \frac{LAI[j].DX.DY}{\Delta X.\Delta Y.\Delta Z.\{\Sigma_l\, \Sigma_r\, u_f[j,x,y,z]\}} \Rightarrow LAI_{cell}[j,x,y,z] = u_f[j,x,y,z].\Delta Z \quad \text{Eq. II-8}$$

II.3.2 Cellules "opaques"

Il existe trois types de cellules opaques: (1) les cellules de surface horizontale dont la face supérieure est opaque (Sol, Eau, Route, Plot_Opaque) ; (2) les cellules représentatives de milieux accidentés (Sol_MNT, Eau_MNT, Plot_MNT) simulées par la juxtaposition de triangles et (3) les cellules représentatives de surfaces opaques (tronc, branches, Toit) simulés par la juxtaposition de figures planes opaques (triangles, parallélogrammes). Les triangles de sols accidentés proviennent d'un modèle numérique de terrain (MNT). Ces cellules opaques donnent lieu à des diffusions et émissions de surface sur leur face supérieure (cellule Sol, Eau, Route, Plot_Opaque) ou par les figures planes (triangles, parallélogrammes) qu'elles contiennent pour tout ou partie (cellule Tronc, Sol_MNT, Eau_MNT, Mur, Toit, Plot_Opaque). Leur réflectance ρ_{dd} ($\varepsilon_d = 1 - \rho_{dh}$) est de type "lambertien aléatoire ($\bar{\rho}$, σ_ρ)", "lambertien + spéculaire" ou "Hapke + spéculaire". La réflectance d'une surface horizontale peut être aussi caractérisée par une fonction de transfert représentée par une matrice $T(\Omega_s\, \Omega_v)$ où Ω_s et Ω_v représentent les directions incidentes et de diffusion respectivement.

Les éléments urbains (bâtiment, route) sont représentés par la juxtaposition de figures planes opaques (triangles, parallélogrammes). Le type d'une cellule coupée par les figures de différents éléments (e.g. toit et mur) est celui du dernier élément installé durant la création de la maquette. Les surfaces d'eau sont des lacs ou des rivières. Les rivières sont définies comme les routes, *i.e.* 2 ou 3 points et une largeur. Les lacs sont caractérisés par une forme elliptique (centre et deux demi-axes). Comme pour la route, la superposition d'eau sur du relief donne des cellules *Eau_MNT*. Il appartient à l'opérateur de mettre les surfaces d'eau sur du sol horizontal, si tel est le cas.

Des renseignements supplémentaires quant à la définition des différents types de cellule se trouvent dans le manuel de référence de DART (DART Handbook, 2006).

II.4 Algorithme de simulation de DART

Le modèle DART se divises en 4 parties distinctes :

- DART-Maket : Il construit la scène et permet sa visualisation.
- DART-Directions : Il divise l'espace de propagation en N secteurs angulaires contigus définis par l'opérateur.
- DART-Phase : Il pré-calcule les fonctions de phase des différents éléments de la scène, pour la diffusion directionnelle de l'énergie interceptée.
- DART : résolution à proprement parler du transfert radiatif. C'est cet algorithme qui est présenté ci-dessous.

L'équation du transfert radiatif (Eq. II-1) est résolue en prenant en compte les caractéristiques géométriques et physiques du milieu de propagation. Les principales étapes de la simulation sont résumées dans le schéma de la Figure II-12. L'algorithme simule le parcours et la transformation de tous les rayons lancés sur la maquette. Les mécanismes de diffusion du rayonnement dans les cellules (Figure II-11) ne sont pas détaillés dans ce chapitre, mais se trouvent dans le manuel de DART (Gastellu-Etchegorry et al., 2006) ainsi que dans la thèse d'Emmanuel Martin (Martin, 2006). Seule la structure informatique du modèle DART est expliquée.

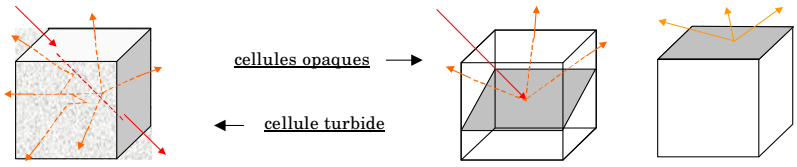


Figure II-11 Schéma des diffusions volumiques (cellule turbide) et surfaciques (cellule opaque).

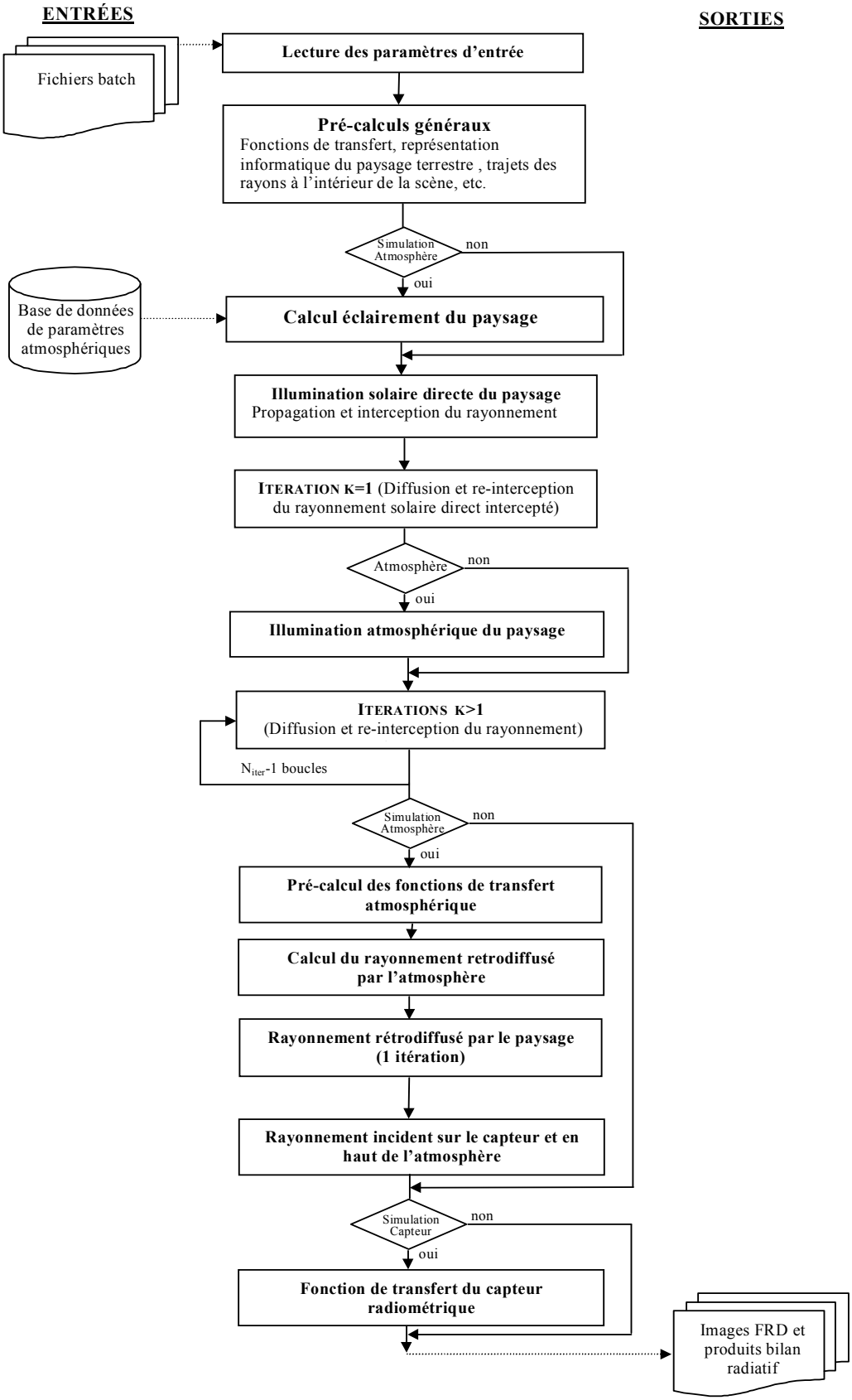


Figure II-12 : Diagramme d'enchaînement de tâches du modèle DART.

II.4.1 Pré-calculs généraux

Cette étape précède le transfert radiatif proprement dit. Elle comprend la création de la maquette et la définition d'un ensemble discret de N_{dir} directions de propagation. Toute direction est définie par les angles zénithal (θ_i) et azimutal (φ_i) ainsi que par l'angle solide autour de la direction ($\Delta\Omega_i$). La direction verticale ascendante et la direction solaire ascendante (*hot-spot*) font partie des directions discrètes. L'espace autour du *hot-spot* peut être sur-échantillonné, de même que le plan principal (*i.e.*, plan qui inclut la direction du nadir et la direction solaire) et le plan orthogonal au plan principal.

II.4.2 Calcul de l'éclairement du paysage

Le rayonnement solaire en haut de l'atmosphère $W_{TOA}(\Omega_s)$ (*TOA pour Top Of the Atmosphere*) est transmis à travers la haute et moyenne atmosphère jusqu'au paysage terrestre. Par la suite, le rayonnement incident sur le paysage terrestre W_{BOA} (Ω_n) (BOA pour *Bottom of the Atmosphere*) comprend deux termes : le rayonnement solaire direct $W_{BOA,dir}(\Omega_s)$ (rayonnement transmis sans interception par l'atmosphère) et le rayonnement diffus $W_{BOA,diff}(\Omega_n)$ (rayonnement transmis après interception et diffusion par l'atmosphère).

Ce rayonnement est en général anisotrope. Il est représenté par une certaine distribution directionnelle de luminance. En fait, le modèle DART peut fonctionner sans simuler le transfert radiatif atmosphérique. Dans ce cas, le rayonnement atmosphérique est simplement représenté par une distribution directionnelle de luminances. Dans le cas d'un éclairement atmosphérique isotrope, il est simplement spécifié par le SKYL, i.e. la fraction comprise entre 0 et 1 d'éclairement atmosphérique par rapport à l'éclairement total. Le transfert radiatif dans l'atmosphère n'est pas présenté dans ce manuscrit. Les détails de sa modélisation peuvent se trouver dans Gascon (2000) et dans le manuel du modèle DART.

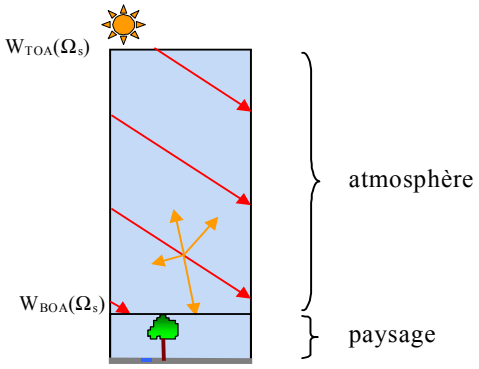


Figure II-13 : Éclairement du paysage terrestre.

II.4.3 Illumination solaire directe du paysage

À l'*itération k=0*, le paysage terrestre est éclairé par le rayonnement solaire direct ($W_{BOA,dir}(\Omega_s)$). Cette illumination est simulée avec un ensemble fini de rayons qui se propagent dans la maquette du paysage à partir du haut de celle-ci. Dans cette étape, les rayons sont simplement suivis dans le paysage, et donc plus ou moins interceptés, tant que leur énergie est supérieure à un seuil T_1. L'énergie perdue par les rayons, *i.e.* l'énergie interceptée par les cellules, est stockée dans les cellules, puis partiellement diffusée à l'itération k=1.

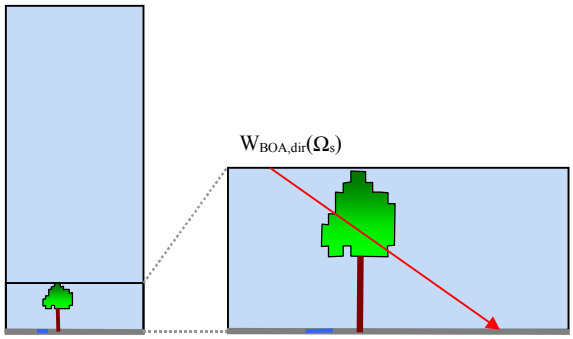


Figure II-14 : Schéma de l'illumination solaire directe du paysage.

II.4.4 Itération k=1

Toute cellule qui a intercepté de l'énergie lors de l'illumination solaire directe du paysage terrestre diffuse une fraction de cette énergie. Pour les N_{dir} directions de diffusion possibles, chaque rayon diffusé est suivi dans la maquette jusqu'à ce qu'il sorte par le haut de la maquette ou, qu'il soit totalement intercepté ou, que son énergie par unité d'angle solide devienne inférieure à un seuil T_2. Le rayonnement intercepté au cours de ces trajets est de nouveau stocké en vue d'une diffusion ultérieure.

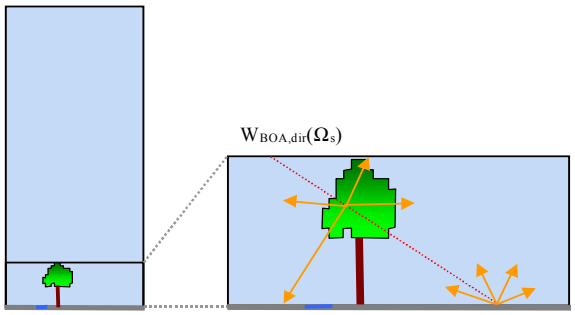


Figure II-15 : Schéma de l'itération k=1.

II.4.5 Illumination atmosphérique du paysage

Le rayonnement atmosphérique issu de l'atmosphère $W_{BOA,diff}(\Omega_n)$, pour chaque direction Ω_n descendante, est introduit dans la maquette du paysage. Ce rayonnement se propage à partir du haut du paysage.

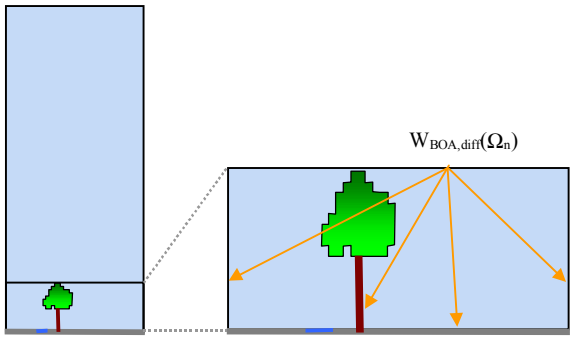


Figure II-16 : Schéma de l'illumination atmosphérique du paysage.

II.4.6 Itération k>1

Toute cellule qui a intercepté de l'énergie lors de l'itération k-1, en diffuse une partie dans les N_{dir} directions de propagation possibles. Ce processus se réitère jusqu'à ce que tous les rayons sortent par le haut de la maquette ou que leur intensité par unité d'angle solide devienne inférieure au seuil T_2 défini par l'opérateur. Pour une cellule du niveau supérieur de la maquette du paysage et de coordonnées horizontales (i,j), les rayons sortant de la maquette par le haut, selon la direction d'observation Ω_v, constituent l'image FRD (facteur de réflectance directionnelle) en bas de l'atmosphère $W_{BOA}(i,j,\Omega_v)$:

$$FRD(\Omega_s, \Omega_v) = \pi.\frac{L(\Omega_v)}{E_{BOA}} \qquad \text{Eq. II-9}$$

$$() \qquad où \quad L(\Omega_v) = \frac{W_{BOA}(i,j,\Omega_v)}{\Delta X.\Delta Y.\mu_v.\Delta\Omega_v} \quad et \quad E_{BOA} = \frac{W_{dir,BOA} + \sum_n W_{diff,BOA}(\Omega_n)}{\Delta X.\Delta Y}$$

$$FRD(\Omega_s, \Omega_v) = \pi.\frac{W_{BOA}(i,j,\Omega_v)}{\mu_v.\Delta\Omega_v}.\frac{1}{W_{dir,BOA} + \sum_n W_{diff,BOA}(\Omega_n)} \qquad \text{Eq. II-10}$$

Ces images FRD sont obtenues pour toutes les directions d'observation. La résolution des images générées en sortie du modèle est égale aux dimensions horizontales des cellules de la maquette du paysage (ΔX, ΔY) à un facteur d'échantillonnage près. D'autre part, DART simule les images dans le plan du capteur pour chaque direction d'observation. Il calcule aussi la distribution tridimensionnelle des énergies absorbées et interceptées par les cellules. La

propagation du rayonnement est suivie jusqu'à l'itération N_{iter} ou à une itération inférieure si la variation relative de l'albédo de la maquette du paysage est inférieure à un seuil T_3 défini par l'opérateur.

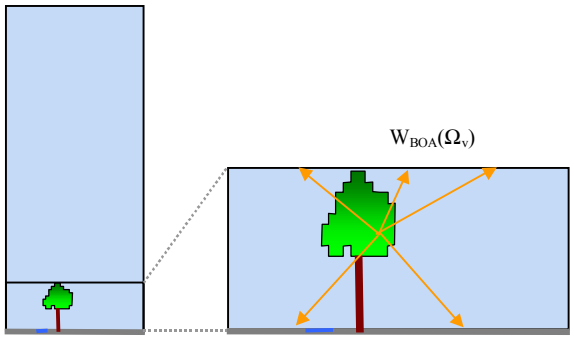


Figure II-17 : Schéma de l'itération k>1.

II.4.7 Calcul des fonctions de transfert atmosphérique et de l'éclairement de couplage

Si la simulation atmosphérique est activée, les fonctions de transfert atmosphérique sont calculées afin de simuler l'éclairement de couplage (énergie retro-diffusée par l'atmosphère vers le bas) et la propagation du rayonnement issu du paysage terrestre jusqu'au sommet de l'atmosphère et jusqu'au capteur radiométrique. Les rayons montants qui atteignent le haut de l'atmosphère ($W_{TOA}(i, j, \Omega_v)$) et le niveau du capteur ($W_{capt}(i, j, \Omega_v)$) constituent aussi des images FRD.

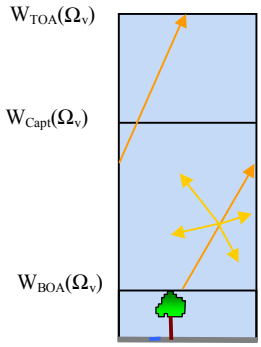


Figure II-18 : Schéma du rayonnement montant jusqu'au capteur et le haut de l'atmosphère.

II.5 Paramètres d'entrée et de sortie du modèle DART

Les paramètres d'entrée du modèle DART ont été plus ou moins présentés au fur et à mesure de la présentation du modèle DART. L'ensemble de ces paramètres est récapitulé dans une fiche, appelé batchSaisie, au format xml. Un ensemble au format texte est en Annexe 1.

Les sorties du modèle DART sont de 3 types : produits liés à la réflectance, au rayonnement et au LAI.

- les produits liés à la réflectance (FRD, albédo du couvert) en mode réflectance et à la température apparente sous forme de moyenne ou d'images en mode thermique.

TYPE	PRODUITS SELECTIONNABLES	OPTIONS
FRD	Image FRD	• TOA • BOA • Simulation du capteur • Extrapolation • Toutes les itérations • Fonction de transfert du capteur • Composante du FRD selon les trajets atmosphériques (cf. § IV)
	FRD moyen	
	Image FRD et FRD moyen avec uniquement la contribution des arbres, du sol et/ou de l'herbe.	
	Image FRD du rayonnement polarisée	

Tableau II-1 Produits "réflectance" de DART

Les produits réflectance (

Tableau II-1) sont :

- des FRD moyens et des images FRD. Ils sont fournis pour le bas de l'atmosphère (BOA : *Bottom Of the Atmosphere*), pour le haut de l'atmosphère (TOA : *Top Of the Atmosphere*) et pour le capteur radiométrique. Le modèle propose en option le FRD associé au rayonnement polarisé (Pinel, 1997) ainsi que le rayonnement diffusé en dernier par le feuillage des arbres, le sol ou la couche homogène de végétation. Une option permet d'obtenir les produits FRD à chaque itération (1 à N_{iter}) et à une itération dite infinie, issue d'une extrapolation exponentielle des résultats des trois dernières itérations.
- la fraction de rayonnement incident, intercepté, diffusé et absorbé par cellule (distribution 3D) et par couche (= profil vertical dans le couvert). En mode thermique, DART fournit l'énergie émise et absorbée en W/m^2 (Tableau II-2).

TYPE	PRODUIT	MODE (R)	MODE (T)
Bilan Radiatif	Profils verticaux: fIR, fAR, fSR, fIntR (4 fichiers texte) / itération	sans unité	$W.m^{-2}.m^{-1}$
	Matrices 3D de fIR, fAR, fSR, fIntR (4 fichiers texte) / itération		
	Luminance spectrale atmosphérique BOA	$W.m^{-2}.sr^{-1}.m^{-1}$	
	Profil vertical du fAR_{ATM} dans l'atmosphère	sans unité	

Tableau II-2 Ensemble des produits "bilan radiatif". (I: incident. A: absorbé. S: diffusé (scattered) (émis en mode T à l'itération 1). Int: intercepté. L'extrapolation (exponentielle spécifique à chaque cellule) des produits fIR, fAR, fSR, fIntR est optionnelle.

En mode réflectance, les produits bilan radiatif sont :

- Fraction de rayonnement incident 3-D (fIR): $\frac{\text{énergie} \downarrow \text{(Watts) sur face sup. de cellule}}{\text{énergie} \downarrow \text{ / cellule du paysage terrestre}}$

- Fraction de rayonnement absorbé 3-D (fAR): $\frac{\text{énergie absorbée (Watts) / cellule}}{\text{énergie} \downarrow \text{ / cellule du paysage terrestre}}$

- Fraction de rayonnement diffusé 3-D (fSR): $\frac{\text{énergie (Watts) diffusée / cellule}}{\text{énergie} \downarrow \text{ / cellule du paysage terrestre}}$

- Fraction de rayonnement intercepté 3-D (fInt): $\frac{\text{énergie (Watts) interceptée / cellule}}{\text{énergie} \downarrow \text{ / cellule du paysage terrestre}}$

- Profils verticaux 1D fIR, fAR, fSR et fIntR : $\frac{\sum f_{IR,AR,SR,IntR} \; des\ cellules\ non\ vides\ d'une\ couche}{nombre\ de\ cellules\ (vide + pleine)\ par\ couche}$

Dans le visible (450 - 700nm): fAR = fAPAR (fraction of Absorbed Photosynthetically Active Radiation).

A l'itération 0, les produits fInt et fI correspondent au rayonnement solaire direct intercepté et incident.

En mode thermique, fIR, fAR, fSR, fIntR sont des énergies spectrales (W.m-1) divisées par l'aire (m^2) de la face supérieure des cellules. A l'itération 0, fInt et fIR correspondent au rayonnement "solaire direct + atmosphère" intercepté et incident. A l'itération 1, SR est l'émission thermique de chaque cellule avec en plus une éventuelle diffusion d'ordre 1 du rayonnement solaire direct si la source est "Terre + Soleil". Dans le mode T, si l'éclairement solaire est négligé, l'énergie totale absorbée est : fInt – (fSR – fSR 1)

- La distribution du LAI par cellule foliaire sous forme d'une matrice 3D et le profil vertical de LAI dans le couvert par couche, à partir du LAI total de l'espèce végétale considérée. Ces produits ne résultent pas d'une simulation DART. Ils sont calculés à partir de la maquette informatique du paysage terrestre. La matrice 3D contient pour chaque cellule de la maquette la valeur de l'indice foliaire (m^2 de feuillage par m^2 de sol). Le profil résulte de simples moyennes "horizontales" de la matrice 3D.

II.6 Le bilan radiatif 3-D

Le bilan radiatif est calculé à partir de simulations DART successives dans les courtes et les grandes longueurs d'ondes. Il traduit le bilan d'énergie sous forme de rayonnement. Il permet de calculer le rayonnement net, R_n comme la différence entre les rayonnements absorbés (F) et émis par la cellule (E) :

$$Rn_{cell} = Fc_{cell} + Fg_{cell} - Eg_{cell} \qquad \text{Eq. II-11}$$

Les indices *c* et *g* désignent respectivement les courtes et les grandes longueurs d'onde.

Dans les courtes longueurs d'ondes, les grandes variations des propriétés optiques des feuilles et du sol ainsi que du SKYL (fraction de rayonnement diffus) ne permettent pas d'utiliser des paramètres moyens sur tout le spectre. Le spectre est donc décomposé en 3 intervalles correspondant au VIS (0.4-0.7 µm) au PIR (0.7-1.3 µm) et au MIR (1.3-2.5 µm). Le rayonnement incident sur une cellule dans le VIS correspond au rayonnement photosynthétiquement actif PAR qui sera utilisé dans le modèle de photosynthèse. De même le rayonnement absorbé dans le VIS correspond au PAR absorbé noté APAR. La décomposition du rayonnement incident global (Rg) selon les 3 intervalles spectraux, estimée par le modèle 6S (Vermote et al, 1996), est d'environ α_{VIS}=50% dans le VIS, α_{PIR}=35% dans le PIR et α_{MIR} =15% dans le MIR (Guillevic, 1999).

Dans le domaine solaire, le rayonnement absorbé Fc_{cell} est égal à :

$$Fc_{cell} = (\alpha_{VIS}.f_{VIS} + \alpha_{PIR}.f_{PIR} + \alpha_{MIR}.f_{MIR}) \,.\, Rg \qquad \text{Eq. II-12}$$

où *f* est la fraction de rayonnement incident absorbé dans l'intervalle spectral correspondant.

Dans les grandes longueurs d'onde de l'infrarouge thermique, les valeurs de l'émissivité des feuilles et du sol sont proches de 1, si bien qu'une seule valeur moyenne est considérée. Les

simulations DART donnent directement en sortie les rayonnements émis Eg_{cell} et absorbés par cellule Fg_{cell}.

II.7 Partition du rayonnement solaire : Détermination du rayonnement diffus

La connaissance du rayonnement diffus est importante, en particulier pour la photosynthèse. Dans la plupart des simulations, nous considérons l'atmosphère comme isotrope. Le rayonnement diffus se définit comme une fraction de rayonnement incident. Les mesures de rayonnement diffus ne sont pas toujours disponibles. Dans ce cas, une méthode empirique pour connaître la fraction de rayonnement diffus (SKYL) est utilisée : les équations de Spitters (Spitters, 1986).

Dans la modélisation de la photosynthèse, il est important de distinguer les composantes directes et diffuses du rayonnement global et du rayonnement incident. Spitters (1986) propose une équation qui permet de distinguer ces deux composantes à partir des mesures de rayonnement global incident horaire. Plus précisément, cette relation permet de décrire la variation de la fraction de rayonnement solaire diffus (S_{df}/S_g) en fonction de la transmission atmosphérique.

La transmission atmosphérique est définie comme étant le ratio entre l'éclairement solaire global incident à la surface de la Terre, S_g, et l'éclairement incident au-dessus de l'atmosphère, S_0, (ou rayonnement extraterrestre). S_0 est fonction du sinus de l'élévation du soleil sinβ selon la relation:

$$S_0 = S_{sc}.\left(1 + 0{,}0333.\cos\left(\frac{360.t_d}{365}\right)\right).\sin\beta \qquad \text{Eq. II-13}$$

avec :

S_0 : W/m²,

S_{cs} = constante solaire (1370 W/m²),

t_d = jour julien

$\sin\beta = \sin\lambda\sin\delta_s + \cos\lambda\cos\delta_s\cos[15(t_h - 12)]$ avec λ= latitude du site, t_h=heure solaire,

δ_s= déclinaison du soleil en degrés : $\sin\delta_s = -\sin(23{,}45).\cos[360(t_d + 10)/365]$.

Les relations établies par Spitters relient la fraction de diffus (S_{df}/S_g) et la transmission atmosphérique (S_g/S_0). Elles sont empiriques car elles ont été établies à partir de mesures instantanées de l'éclairement solaire global S_g. Spitters a distingué quatre cas de figure en fonction de la valeur de la transmission atmosphérique S_g/S_0. Si elle est inférieure à 22%, la totalité du rayonnement global est considérée comme du rayonnement diffus, on se trouve dans le cas d'un ciel complètement couvert. Dans le cas où la transmission atmosphérique est élevée, la part de diffus S_{df}/S_g dépend uniquement du sinus de la hauteur angulaire du soleil β car la majorité du rayonnement est direct. Pour les deux cas intermédiaires, S_{df}/S_g est calculé directement en fonction de la transmission atmosphérique. Les relations entre la fraction de rayonnement diffus et la transmittance atmosphérique sont donc pour des mesures de rayonnement horaires :

$$\begin{aligned}
&\frac{S_{dif}}{S_g} = 1 && pour \quad \frac{S_g}{S_0} \leq 0{,}22 \\
&\frac{S_{dif}}{S_g} = 1 - 6{,}4\left(\frac{S_g}{S_0} - 0{,}22\right)^2 && pour \quad 0{,}22 \langle \frac{S_g}{S_0} \leq 0{,}35 \\
&\frac{S_{dif}}{S_g} = 1{,}47 - 1{,}66\frac{S_g}{S_0} && pour \quad 0{,}35 \langle \frac{S_g}{S_0} \leq K \\
&\frac{S_{dif}}{S_g} = R && pour \quad K \langle \frac{S_g}{S_0}
\end{aligned} \qquad \text{Eq. II-14}$$

avec :

$$R = 0{,}847 - 1{,}61\sin\beta + 1{,}04\sin^2\beta$$

$$K = \frac{1{,}47 - R}{1{,}66}$$

III.
Modélisation des processus turbulents dans et au-dessus d'un couvert végétal.

III Modélisation des processus turbulents dans et au-dessus d'un couvert végétal

III.1 Introduction

Un scalaire désigne un constituant gazeux liquide ou solide de l'air. Les concentrations des scalaires dans l'air tels que la vapeur d'eau, la chaleur et le CO_2 sont fonction de leur diffusivité et donc des caractéristiques de la turbulence. Les calculer revient à modéliser les phénomènes turbulents dans et au-dessus de la végétation. Il existe 2 principales méthodes: la méthode eulérienne qui se base sur les équations de continuité et de conservation de la masse et la méthode Lagrangienne qui décrit les trajectoires aléatoires des particules. Chacune comprend plusieurs variantes qui se distinguent par leur degré de complexité. Quelle que soit la méthode utilisée, connaître la vitesse du vent en tout point est nécessaire pour caractériser la turbulence dans et au-dessus du couvert.

Une première représentation de la turbulence consiste à fermer au premier ordre le système des équations de Reynolds qui traduit la conservation d'une quantité ξ. Cette méthode aussi appelée K-théorie s'inspire de la diffusion moléculaire pour déterminer les flux turbulents et ainsi fermer le système non linéaire des équations de conservation. Tout flux F d'une quantité ξ est alors supposé fonction du gradient de sa concentration C_ξ. Dans le cas où la surface est homogène horizontalement et où l'advection (transport selon l'horizontale) est négligée, on suppose en conditions neutres :

$$F_\xi = -K.\frac{\partial C_\xi}{\partial z}. \qquad \text{Eq. III-1}$$

Le coefficient de proportionnalité K est appelé coefficient de diffusivité turbulente. Cette relation de gradient-diffusion représente la solution la plus simple mais aussi la plus imprécise pour déterminer les flux turbulents au sein d'un couvert.

L'échelle de longueur verticale de la turbulence dans les canopée hautes peut être de la même amplitude que la hauteur de la canopée. Ceci implique que des flux peuvent aller contre le gradient local. Ce phénomène a été observé dans les forêts. (Raupach, 1988, Denmead et Bradley 1985). Il est lié au caractère intermittent des échanges dans le couvert végétal, où des

périodes d'éjection (vent faible) sont entrecoupées de courts épisodes de balayage (rafale). Le calcul des échanges entre la végétation et l'atmosphère avec la théorie de diffusion turbulente ne permet pas de rendre compte de ce problème de contre-gradient et peut induire des erreurs significatives dans l'estimation des flux. Ainsi, la diffusion de gradient n'est pas appropriée pour la description des transferts turbulents dans l'air dans et juste au-dessus de la canopée. Ses limitations sont maintenant bien reconnues.

Pour palier aux déficiences de la fermeture au premier ordre des équations d'Euler, deux approches ont été développées : les modèles de dispersion Lagrangienne comme la théorie "champ proche champ lointain" développée par Raupach (1991) et les modèles eulériens d'ordre supérieur qui reposent sur les équations d'Euler avec une fermeture à un ordre supérieur.

Bien que les modèles lagrangiens stochastiques soient capables de bien représenter les processus de transport dans la canopée (Baldocchi, 1992 ; Wilson et al, 1981), leurs besoins informatiques limitent leur utilisation. Pour décrire de manière réaliste les échanges turbulents dans la canopée tout en conservant des temps de calcul raisonnables, Raupach a développé une théorie Lagrangienne analytique, la théorie champ proche champ lointain (théorie LNF). Cette approche permet :

- de relier les concentrations de scalaires avec les profils de densités pour en déduire les profils de concentrations,

- de déduire la distributions des sources de scalaires à partir des profils de concentration

- de lier les concentrations en CO_2 atmosphérique aux flux à une échelle locale et régionale. Cette approche a été utilisée de nombreuses fois avec succès pour déterminer les densités de source/puits et les flux verticaux d'une quantité (température, pression en vapeur d'eau ou CO_2) à partir des concentrations mesurées (Gu et al., 1999; Katul et al., 1997; Raupach, 1989; Leuning et al., 2000; Denmead et al., 2000).

Comme la fermeture au premier ordre des équations d'Euler, l'approche LNF a des inconvénients. Elle ne permet pas de traiter de fortes inhomogénéités des densités source/puits ni une variation de la vitesse horizontale du vent dans la canopée. Une modélisation en 3D de la diffusivité des particules dans l'air de la végétation n'a jamais été mentionnée, à ma connaissance, dans la bibliographie et semble donc difficile à mettre en œuvre pour un modèle

3D de bilan d'énergie. La LNF ne peut pas non plus modéliser la vitesse du vent dans le couvert car le vent est une quantité qui n'est pas conservé par les particules d'air à cause des forces de pression, de viscosité... Ceci implique une modélisation en parallèle pour le vent.

Les limitations de la LNF (pas de modélisation 3D ni de la vitesse du vent) peuvent être évitées en utilisant les modèles eulériens de fermeture au deuxième ordre (Katul et al.,1997 ; Wilson et Shaw, 1977). Cependant, les calculs de densités source/puits et des flux verticaux avec les modèles eulériens sont très sensibles aux erreurs de mesures des concentrations. Par ailleurs, pour fermer le système d'équations, l'hypothèse de gradient-diffusion est toujours utilisée. Or, la taille caractéristique des tourbillons dans la végétation est équivalente à la hauteur de la canopée (Kaimal et Finnigan, 1994). Les tailles des tourbillons associés à la diffusion moléculaire sont plus petites. Par suite, les modèles eulériens actuels ne peuvent pas modéliser, avec de telles hypothèses de fermeture, les caractéristiques réelles des tourbillons dans la végétation. Connaissant les déficiences des 2 théories (eulérienne au second ordre et Lagrangienne), une autre approche développée plus récemment tire les avantages de chacune et les combine (Massman et Weil, 1999 ; Katul et al, 1997 ; Siqueira et al., 2000) : elle utilise les modèles eulériens pour déterminer les statistiques turbulentes nécessaires aux modèles lagrangiens et ainsi permet d'incorporer les aspects structuraux de la canopée.

Enfin, la modélisation des flux turbulents en 2 ou 3D commence à se développer. Elle repose sur la fermeture au premier ordre des équations d'Euler en tenant compte des équations de l'énergie cinétique et de la dissipation de cette dernière : vent moyen sur une crête en 2D (Wilson et al., 1998), vent moyen pour un couvert épars et régulier en 3D (Tuzet et Wilson, 2002), flux turbulents modélisés en 3D (vitesse de vent, température et humidité de l'air) appliqués au milieu urbain (Bruse et Fleer, 1998). Une autre approche 3D qui se développe grâce aux améliorations informatiques est l'utilisation des modèles de "large eddy simulation" (LES) appliqués aux couverts végétaux. Cette méthode détermine la turbulence intégrée dans l'espace et dans le temps des équations de Navier-Stokes à travers un large spectre d'échelles de longueur. Elle a d'abord été appliquée à la couche limite atmosphérique (Mason, 1994). Shaw et Schuman (1992) ont été les premiers à appliquer cette méthode à la canopée. Le système canopée-atmosphère est représenté par une grille, les équations sont résolues pour chaque maille. Les modèles LES demandent de grandes ressources informatiques.

Le modèle de turbulence actuel développé dans le cadre de cette thèse utilise une approche classique de fermeture au premier ordre de l'équation de conservation de la quantité de

mouvement pour déterminer la vitesse du vent dans et au-dessus du couvert (K théorie) et l'approche de Raupach pour les concentrations des scalaires de l'air (LNF). Ainsi, seule la variation verticale de la vitesse du vent et des scalaires de l'air est prise en compte. Une modélisation en 3D de ces processus aurait demandé un développement informatique important qui n'était pas possible pendant ma thèse. Par ailleurs, nous considérons que la distribution du rayonnement solaire au sein du couvert affecte beaucoup plus les échanges entre le couvert et l'atmosphère que les processus turbulents qui tendent à homogénéiser les échanges. Une amélioration de DART-EB pourrait consister à modéliser en 3D d'abord les vitesses du vent puis les scalaires de l'air. La manière dont a été développé DART-EB permet une telle implantation.

Ce chapitre présente en premier lieu la modélisation de la dispersion des scalaires de l'air par l'approche LNF, puis développe la modélisation de la vitesse du vent et des caractéristiques turbulentes de l'air. Il est important d'avoir à l'esprit que nous supposons dans ce chapitre que le couvert est homogène horizontalement, donc que seule l'évolution des variables selon la verticale, axe Oz, est modélisée.

III.2 Dispersion des scalaires dans l'air : approche Lagrangienne

La canopée est divisée en m couches horizontales, chacune ayant une densité source S_j uniforme sur l'épaisseur de la couche dz_j avec $j \in [1, m]$. On suppose que les mesures de concentration C_i dans et au-dessus de la canopée sont effectuées sur n niveaux $n \in [1, n]$. Les niveaux z_j et z_i sont supposés indépendants et les propriétés de la turbulence, échelle de vitesse $\sigma_w(z)$ et échelle de temps $T_L(z)$, sont connues (Figure III-2).

III.2.1 Principe de l'approche Lagrangienne

Le modèle DART-EB se limite à l'étude de la vapeur d'eau et du CO_2 atmosphériques ainsi que de la température de l'air. Pour étudier la dispersion d'un de ces scalaires, le couvert végétal est représenté comme un ensemble de sources/puits ponctuels réparties dans l'espace et uniformes dans le temps. Le champ de concentration d'un scalaire représente le profil de concentration du scalaire qui émane d'une collection de sources/puits. Il caractérise donc le nuage résultant de la dispersion de toutes les particules.

L'approche Lagrangienne considère la position d'une particule (x,y,z) au temps t par rapport à sa position initiale. Elle s'apparente donc à un suivi de particule.

Pour une particule d'air, la conservation de la masse d'un scalaire C tel que le CO_2, à une position X est donnée par l'équation de diffusion moléculaire :

$$\frac{\partial C(X,t)}{\partial t} = D_m \frac{\partial^2 C(X,t)}{\partial x^2}. \qquad \text{Eq. III-2}$$

où D_m est la diffusivité moléculaire.

Ainsi, une particule d'air ne change de concentration que par diffusion moléculaire. La théorie de dispersion Lagrangienne stipule que :

- (1) les sources et puits des scalaires sont définis par une fonction de densité source S(X,t), de dimension de masse de C par unité de masse air par unité de temps. Au niveau des points sources de la feuille, S(X,t) est non nul, mais est nul partout ailleurs. Si S(x,t)<0, alors on parle de puits,

- (2) la diffusion moléculaire est négligeable, ce qui implique que $\frac{\partial C(X,t)}{\partial t} = 0$, sauf à l'endroit où se trouve la source, dans ce cas :

$$\frac{\partial C(X,t)}{\partial t} = S(X,t). \qquad \text{Eq. III-3}$$

Cette dernière équation signifie qu'une particule d'air change de concentration au contact de la source et garde cette même concentration durant tout le temps de sa dispersion (principe de superposition),

- (3) la couche limite laminaire autour des feuilles individuelles est considérée comme faisant partie du terme source S(X,t). Ainsi, la variation d'épaisseur de la couche limite laminaire foliaire est suffisamment petite pour que S(X,t) soit traité comme un point source relatif à un volume d'air dans la canopée.

Ces 3 hypothèses sont valides tant que le régime d'écoulement de l'air dans et au-dessus de la canopée est turbulent, i.e. nombre de Reynolds >3000 et nombre de Peclet élevé.

En conditions stationnaires, pour un couvert homogène horizontalement, la concentration moyenne du scalaire *C(z ,t)* pour une hauteur donnée z à un instant t est définie par :

$$C(z,t)=\int_{-\infty}^{+\infty}\int_{-\infty}^{t} S(z_o,t_o).P(z,t\,|z_o,t_o).dt_o.dz_o \qquad \text{Eq. III-4}$$

où $S(z_o,t_o)$ est la densité de source/puits par unité de volume de feuilles et $P(z,t\,|z_o,t_o)$ représente la fonction densité de probabilité de transition qui définit la probabilité qu'une particule située en z_0 au temps t_o se retrouve observée en z au temps t.

Tout le problème de l'approche Lagrangienne est de déterminer la fonction de densité de probabilité $P(z,t\,|z_o,t_o)$ selon la position verticale, z, de la particule à un instant t, sachant qu'initialement, elle se trouvait à la hauteur z_0 à l'instant t_0..

Les travaux de Taylor (1921) ont été les premiers à considérer le mouvement des particules appliqué aux flux turbulents. Ils ont ainsi permis de relier la densité de probabilité P avec les statistiques de la vitesse du vent. Ces statistiques sont supposées connues ou peuvent être déduites à partir de la résolution des équations de Navier-Stokes (approche eulérienne). Raupach (1986) utilise ces travaux pour donner une expression analytique de P. En conditions homogènes et stationnaires, les distributions de la vitesse Lagrangienne verticale moyenne, <W(t)>, et du parcours lagrangien de la particule, Z(t), sont gaussiennes. La densité de probabilité de transition est alors :

$$P(z,t\,|0,0)=\left(\frac{1}{\sqrt{2\pi}.\sigma_z(t)}\right).\exp\left(-\frac{Z^2(t)}{2\sigma^2{}_z(t)}\right) \qquad \text{Eq. III-5}$$

avec $\sigma_z^2(t)=2.\sigma_w^2(t).T_L^2.\left(\frac{t}{T_L}-1+\exp(-t/T_L)\right)$ où $\sigma_w^2(t)$ est la variance de la vitesse Lagrangienne verticale et T_L est l'échelle de temps d'autocorrélation de la vitesse verticale moyenne.

D'après les travaux de Lumley en 1962, les distributions des vitesses eulériennes et des vitesses Lagrangiennes sont égales.

III.2.2 La "localized near field theory" - LNF

Selon que t>>T_L ou t<<T_L, Raupach distingue deux régimes de dispersion turbulente : le *near-field* ou champ proche et le *far-field* ou champ lointain. Le champ proche est tel que le temps de parcours est inférieur à l'échelle de temps. L'écart type de la taille d'un tourbillon diffusif est alors une fonction de l'écart type de la vitesse verticale. Le champ lointain se réfère au cas où le temps de parcours est supérieur à l'échelle de temps turbulente. Le mouvement de la particule dans le champ lointain n'est pas corrélé avec les conditions initiales et peut être considéré comme aléatoire. L'intégration de la fonction d'autocorrélation approche la valeur de la turbulence Lagrangienne. Ainsi :

$$\begin{aligned} &pour\ t/T_L \longrightarrow \infty \qquad && \sigma_z(t) = \sqrt{2.\sigma_w.T_L^2 \cdot \left(\frac{t}{T_L} - 1\right)} \\ &pour\ t/T_L \longrightarrow 0 \qquad && \sigma_z(t) = \sqrt{2}.\sigma_w.t \end{aligned} \qquad \text{Eq. III-6}$$

Quand le temps de parcours est grand (t/T_L>>1), i.e. champ lointain, la dispersion de la particule par turbulence produit un nuage dont l'épaisseur augment en $t^{0.5}$, ce qui est caractéristique d'un nuage diffusif. Pour de faibles temps de parcours, i.e. champ proche, l'épaisseur du nuage croît linéairement avec t depuis la source et la dispersion d'une particule par turbulence proche n'est donc pas diffusive.

Ainsi, les concentrations de scalaires et la densité de probabilité vont se décomposer en une partie champ proche et une partie champ lointain.

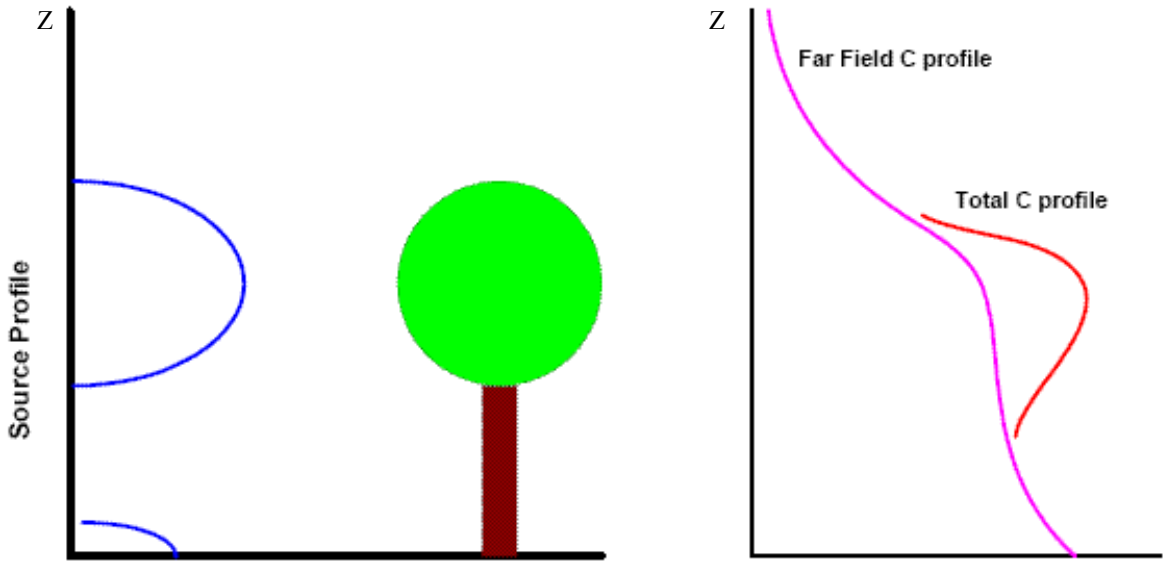


Figure III-1. Représentation schématique des sources de scalaires et de sa concentration avec indication de ses composantes dans le champ proche et le champ lointain (d'après Baldocchi, 2004)

III.2.2.1 Détermination de la fonction de densité de probabilité de transition

La fonction de densité de probabilité $P(z,t\,|z_o,t_o)$ se décompose en 2 parties : une composante diffusive de champ lointain P_f, et une composante non-diffusive de champ proche P_n :

$$P(z,t\,|z_o,t_o) = P_f(z,t\,|z_o,t_o+T_L) + P_n(z,t\,|z_o,t_o) \qquad \text{Eq. III-7}$$

Pour avoir une description analytique de $P(z,t\,|z_o,t_o)$ en turbulence non-homogène, Raupach affirme que :

- (1) pour de grands temps de parcours t-t_0 (champ lointain), le milieu est totalement diffusif. La densité de probabilité de transition $P(z,t\,|z_o,t_o)$ d'une particule approche la densité de probabilité de transition P_f d'un nuage diffusif retardé de $T_L(z)$ caractérisé par $\sigma_z(t)$. Elle satisfait l'équation de diffusion (cf. eq III-2) :

$$\frac{\partial P_f}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K_f(z)\frac{\partial P_f}{\partial z}\right) \qquad \text{Eq. III-8}$$

avec $K_f(z) = \sigma^2(z).T_L(z) =$ diffusivité turbulente. Cette diffusivité turbulente varie avec la hauteur, z, pour rendre compte de la non-homogénéité de la turbulence

- $P_n(z,t \mid z_o,t_o)$ est approché par sa valeur dans le cas d'une turbulence homogène locale avec une échelle de vélocité et de temps $\sigma_w(z_0)$ et $T_L(z_0)$. Pour une turbulence homogène, vu que $P(z,t \mid z_o,t_o)$ est connu et déterminé par l'équation de Taylor ($P(z,t \mid 0,0) = \left(\frac{1}{\sqrt{2\pi}.\sigma_z(t)}\right).\exp\left(-\frac{Z^2(t)}{2\sigma^2{}_z(t)}\right)$ Eq.III-5), on a:

$$P_n(z,t \mid z_o,t_o) = P(z,t \mid z_o,t_o) - P_f(z,t \mid z_o,t_o) \qquad \text{Eq. III-9}$$

III.2.2.2 Détermination du champ de concentration

De même que $P(z,t \mid z_o,t_o)$, le champ de concentration $C(z,t)$ peut se décomposer en une partie diffusive $C_f(z,t)$ dans le champ lointain et une partie non-diffusive dans le champ proche $C_n(z,t)$.

$$C(z,t) = C_f(z,t) + C_n(z,t) \qquad \text{Eq. III-10}$$

<u>Détermination de $C_f(z,t)$:</u>

En supposant que les densités sources $S(z_o, t)$ sont stationnaires sur l'intervalle de temps ([t-Δt,t]), la concentration du scalaire dans le champs lointain est indépendante du temps. Après intégration de la relation de flux gradient entre z et un niveau de référence z_{ref}, il vient :

$$C_f(z) - C(z_{ref}) = \int_z^{z_{ref}} \frac{1}{\sigma_w^2(z')T_L(z')}\left(\int_0^{z'} S(z'')dz'' + F_G\right)dz' \qquad \text{Eq. III-11}$$

où F_G est le flux moyen de scalaire du sol.

<u>Détermination de $C_n(z,t)$</u>

La concentration du scalaire en champ proche est donné par :

$$C_n(z) = \int_0^h S(z_0) \int_{-\infty}^t P_n(z,t \mid z_0,t_0)dt_0 dz_0 \qquad \text{Eq. III-12}$$

ou encore : $C_n(z) = \int_0^h S(z_0)dz_0\left(\int_0^t P(z,t/z_0,t_0)dt_0 - \int_{T_L}^t P_f(z,t/z_0,t_0)\right)$ Eq. III-13

Pour avoir une expression plus simple de $C_n(z)$, Raupach définit la fonction *(J(z,t,z₀)* qui correspond à la probabilité de transition intégrée sur le temps. Ainsi:

$$C(z,t) = \int_0^h S(z_0).J(z,t,z_0)dz_0 \text{ . Eq. III-14}$$

Comme pour les densités de probabilité, J se décompose en un terme caractéristique du champ proche et un autre caractéristique du champ lointain : $J=J_n+J_f$.

D'après les hypothèses de Raupach, J_n peut être approché par sa valeur en turbulence homogène où les expressions de J et J_f sont connues.

Or J - J_f tend très vite vers une valeur limite en turbulence homogène. Cette limite est en général atteinte pour $t/T_L>5$. Ainsi, au-delà de cette valeur, J - J_f devient indépendant de t/T_L. Physiquement, cela signifie que des sources émises à partir d'un point d'observation dont le temps de parcours t/T_L est supérieur à 5 ne contribuent pas au champ proche.

Dans une canopée suffisamment étendue, les temps de trajet sont tels que t/T_L est bien supérieur à 5. Ainsi pour connaître J_n, il suffit de s'intéresser à la valeur limite de la fonction J - J_f quand $t/T_L \to \infty$. Cette valeur limite définit une fonction kernel sans dimension $k_n(\xi)$ dont l'expression analytique est :

$$k_n(\xi) \approx c_1.ln(1-exp(-\xi)) + c_2.exp(-\xi) \qquad \text{Eq. III-15}$$

avec $\xi = \dfrac{z-z_o}{\sigma_w.TL}$, $c_1=-1/\sqrt{2\pi} \approx -0{,}39896$ et $c_2=0{,}5-\pi^2/(6\sqrt{2\pi}) \approx -0{,}15623$

Ainsi, $C_n(z)$ est donné par:

$$C_n(z) = \int_0^h \frac{S(z_o)}{\sigma_w(z_o)}\left[k_n\left(\frac{z-z_o}{\sigma_w(z_o).T_L(z_o)}\right) + k_n\left(\frac{z+z_o}{\sigma_w(z_o).T_L(z_o)}\right)\right]dz_o \qquad \text{Eq. III-16}$$

III.2.2.3 Calcul des concentrations des scalaires pour une densité source S donnée

Les fonctions de densité source *S(z)* sont dépendantes de la concentration locale C(z) et vice versa. Raupach propose un schéma qui relie à tout niveau vertical la densité de source avec la concentration en utilisant une matrice de dispersion $D_{i,j}$. Cette matrice est fonction de la différence de concentration entre un niveau i et le niveau de référence et de la densité source au niveau j :

$$D_{ij} = \frac{C_i - C_{ref}}{S_j.\Delta z_j} \qquad \text{Eq. III-17}$$

où S_j est la densité source de la couche j d'épaisseur Δz_j, C_i est la concentration moyenne du scalaire dans la couche i, C_{ref} est la concentration du scalaire au niveau de référence.

On rappelle que la canopée est divisée en m couches horizontales, chacune ayant une densité source S_j uniforme sur l'épaisseur de la couche Δz_j avec $j \in [1, m]$. Ces densités sources sont calculées par les modules de végétation et de sol qui sont expliqués dans les chapitres suivants. La concentration C_i dans et au-dessus de la canopée est déterminée sur n niveaux et $i \in [1, n]$. Les niveaux z_j et z_i sont supposés indépendants.

Les concentrations C_i sont déterminées avec les équations de la théorie champ proche, champ lointain énoncées précédemment. En sommant les contributions des éléments diffusifs de ou vers les couches sources/puits (principe de superposition), il vient :

$$C_i - C_{ref} = \sum_{j=1}^{m} \overline{S_j}.D_{i,j}.\Delta z_j + D_0.\overline{S_0} \qquad \text{Eq. III-18}$$

où $\overline{S_j}$ et $\overline{S_0}$ sont les densités source moyenne de la couche j et du sol respectivement, D_0 est la matrice de dispersion du sol. Les densités sources moyennes sont déterminées comme étant la moyenne de densités sources de chaque cellule de la couche j (x,y,j).

La matrice de dispersion ne dépend que des caractéristiques statistiques de la turbulence $\sigma_w(z)$ et $T_L(z)$ ainsi que de l'épaisseur Δz_j. Elle est identique quel que soit le scalaire considéré.

Le modèle développé emploie un processus itératif pour calculer les concentrations des scalaires et les densités de flux car ces deux quantités sont interdépendantes. Ainsi, pour déterminer les différents éléments de la matrice de dispersion $D_{i,j}$ (Eq. III-18), une source unité S_1 est "placée" à la hauteur z_1. Les profils de concentration C_i résultant de la source S_1 sont alors calculés en appliquant les équations de la théorie LNF ($C_i = C_{i,n} + C_{i,f}$) et ce, pour toutes les hauteur z_i avec i allant du sol au niveau de référence. Ces calculs sont répétés en plaçant une source unité en z_2, z_3… z_j, .., z_m jusqu'à ce que tous les éléments de la matrice soient calculés.

Cependant, il est à noter que des améliorations de la théorie LNF ont été apportées dernièrement. Warland et Thurtell (2000) proposent un nouveau modèle qui se base sur la LNF et qui permet de mettre un terme à une des critiques de la LNF sur dispersion homogène

dans des champs de turbulence hétérogène (dans le champ proche). Ils ont amélioré la modélisation de la diffusion turbulente dans le champ proche en proposant une nouvelle expression de la matrice de dispersion qui traduit les effets de persistance en coordonnées spatiales et représente le passage du champ proche au champ lointain de manière continue et qui prend en compte les deux régimes. Leur modèle concorde mieux aux mesures que le modèle LNF dans la canopée. Ces nouvelles paramétrisations n'ont pas été prises en compte pour le développement du modèle de turbulence-diffusion dans DART-EB. Elles pourront éventuellement être introduite dans des travaux ultérieurs.

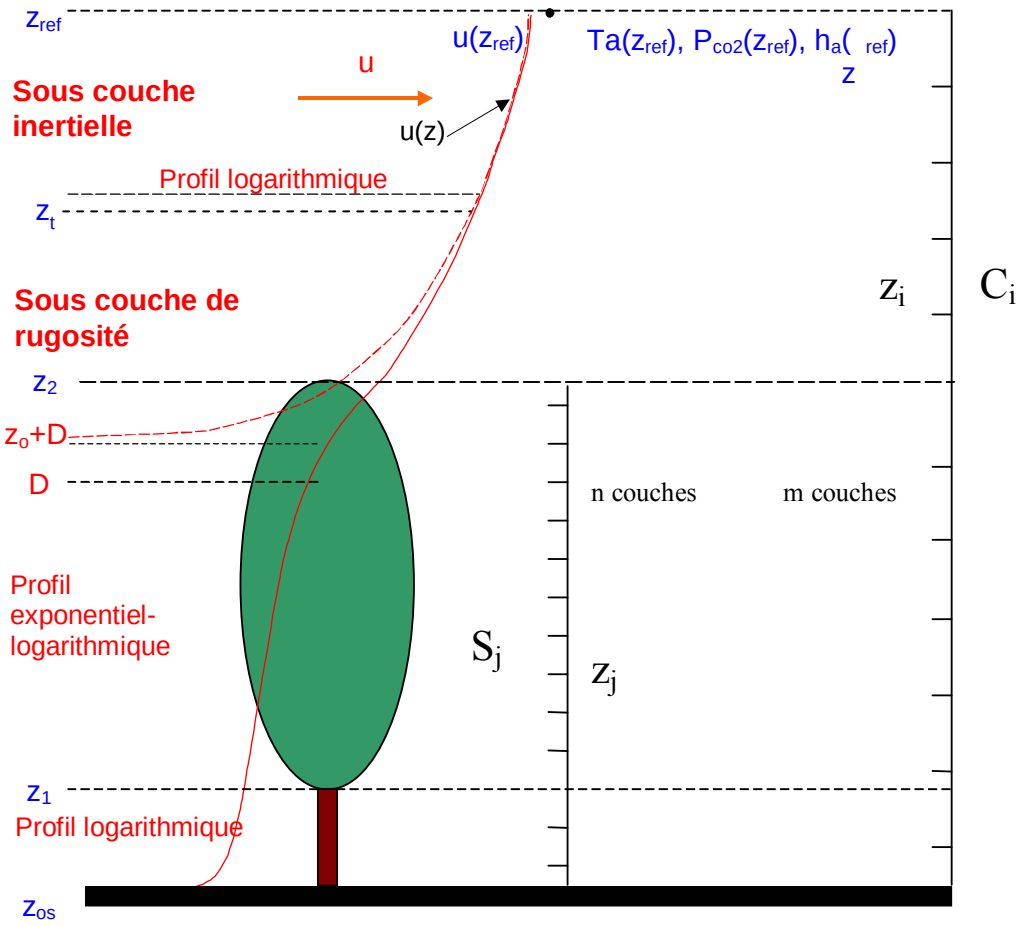


Figure III-2 Représentation de la turbulence et de la diffusion dans le couvert végétal. Le profil de vitesse du vent, u(z), et les couches de turbulence associées sont schématisés à gauche de l'image. Les densités S_j, et les concentrations, Ci, des scalaires (températures, pression vapeur et pression en CO_2 de l'air) sont représentés sur la partie droite de l'image. Ils sont définis respectivement pour les n couches de la canopée, avec z_j= épaisseur des cellules, et pour les m couches du système canopée+atmosphère, avec z_i indépendant de z_j.

III.3 Modélisation de la vitesse du vent et des caractéristiques de la turbulence à l'échelle d'un couvert végétal

III.3.1 Description de la couche limite de surface (CLS)

Près de la surface se développe une couche limite de surface de quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Elle est définie comme étant la zone où la direction du vent ne varie pas avec l'altitude. Elle est indépendante des forces de Coriolis. Tous les transferts turbulents sont en interaction directe avec la surface. Au sein de la CLS sont distinguées deux sous-couches : la sous-couche inertielle ($z > z_t$) et la sous-couche de rugosité ($z \in [z_2; z_t]$, z_2=haut du couvert) où z_t est la hauteur de transition entre ces deux couches. La sous-couche inertielle est suffisamment au-dessus du couvert végétal. Ceci explique que l'écoulement du vent est quasi-stationnaire (profil logarithmique, direction du vent constante) et que les flux verticaux de chaleur, de quantité de mouvement et de masse sont constants. La sous-couche rugueuse est sous l'influence de la rugosité du couvert végétal. L'écoulement du vent dépend alors directement des variables locales de surface telles que la rugosité, le couvert végétal, la topographie…C'est dans cette couche qu'ont lieu les échanges d'énergie, de quantité de mouvement, de polluants et d'autres particules entre le sol et l'atmosphère. Il existe plusieurs relations donnant la hauteur de transition z_t qui délimite ces deux sous-couches comme par exemple celle de Raupach où z_t est égale à deux fois la hauteur du couvert, ou encore la relation empirique de Sellers et al.(1996), plus précise car elle tient compte de la hauteur de rugosité du couvert z_0:

$$z_t = z_2 + G_4 . z_0 \quad avec \quad G_4 = 11,78 \qquad \text{Eq. III-19}$$

Nous retiendrons la paramétrisation de Sellers et al.(1996).

III.3.2 Equations de la turbulence

Afin de modéliser la turbulence dans la CLS, nous utiliserons une approche statistique classique. On note u(t), v(t), w(t) les vitesses du vent dans les 3 directions de l'espace x, y, z, respectivement. La méthode statistique de Reynolds décompose chaque variable d'état en une composante moyenne d'ensemble, $\overline{u}$, et une composante fluctuante, $u'(t)$:

$$u(t) = \overline{u} + u'(t) \qquad \text{Eq. III-20}$$

avec $\overline{u'} = 0$, $\overline{u'w'}$= covariance turbulente qui est assimilée au flux vertical

On suppose que l'hypothèse d'ergodicité est vérifiée : la moyenne temporelle d'un paramètre est égale à la moyenne de ce paramètre sur un ensemble d'événements. Ainsi, il est possible de relier la théorie de la turbulence basée sur la moyenne d'ensemble aux mesures basées sur des moyennes temporelles. On suppose aussi que la turbulence est stationnaire sur des échelles de temps de l'ordre de quelques dizaines de minutes.

On se place dans l'approximation de Boussinesq : l'état thermodynamique de l'atmosphère s'écarte peu d'un état hydrostatique et adiabatique. Ainsi, les variables thermodynamiques sont entièrement déterminées. Chacune est la somme d'une variable caractérisant l'état de référence au repos et d'une variable caractérisant son état effectif par rapport à l'état de référence.

L'application de la décomposition de Reynolds aux équations de Navier Stokes fournit un système de 3 équations:

- équation moyenne de conservation de la masse :

$$\text{div } u_i = 0 \qquad \text{Eq. III-21}$$

où $\overline{u_i} = \overline{u}, \overline{v}, \overline{w}$ pour i=1, 2, 3,

- équation moyenne de chaleur :

$$\rho.C_p\left(\frac{\partial \overline{T}}{\partial t} + \overline{u_i}.\frac{\partial \overline{T}}{\partial x_i}\right) = \frac{\partial}{\partial x_i}\left[\lambda.\frac{\partial \overline{T}}{\partial x_i} - \rho.C_p\overline{T'u_i'}\right] \qquad \text{Eq. III-22}$$

avec λ= conductivité thermique (kg.m.s^{-3}.K^{-1}), C_p= capacité calorifique de l'air à pression constante (J.kg^{-1}.K^{-1}), $\rho.C_p\overline{T'u_i'}$= terme inconnu de moment d'ordre 2,

- équation de conservation de la quantité de mouvement moyenne :

$$\underbrace{\frac{\partial \overline{u_i}}{\partial t}}_{\text{I}} + \underbrace{\overline{u_j}\frac{\partial \overline{u_i}}{\partial x_j}}_{\text{II}} = \underbrace{-\frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial x_i}}_{\text{III}} + \underbrace{\frac{1}{\rho}\frac{\partial}{\partial x_j}(\tau_{ij} + R_{ij})}_{\text{IV}} \qquad \text{Eq. III-23}$$

Le terme I de l'équation de conservation traduit la non stationnarité de la quantité de mouvement ; le terme II, l'advection ; le terme III, les forces de pression et le terme IV, les

forces visqueuses. Les termes I+II représentent les forces d'inertie et III+IV les forces appliquées à la particule.

Dans l'équation de conservation de la quantité de mouvement moyenne, P est la pression, x_j= x, y, z pour j= 1, 2, 3, respectivement et ρ est la masse volumique. $\tau_{ij} = \mu.\left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i}\right)$ est le tenseur des contraintes visqueuses, avec μ= viscosité dynamique (kg/m/s) (=$\nu.\rho$ avec ν (m^2/s) = viscosité cinématique). Il traduit les contraintes liées à la viscosité du fluide. $R_{ij} = -\rho\,\overline{u_i'u'_j}$ est le tenseur de Reynolds. Il traduit les contraintes liées au mouvement d'agitation, i.e. l'interaction entre le mouvement moyen et le mouvement turbulent. Il introduit 6 inconnues supplémentaires dont le calcul nécessite de nouvelles équations qui elles-mêmes introduisent de nouvelles inconnues. Le tenseur R_{ij} est donc à l'origine des problèmes de fermeture du système d'équation. Il s'interprète physiquement comme des flux turbulents moyens.

Dans la CLS, la diffusion moléculaire est négligeable devant la diffusion turbulente sauf à proximité du couvert végétal, et donc dans le couvert végétal. Par ailleurs, à proximité de la surface, la vitesse verticale du vent moyen $\overline{w}$ peut être considérée comme nulle pour un couvert homogène. Cela suppose un couvert végétal avec une rugosité uniforme spatialement.

A cause de la non linéarité des équations de conservation, le système de Reynolds fait apparaître des moments d'ordre n+1 dans l'équation d'évolution de tout moment statistique d'ordre n de la turbulence. Il est donc nécessaire de trouver une méthode de fermeture. Il en existe beaucoup. La plus utilisée effectue une analogie avec les transferts par diffusion moléculaire représentés par l'équation de Flick. Cette analogie n'est valable que si les termes de production et de dissipation d'énergie cinétique sont localement en équilibre et si l'advection est négligeable, i.e. loin de la source de la quantité considérée. Ainsi, par analogie avec la diffusion moléculaire, on définit la diffusivité turbulente, K_ξ, pour la quantité ξ qui peut être de la quantité de mouvement ou tout scalaire passif (i.e. pas de frottement avec l'air ce qui correspond à un gaz non pesant). Ces diffusivités turbulentes sont définies comme le produit de l'échelle de vitesse u et de longueur l (K_ξ=$u.l$). Elles permettent de relier les flux turbulents Φ_ξ aux gradients de concentration des grandeurs moyennes :

$$\Phi_{\xi,j} = \overline{u_j'\xi'} = -K_\xi.\frac{\partial\bar{\xi}}{\partial x_j} \qquad \text{Eq. III-24}$$

De cette équation de diffusion, on déduit une expression pour les tenseurs de Reynolds :

$$R_{ij} = \rho\overline{u'_i u'_j} = -K_u.\left(\frac{\partial\overline{u_i}}{\partial x_j} + \frac{\partial\overline{u_j}}{\partial x_i}\right) \qquad \text{Eq. III-25}$$

III.3.3 Modélisation de la turbulence dans la SCI; sous-couche inertielle

Dans la SCI, les écoulements turbulents sont quasi-stationnaires : $\Phi_m(z) = -\rho_a.K_m.\frac{\partial u}{\partial z}=cte$. Les flux moléculaires sont négligeables car par définition, la SCI est suffisamment éloignée de la surface. Les gradients de pression sont aussi négligeables. L'équation de conservation de la quantité de mouvement pour un écoulement selon l'axe Ox s'écrit dans ces conditions :

$$\rho\overline{u'w'} = -\tau_0 = cte \qquad \text{Eq. III-26}$$

où τ_0 représente la contrainte de cisaillement (= frottement).

On définit la vitesse de frottement u_* en m.s^{-1} par : $u_* = \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}}$. Cette vitesse est une caractéristique de la turbulence dans le SCI. On a alors : $\overline{u'w'} = -u_*^2$. En faisant l'hypothèse que l'échelle de vitesse est donnée par u_* et celle de longueur donnée par z, la diffusivité turbulente s'exprime par la relation :

$$K_m(z) = k.u_*.z \qquad \text{Eq. III-27}$$

où k est la constante de Von Karman = 0.4

On en déduit alors le profil de la vitesse du vent :

$$u(z) = \frac{u_*}{k}.\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \qquad \text{Eq. III-28}$$

où z_0 est la longueur de rugosité dynamique de la surface.

En présence d'un couvert végétal, la loi logarithmique n'est valable qu'au-dessus du couvert. On définit alors une hauteur de déplacement D qui correspond à une élévation du niveau du

sol au-delà de laquelle le profil logarithmique de la vitesse du vent est établi, et s'annule pour une altitude $z = z_0+D$.

Les équations de la diffusivité turbulente et de la vitesse du vent deviennent :

$$K_m(z) = k.u_*.(z-D) \qquad \text{Eq. III-29}$$

$$u(z) = \frac{u^*}{k}.ln(\frac{z-D}{z_o}) \qquad \text{Eq. III-30}$$

La valeur de D est souvent proche de 0.7h avec h=hauteur du couvert. Plusieurs équations permettant de calculer D. Nous avons choisi celle proposée par Thom (1971) :

$$D = \frac{\int_{z_1}^{z_2} r_a.\frac{u_f.C_{f,m}}{p_s}.u^2.z.dz}{\int_{z_1}^{z_2} r_a.\frac{u_f.C_{f,m}}{p_s}.u^2.dz + \Phi_m(z_1)} \quad \text{(m)} \qquad \text{Eq. III-31}$$

Avec : $\Phi_m(z_1)$ = flux de quantité de mouvement en bas du houppier situé à la hauteur z_1,

- $C_{f,m}$ = coefficient de traînée foliaire ≈0,2 et 0,3= cte.
- r_a = résistance aérodynamique
- u_f= densité foliaire
- p_s = coefficient d'abri. Il traduit le fait que les feuilles, dans le couvert, se protègent mutuellement du vent. De manière à faciliter l'estimation du profil de vent, p_s est supposé constant à l'intérieur du couvert. Il est calculé avec la valeur moyenne de la densité foliaire u_f du couvert. D'après Thom (1972), $p_s \approx 1 + u_f^{0,6}$=cte dans le couvert

z_1 et z_2 = hauteur en m du bas et du haut du couvert, respectivement.

III.3.4 Modélisation de la turbulence dans la SCR, sous-couche de rugosité

A proximité de la surface, les caractéristiques de l'écoulement s'écartent de celles décrites dans la SCI. Sous l'effet de la rugosité des éléments du couvert, la diffusivité turbulente augmente. Sa valeur est supérieure à celle qui serait obtenue avec un profil de vent logarithmique. Sellers et al. (1996) supposent que les flux sont toujours conservatifs et proposent une relation qui fait croître linéairement le coefficient de diffusion avec la hauteur :

$$K_m(z) = K_m^*(z).[1+(G_1-1).(\frac{z_t-z}{z_t-z_2})] \text{ avec } K_m^*(z) = k.u_*.(z-D) \qquad \text{Eq. III-32}$$

Avec :

K_m^* = diffusivité calculée en supposant un profil de vent logarithmique,

G_1 = coefficient de correction défini tel que : $K_m(z_2) = G_1.K_m^*(z_2)$. Il est estimé à 1,45 par Sellers *et al.* (1996).

Il en résulte un profil de vent tel que: $\frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{u_*^2}{K_m}$ soit :

$$u(z) = u(z_2) - u_*^2.\int_z^{z_t} \frac{dz}{K_m(z)} \qquad \text{Eq. III-33}$$

Selon Cellier et Brunet (1992), les transports de scalaire et de quantité de mouvement ne sont plus égaux ce qui rend beaucoup moins réaliste l'hypothèse de Sellers. Ces anomalies dans la SCR sont liées à l'intermittence des échanges au sommet du couvert, à la répartition des sources/puits de scalaires dans le champ proche (Raupach). Par ailleurs, quand on s'intéresse au bilan d'énergie cinétique, il apparaît que les termes de production et de dissipation de l'énergie cinétique ne sont plus en équilibre, ce qui rend non applicable les relations flux-gradient.

Malgré toutes ces considérations, nous faisons deux hypothèses « fortes » dans la SCR : (1) les flux sont conservatifs et (2) seules la diffusivité turbulente et la vitesse du vent sont affectées par la présence de la végétation. Nous garderons donc la paramétrisation de Sellers.

III.3.5 Profil de vent dans le couvert

Dans le couvert, la turbulence possède certaines caractéristiques qui sont communes à tous les couverts. La vitesse du vent décroît dans le couvert à cause des frottements sur les éléments du couvert tels que les feuilles, les tiges, les branches et les troncs. Le flux de quantité de mouvement n'est plus conservatif. Les forces de traînée s'exerçant sur les éléments se traduisent par une perte de quantité de mouvement. La turbulence est caractérisée par de grandes structures cohérentes de dimension de l'ordre de la hauteur du couvert (Raupach). Cette turbulence est de ce fait très intermittente et énergétique.

La plupart des modélisations du vent dans le couvert utilisent la théorie de la longueur de mélange de Prandtl. Les forces de traînée sont représentées par la relation :

$$F_t(z) = -\frac{1}{2}.\rho_a.C_d.\frac{u_f(z)}{p_s}.\bar{u}^2(z) \qquad \text{Eq. III-34}$$

où :C_d= coefficient effectif de traînée foliaire. ≈0,2 et 0,3= cte.

$u_f(z)$= densité foliaire à la hauteur z ($m^2.m^{-3}$),

p_s= coefficient d'abri.

Le flux de quantité de mouvement n'est plus conservatif. Il s'exprime par :

$$\Phi_m(z) = -\rho_a.K_m.\frac{\partial u}{\partial z} \neq cte \qquad \text{Eq. III-35}$$

$$\frac{\partial \Phi_m(z)}{\partial z} = -\rho_a.\frac{\partial u_*^2}{\partial z^2} = F_t(z) = -\frac{1}{2}.\rho_a.C_d.\frac{u_f(z)}{p_s}.\bar{u}^2(z) \qquad \text{Eq. III-36}$$

La diffusivité $K_m(z)$ dans le couvert est supposée proportionnelle à la vitesse du vent u(z) et continue en $z=z_2$:

$$K_m(z) = l_m.u(z) \qquad \text{Eq. III-37}$$

La longueur de mélange l_m est supposée homogène : $l_m = \frac{K_m(z_2)}{u(z_2)}$=cte où $u(z_2)$ est la vitesse du vent en haut du couvert.

Sous ces conditions, le profil de vitesse est donné par l'équation :

$$\frac{d^2\overline{u(z)}^2}{dz^2} = \frac{C_d.u_f(z)}{p_s.l_m}.\bar{u}^2(z) \qquad \text{Eq. III-38}$$

Les solutions sont de la forme : $\bar{u}(z) = \overline{u(z_2)}.\exp(\alpha[z - z_2])$ où $\alpha = \left[\frac{C_d.u_f}{2.l_m^2}\right]^{1/3}$ en m^{-1} représente le coefficient d'extinction du vent.

Cette paramétrisation du vent se restreint aux couverts homogènes. Il existe plusieurs expressions du vent dans le couvert (Sellers et al.,1996; Tuzet et al., 2002; Yamasaki et al., 1992). Une autre possibilité est de décrire la vitesse du vent et de la turbulence directement par les équations de conservations de la quantité de mouvement.

Pour la modélisation de vent dans le couvert, nous avons préféré le modèle développé par Yamasaki et al. (1992). Ce modèle distingue deux types de profil selon que le LAI est fort ou faible. Il est brièvement présenté ci-dessous.

Soit c^* un coefficient non dimensionnel de densité tel que $c^*=C_d.a(z).h$. Le profil de vent au sein du couvert doit satisfaire les conditions suivantes :

- quand $c^* \rightarrow 0$, le profil de vent converge vers un profil logarithmique : $u(z) = u(h).\frac{\ln(z/z_{os})}{\ln(h/z_{os})}$ où z_{os} est la rugosité du sol

- pour de grandes valeurs de c^*, le vent coïncide avec un profil exponentiel : $u(z) = u(h).\exp\left[-\frac{c_1{}^*}{2k^2}\left(1-\frac{z}{h}\right)\right]$, où $c_1{}^*$ permet de mieux rendre compte de la dépendance de u avec c^* : $\log(c^*_1) = \frac{(x+0{,}26)+\left[(x+0{,}26)^2+0{,}16\right]^{0,5}}{2} - 0{,}3$ avec $x=log\ c^*$ et - $3 \leq x \leq 1$

- la vitesse du vent varie de manière continue avec c^*.

Pour satisfaire ces conditions, le vent peut être exprimé comme la somme pondérée de deux termes de faible et forte valeur de c^* :

$$\frac{u(z)}{u(h)} = f.\exp\left[-\frac{c_1{}^*}{2k^2}\left(1-\frac{z}{h}\right)\right] + (1-f)\frac{\ln(z/z_{os})}{\ln(h/z_{os})} \qquad \text{Eq. III-39}$$

où f est une fonction poids de c* : $f = \frac{0{,}494(x+0{,}8)}{\left[(x+0{,}8)(x-0{,}5)+1{,}1\right]^{0,5}} + 0{,}37$.

III.3.6 Profil de vent sous le couvert

Sous le couvert, les flux sont à nouveau supposés conservatifs. Le profil de vent est donc logarithmique. On a :

$$\Phi_m(z) = \Phi_m(z_1) = -\rho_a.u_*'^2 = cste \qquad \text{Eq. III-40}$$

$$u(z) = \frac{u'_*}{k}.ln(\frac{z}{z_{o,s}}) \qquad \text{Eq. III-41}$$

$$u^2_* = \frac{k.u(z_1)}{\ln(z_1 / z_{os})} \qquad \text{Eq. III-42}$$

où $z_{o,s}$ est la rugosité mécanique du sol. Elle est fixée à 0,05m (Sellers *et al.*, 1996) et u_*' est la vitesse de frottement sous le couvert.

III.3.7 Statistiques relatives à la vitesse verticale du vent : $\sigma_w(z)$ et $T_L(z)$

Les profils de variance de la vitesse verticale $\sigma_w(z)$ et de l'échelle de temps Lagrangienne $T_L(z)$ sont donnés par Raupach (1986) :

$$\sigma_w(z) = a_1.u_* \qquad pour \quad \frac{z}{h} > 1$$
$$\sigma_w(z) = \left(a_0 + (a_1 + a_0)\frac{z}{h}\right).u_* \qquad pour \quad \frac{z}{h} < 1 \qquad \text{Eq. III-43}$$

$$\frac{T_L(z).u_*}{h} = \max\left(c_0 \ ; \frac{k(z-d)}{a1h}\right) \qquad \text{Eq. III-44}$$

avec c_0=0,3, a_1=1,25, a_0=0,25, h= hauteur du couvert en m et d est la hauteur de déplacement.

Ces relations sont issues de mesures expérimentales. Elles s'appliquent à tous les couverts. D'autres approches sont aussi possibles telles que l'utilisation d'un modèle eulérien du second ordre pour calculer σ_w ou encore la prise en compte des conditions de stabilité autres que neutre.

IV.
Fonctionnement foliaire

IV Fonctionnement foliaire

IV.1 Introduction

Bien comprendre le fonctionnement foliaire ainsi que les échanges d'eau et de carbone passe par la modélisation de l'ensemble des processus biophysiques dont le plus important est la photosynthèse. La photosynthèse foliaire utilise l'énergie lumineuse comprise dans l'intervalle spectral [0.4 ; 0.7 µm] appelé PAR, rayonnement photosynthétiquement actif, pour synthétiser des glucides. Elle répond aux variables environnementales telles que l'intensité lumineuse, la température, la concentration en CO_2 atmosphérique et les polluants dans l'air. L'énergie lumineuse a un rôle clef car elle fournit l'énergie transmise dans les chaînes des électrons et ainsi, peut restreindre la régénération du ribulose 1.5 biphosphate RuBP alors que le CO_2 peut limiter la carboxylation du RuBP et sa régénération. La température des feuilles affecte très fortement l'intensité de la photosynthèse.

Une bonne modélisation des processus foliaires dépend de la manière dont les processus physiques et écophysiologiques fonctionnent et interagissent entre eux. Ces processus contrôlent la photosynthèse, la conductance stomatique, l'équilibre énergétique foliaire et la diffusion à travers les stomates. Il existe deux grandes approches de modélisation, l'une biochimique qui repose sur des équations qui associent paramètres biochimiques et paramètres environnementaux et l'autre qui repose sur des relations de proportionnalité entre la lumière et la photosynthèse (Arora,2002).

IV.1.1 Approche de l'efficience d'utilisation de la lumière (LUE)

Il existe une relation linéaire entre l'augmentation de la biomasse de la végétation durant sa phase de croissance (ou production primaire nette, NPP) et le rayonnement photosynthétiquement actif absorbé par les feuilles (APAR). Le ratio entre la NPP et l'APAR est le "light use efficiency", LUE, pondéré par un facteur *f* qui représente le stress hydrique. Le LUE est relativement constant pour des plantes non stressées (i.e., *f=1)*. Ainsi, on a:

$$NPP=LUE.APAR.f \qquad \text{Eq. IV-1}$$

Cette approche a l'avantage d'utiliser peu de paramètres et peu d'équations. Cependant, elle ne prend pas en compte les processus écophysiologiques qui ont lieu au niveau des feuilles.

IV.1.2 Approche biochimique

Elle a été instaurée par les travaux de Farquhar et al. (1980). Ce dernier décrit le taux d'assimilation de CO_2 comme étant limité par les cinétiques enzymatiques notamment celle de la ribulose biphosphate carboxylase oxygénase (Rubisco), par le transport des électrons qui est fonction de l'énergie disponible et par la capacité à transporter ou à utiliser les produits de la photosynthèse. Les plantes en C_3 et C_4 ont un fonctionnement photosynthétique différent. En effet, pour les plantes en C_3, la fixation du CO_2 se produit dans les cellules palissadiques (situées en haut de la feuille) qui contiennent de la chlorophylle. Ces cellules n'existent pas dans les feuilles des plantes en C_4. La modélisation de la photosynthèse ne fait donc pas intervenir les mêmes équations, selon que la plante est de type C_3 ou C_4. Le modèle de Farquhar est généralement couplé avec un modèle de conductance stomatique. Il a été étendu aux plantes en C_4 par Collatz (1991).

L'approche biochimique a été retenue dans DART-EB car elle représente de manière mécaniste les processus biologiques. Les équations utilisées se basent sur le modèle de fonctionnement foliaire de Collatz et al. (1991). Elles débouchent sur un modèle mécaniste qui prédit en 3D les échanges de gaz et de chaleur et l'état physique des feuilles, à partir de facteurs environnementaux foliaires et de paramètres physiologiques de la plante, faciles à mesurer. L'ensemble des équations de la photosynthèse et des résistances foliaires est appliqué dans DART-EB pour chaque cellule foliaire.

Ce chapitre présente tout d'abord les équations de diffusion de vapeur d'eau, de CO_2 et de chaleur entre la feuille et l'air. Il détaille ensuite le modèle de photosynthèse basé sur les équations de Farquhar. Puis, les relations utilisées pour déterminer les conductances stomatique et de la couche limite laminaire foliaire sont présentées. Enfin, l'équation du bilan d'énergie appliquée à l'échelle de la feuille est donnée.

IV.2 Echanges gazeux à l'échelle de la feuille

Les échanges de carbone, de vapeur d'eau et de chaleur entre la feuille et l'air sont modélisés à partir d'un schéma résistif qui s'inspire de la loi d'Ohm. Les transferts d'eau et de carbone s'effectuent entre l'air et l'intérieur de la feuille, les transferts de chaleur se font entre la surface foliaire et l'air (Figure IV-1). Tous les échanges entre la feuille et l'air sont limités par

des résistances (s.m^{-1}) (r=1/conductance=$\frac{1}{g}$). Par convention, un flux dégagé dans l'air est positif.

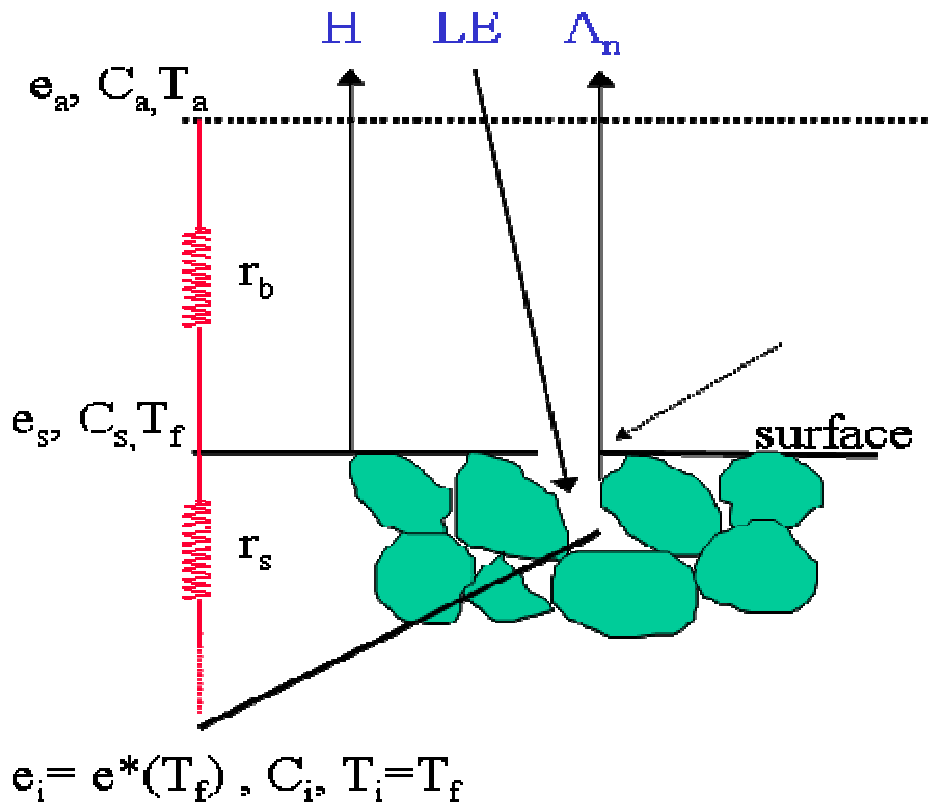


Figure IV-1 Représentation des échanges au niveau d'une feuille. T_f est la température de la feuille. Dans DART-EB, elle correspond à la température des feuilles de la cellule.

Le flux de carbone d'une cellule feuille, $A_n(x,y,z)$, est donné par les relations:

$$A_n(x,y,z) = \frac{C_i(z) - C_a(x,y,z)}{\rho} \cdot \left(\frac{g_{b,c}(x,y,z) + g_{s,c}(x,y,z)}{g_{b,c}(x,y,z).g_{s,c}(x,y,z)} \right)$$
$$= \frac{C_s(z) - C_a(x,y,z)}{\rho} \cdot g_{b,c}(x,y,z) \qquad \text{en } \mu\text{mol } (CO_2).m^{-2}.s^{-1} \qquad \text{Eq. IV-2}$$
$$= \frac{C_i(z) - C_s(x,y,z)}{\rho} \cdot g_{s,c}(x,y,z)$$

où $C_a(z)$, $C_s(x,y,z)$ et $C_i(x,y,z)$ sont respectivement les pressions (Pa) en CO_2 dans l'air, à la surface de la feuille et dans la feuille, $g_{b,c}(x,y,z)$ est la conductance de la couche limite laminaire foliaire pour le carbone (m.s^{-1}), $g_{s,c}(x,y,z)$ est la conductance stomatique pour les

transferts de carbone ($m.s^{-1}$) et ρ est la masse volumique de l'air. Par la suite et pour une meilleure compréhension, on notera la pression interne en CO_2, $P_i(CO_2)$.

Le jour, ce flux de carbone est négatif : sous l'effet du rayonnement solaire, le processus de photosynthèse permet l'assimilation du CO_2 atmosphérique par les feuilles. La nuit, l'absence de lumière empêche toute assimilation de carbone. Seule, la respiration foliaire se fait et le flux de CO_2 est alors positif.

Au niveau des feuilles, le flux de chaleur latente, LE(x,y,z), résulte de la transpiration et de l'évaporation de l'eau liquide présente à la surface de la feuille. Dans DART-EB, les précipitations ne sont pas prises en compte, si bien que l'évaporation des feuilles ne se produit que lorsque de la rosée se forme. Le flux de chaleur latente est exprimé par :

$$\begin{aligned} LE(x,y,z) &= \frac{L.M_v}{R}\left(\frac{g_{b,v}(x,y,z).g_{s,v}(x,y,z)}{g_{b,v}(x,y,z)+g_{s,v}(x,y,z)}\right).\left(\frac{e^*(T(x,y,z))}{T(x,y,z)}-\frac{e(T_a(z))}{T_a(z)}\right) \\ &= \frac{L.M_v}{R}g_{b,v}(x,y,z).\left(\frac{e(T(x,y,z))}{T(x,y,z)}-\frac{e(T_a(z))}{T_a(z)}\right) \qquad (W\ m^2) \qquad \text{Eq. IV-3} \\ &= \frac{L.M_v}{R}g_{s,v}(x,y,z).\left(\frac{e^*(T(x,y,z))}{T(x,y,z)}-\frac{e(T(x,y,z))}{T(x,y,z)}\right) \end{aligned}$$

où L est la chaleur latente de vaporisation ($J.kg^{-1}$), M_v est la masse molaire de la vapeur d'eau ($kg.mol^{-1}$), R est la constante des gaz parfaits ($J.K^{-1}.mol^{-1}$), $e(T_a(z))$ est la pression de vapeur en eau (Pa) de l'air à la température $T_a(z)$, $e(T(x,y,z))$ et $e^*(T(x,y,z))$ (Pa) sont respectivement : la pression de vapeur en eau et la pression saturante en vapeur d'eau à la surface de la feuille, pour une température de feuille $T(x,y,z)$ (K). La pression de vapeur d'eau dans la cavité sub-stomatique est supposée à saturation ; $g_{b,v}(x,y,z)$ est la conductance de la couche limite laminaire foliaire et $g_{s,v}(x,y,z)$ la conductance stomatique pour la vapeur d'eau ($m.s^{-1}$).

En cas de rosée, la surface de la feuille est recouverte d'une pellicule d'eau. La pression en vapeur d'eau à la surface est à saturation, il n'y a pas de transpiration. Les échanges d'eau se font par évaporation de l'eau de la surface de la feuille vers l'atmosphère. On a alors:

$$LE(x,y,z) = \frac{L.M_v}{R}g_{b,v}(x,y,z).\left(\frac{e^*(T(x,y,z))}{T(x,y,z)}-\frac{e(T_a(z))}{T_a(z)}\right) \qquad (W\ m^2) \qquad \text{Eq. IV-4}$$

Le flux de chaleur sensible, H(x,y,z), est un flux associé aux transferts de chaleur par convection entre la surface et l'air. Il est relié à la température de l'air et des feuilles par :

$$H(x,y,z) = \rho.c_p.g_{b,h}(x,y,z).(T(x,y,z) - T_a(z)) \qquad (\text{W m}^2) \qquad \text{Eq. IV-5}$$

avec c_p la chaleur spécifique de l'air à pression constante ($J.kg^{-1}.K^{-1}$), $g_{b,h}(x,y,z)$ la conductance de la couche limite laminaire foliaire pour les transferts de chaleur, ρ la masse volumique de l'air ($kg.m^{-3}$).

IV.3 Modélisation biochimique de la photosynthèse

IV.3.1 Assimilation de carbone

Le modèle de photosynthèse utilisé dans DART-EB est décrit en détail dans Collatz et al. (1991) et Sellers et al. (1996). L'assimilation nette de carbone dans une cellule, $A_n(x,y,z)$, est la différence entre l'assimilation photosynthétique foliaire brute, A(x,y,z), et la respiration foliaire, R(x,y,z). Pour une cellule foliaire à la température T(x,y,z),on a:

$$A_n(x,y,z)=A(x,y,z) - R(x,y,z) \qquad (\mu\,\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}) \qquad \text{Eq. IV-6}$$

La respiration foliaire est reliée à V_m, la capacité catalytique de la Rubisco (μ mol.$m^{-2}.s^{-1}$) par la relation :

$$R(x,y,z)=0.0015*V_m(x,y,z). \qquad (\mu\,\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}) \qquad \text{Eq. IV-7}$$

L'assimilation brute de CO_2, A(x,y,z), est modélisée comme le minimum de trois processus biochimiques :

$$A(x,y,z) = min(W_c, W_s, W_e) \qquad (\mu\,\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}) \qquad \text{Eq. IV-8}$$

où W_c est un facteur caractéristique de l'efficience du système enzymatique en $\mu mol.m^{-2}.s^{-1}$. Il est fonction des propriétés cinétiques et de l'activation de la Rubisco. W_e est le taux de carboxylation contrôlé uniquement par le taux de régénération de la Rubisco dans le cycle de Calvin en $\mu mol.m^{-2}.s^{-1}$. Il est fonction du transport des électrons et donc de la quantité d'énergie lumineuse absorbée par les pigments chlorophylliens. W_s représente la limitation de la capacité de la feuille à exporter les produits de la photosynthèse, en $\mu mol.m^{-2}.s^{-1}$.

Les transitions entre les différents facteurs limitants ne sont pas abruptes et indépendantes. Ainsi, pour une représentation plus réaliste de l'assimilation, Collatz introduit un couplage

entre les limitations en considérant que l'assimilation est la plus petite solution du système quadratique suivant :

$$\beta W_p(x,y,z)^2 - W_p(x,y,z).(W_c(x,y,z)+W_e(x,y,z)) + W_e(x,y,z).W_c(x,y,z) = 0$$
$$A_n(x,y,z)^2 - A_n(x,y,z).(W_p(x,y,z)+W_s(x,y,z)) + W_p(x,y,z).W_s(x,y,z) = 0 \qquad \text{Eq. IV-9}$$

où W_p est le minimum entre W_e et W_c, β et α sont des constantes empiriques décrivant la transition entre les limitations comprises entre 0 et 1. Par défaut, ces deux constantes valent respectivement 0.95 et 0.97.

W_C est donné par :

$$W_c(x,y,z) = V_m(x,y,z).\frac{P_{i,CO_2}(x,y,z) - \Gamma(T(x,y,z),O_2)}{P_{i,CO_2}(x,y,z) + K_c(x,y,z)\left(1+\frac{P_{i,O_2}(x,y,z)}{K_0(x,y,z)}\right)}$$ pour les plantes en C3 (Eq. IV-10)

$W_c(x,y,z) = V_m(x,y,z)$ pour les plantes en C4 (Eq. IV-11)

où $V_m(x,y,z)$ est la capacité catalytique de la Rubisco (en $\mu mol.m^{-2}.s^{-1}$), $\Gamma(T(x,y,z), O_2)$ est le point de compensation en CO_2 (Pa), $P_{i,CO2}(x,y,z)$ est la pression en CO_2 dans la cavité sous stomatique, $P_{i,O2}(x,y,z)$ est la pression partielle de l'oxygène (=20.9 kPa), $K_c(x,y,z)$ est la constante de Michaelis-Menten pour le CO_2 et $K_o(x,y,z)$ la constante d'inhibition de l'O_2.

W_e est égal à :

$$W_e(x,y,z) = \varepsilon_{eff}.APAR(x,y,z).\frac{P_i(CO_2) - \Gamma(T(x,y,z),O_2)}{P_i(CO_2) + 2.\Gamma(T(x,y,z),O_2)}$$ pour les plantes en C_3 (Eq. IV-12)

$W_e(x,y,z) = \varepsilon_{eff}.APAR(x,y,z).$ pour les plantes en C_4 (Eq. IV-13)

où ε_{eff} est l'efficacité quantique d'assimilation du CO_2 (= 0,08 mol CO_2/mol de photon) et APAR(x,y,z) est le rayonnement absorbé par une cellule en μ mol.m^{-2}.s^{-1}.

W_s est exprimé par :

$$Ws(x,y,z) = \frac{V_m(x,y,z)}{2}$$ pour les plantes en C3, Eq. IV-14

$$W_s(\mathrm{x,y,z}) = 2{,}10^4 . V_m(\mathrm{x,y,z}) . \frac{P_{i,CO_2}(\mathrm{x,y,z})}{P_a}$$ pour les plantes en C4, Eq. IV-15

où P_a est la pression atmosphérique (Pa).

IV.3.2 Paramètres du modèle de photosynthèse

Le point de compensation en CO_2, $\Gamma(T(x,y,z), O_2)$ représente la pression $P_i(CO_2)$ pour laquelle l'assimilation brute est égale à la respiration. Il est donné par la relation :

$$\Gamma(T(x,y,z), O_2) = \frac{P_{i,CO_2}(x,y,z)}{\tau}$$ Eq. IV-16

avec τ= ratio des paramètres cinétiques traduisant l'activité carboxylase et oxygénase de la Rubisco.

Les constantes cinétiques K_c et K_o varient avec la température. Elles sont exprimées par (Collatz et al., 1991)

$K_c(x,y,z)=30*2,1^{Q10}$ (K_c=30 Pa à 298 K) Eq. IV-17

$K_o(x,y,z)=30000*1,2^{Q10}$ (K_o=30000 Pa à 298 K) Eq. IV-18

où Q_{10} est le coefficient de changement relatif du paramètre pour une augmentation de 10°C de la température tel que $Q_{10}=(T_f(x,y,z)-25)/10$.

La capacité catalytique de la Rubisco, $V_m(x,y,z)$, est le produit de $V_{max}(x,y,z)$, capacité catalytique potentielle de la Rubisco à la température 298K, par deux fonctions, l'une dépendante de la température des feuilles, $f(T(x,y,z))$, et l'autre de l'humidité du sol, $f(W)$:

$$V_m(x,y,z) = V_{\max}(x,y,z) * f(T(x,y,z)) * f(W)$$ (μ mol.m^{-2}.s^{-1}) Eq. IV-19

La fonction de température est donnée par la relation suivante :

$$f(T(x,y,z)) = \frac{2^{Q_{10}}}{1+\exp(s_1.(T(x,y,z)-s_2))}$$ pour les plantes en C_3, Eq. IV-20

$$f(T(x,y,z)) = \frac{2^{Q_{10}}}{(1+\exp(s_1(T(x,y,z)-s_2))).(1+\exp(s_3(s_4-T(x,y,z))))}$$ pour les plantes en C4, Eq. IV-21

où s_1, s_2, s_3 et s_4 sont des paramètres d'inhibition aux basses et hautes températures.

La fonction dépendante de l'humidité du sol est donnée par :

$$f(W) = \frac{1}{1 + \exp(0{,}002(\psi_c - \psi_r))} \qquad \text{Eq. IV-22}$$

avec ψ_c le potentiel critique de l'eau en m (= point de flétrissement de la plante) et ψ_r le potentiel hydrique racinaire en m.

Le potentiel hydrique racinaire est relié au potentiel hydrique du sol par la relation :

$$\psi_c = \sum_{i \to N} \psi_{s,i} \cdot \left(\frac{w_i}{w_{sat\ i}} \right)^{-b} \cdot f_{root,i} \qquad \text{Eq. IV-23}$$

où N est le nombre de couches dans le sol, $\psi_{s,i}$ est le potentiel hydrique moyen du sol dans la couche i, $w_{s,i}$ le contenu en eau volumique moyen de sol de la couche i, b un paramètre fonction de la texture du sol et $f_{root,i}$ est la fraction racinaire de la couche i. L'ensemble de ces données est donné ou calculé dans le module de fonctionnement du sol qui est présenté dans le chapitre suivant.

V_{max} est la capacité catalytique potentielle de la Rubisco à la température T=298K. Elle est proportionnelle à la réserve en Rubisco des chloroplastes de la feuille et donc à la teneur en azote de la feuille. Le rayonnement solaire détermine la répartition de l'azote entre les systèmes de collecte de la lumière, si l'éclairement est faible, et les systèmes réactionnels, si l'éclairement est plus intense. Ainsi, la distribution de la concentration foliaire en azote et la capacité catalytique potentielle de la Rubisco sont supposées être proportionnelles à l'éclairement moyen incident sur une période Δt avec Δt =15-30 jours. (Sellers *et al.*, 1992). Cette période rend compte du temps d'acclimatation des feuilles au rayonnement incident.

Au niveau d'une cellule feuille, elle est exprimée par :

$$V_{max}(x,y,z) = V_{max\,o} * \frac{< fAPAR(x,y,z) >}{< fAPAR >_o} \text{ en } \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1} \qquad \text{Eq. IV-24}$$

avec V_{maxo} = capacité catalytique au sommet du couvert à la température de 298K, <fAPAR(x,y,z)> = fraction de PAR absorbé moyenne sur la durée Δt par la cellule et $<fAPAR>_o$ = fraction de PAR absorbé au sommet du couvert pour la même période. Elle correspond à la cellule qui absorbe le maximum de rayonnement dans le PAR.

IV.4 Modélisation des résistances foliaires

IV.4.1 La conductance stomatique gs

La plante doit optimiser l'assimilation de CO_2 et minimiser les pertes en eau H_2O. Pour ce faire, elle a la capacité de limiter et de réguler ces flux au niveau des stomates, lieux d'échanges gazeux entre l'atmosphère et la plante. La conductance stomatique est une variable très sensible à la disponibilité en eau du sol pour la plante et aux conditions environnementales (éclairement, humidité…). Elle est un paramètre indispensable à toute modélisation des échanges sol- végétation- atmosphère. La réponse des stomates aux variations de teneur en CO_2, H_2O et autres gaz peut être modélisée à travers la résistance stomatique selon deux approches indiquées ci-dessous.

IV.4.1.1 Formulation de Jarvis

C'est une approche empirique. Elle exprime la conductance stomatique comme une fonction de la conductance stomatique maximale et de plusieurs facteurs environnementaux dont les effets sont supposés multiplicatifs et indépendants (radiation solaire, déficit de vapeur d'eau, potentiel en eau du sol ou des feuilles, température de l'air, température des feuilles). Les modèles de transferts sol-végétation-atmosphère (SVAT) qui ne modélisent pas la photosynthèse, utilisent cette approche.

Les inconvénients d'une telle modélisation sont :

- la nécessité d'étalonner le modèle en le faisant fonctionner plusieurs fois afin d'avoir des densités de flux cohérentes,
- la non prise en compte des interactions entre les différentes variables environnementales
- l'impossibilité de quantifier l'impact des concentrations en CO_2 et de l'azote foliaire sur la conductance stomatique, la transpiration et la photosynthèse (Baldocchi, 1995).

Cette approche offre une paramétrisation simple pour identifier l'importance de chaque variable sur la conductance stomatique (Sinoquet et Le Roux, 2000). En fait, l'hypothèse basique d'un modèle multiplicatif a été rarement testée ; elle est peu réaliste.

IV.4.1.2 La formulation de Ball et Berry

Une autre approche, développée par Ball et Berry en 1987, relie dans un modèle semi empirique, la conductance stomatique à la photosynthèse foliaire, au déficit d'humidité et à la concentration de CO_2 à la surface foliaire :

$$g_s = m.\frac{A_n.h_s}{C_s} + b \qquad \text{m.s}^{-1} \qquad\qquad \text{Eq. IV-25}$$

où m est un paramètre adimensionnel caractéristique d'une espèce végétale qui détermine la sensibilité de g_s à l'assimilation nette de carbone A_n ; h_s est l'humidité relative de l'air = $e(T_f)/e^*(T_f)$, avec $e(T_f)$= pression de l'eau à la surface de la feuille à la température T_f et $e^*(T_f)$ pression de l'eau saturante ; C_s est la concentration en CO_2 à la surface de la feuille et le paramètre b (μmol.m^{-2}.s^{-1}) est la conductance stomatique qui n'est pas affecté par les conditions environnementales et biochimiques. Ce dernier paramètre représente donc la conductance stomatique minimale. Les deux coefficients m et b sont issus d'observations, par défaut, "m=9, b=0.01 m/s" pour les plantes C_3 et "m=4, b=0,04 m/s" pour les C_4.

Cette relation n'est plus valable si A_n tend vers 0 (e.g. PAR<50 μmol.m^{-2}.s^{-1}) et si C_s<100 μmol.m^{-2}.s^{-1}).

Du fait de la dépendance de l'assimilation de carbone et de la conductance stomatique avec la concentration interne en CO_2, ce modèle de conductance stomatique est utilisé en couplage avec un modèle de photosynthèse (Collatz 1991, Leuning, 1995, Baldocchi, 1995, ; Sellers, 1996, etc.).

Collatz (Collatz et al., 1991) démontre la supériorité de l'approche de Ball et Berry sur celle de Jarvis (1976) et montre de bonnes corrélations entre les conductances prédites avec le modèle de Ball et mesurées sur une large gamme de températures foliaires. Le modèle de Ball et Berry nécessite moins de paramètres que le modèle de Jarvis. Son principal inconvénient est qu'il n'est valable que pour des végétations bien alimentées en eau. Par ailleurs, des études ont montré que g_s dépend plus du déficit de pression vapeur et de la transpiration que de l'humidité de surface (Baldocchi 1995, Leuning 1995). Il semble que cette dernière limitation ne soit à considérer que pour des sols et une atmosphère secs (Leuning, 1995). D'autres améliorations ont été apportées au modèle originel de Ball et Berry comme par exemple la prise en compte de l'effet du contenu en eau du sol sur la fermeture des stomates par l'introduction d'un facteur multiplicatif (Wang et Leuning, 1998) ou encore en considérant la concentration en CO_2 dans l'espace intercellulaire plutôt que la concentration à la surface de la feuille (Tuzet et al., 2003).

IV.4.1.3 Expression de la conductance stomatique dans DART-EB

Dans DART-EB, nous utilisons le modèle semi-empirique de Ball et Berry auquel nous ajoutons un facteur $f(\theta)$ qui rend compte du stress hydrique du sol :

$$g_s(x,y,z) = f_\theta.m.\frac{A_n(x,y,z).h_s(x,y,z)}{C_s(x,y,z)} + b \qquad (\mathrm{m.s^{-1}}) \qquad \text{Eq. IV-26}$$

où $h_s(x,y,z)$ l'humidité relative à la surface de la feuille ($h_s(x,y,z) = \frac{e(T(x,y,z))}{e^*(T(x,y,z))}$) et $C_s(x,y,z)$ est la concentration en CO_2 à la surface de la feuille. f_θ est une fonction empirique qui limite l'ouverture stomatique en cas de stress hydrique (fermeture des stomates si f_θ=0 et ouverture maximale si f_θ=1). Elle s'exprime par (Boone, 2000):

$$f_\theta = \sum_j \left[\frac{1}{\sum_j f_{root,j}.\Delta z_j} . \left(\frac{\theta_j - \theta_{pfp,j}}{\theta_{cc,j} - \theta_{pfp,j}} . f_{root,j}.\Delta z_j \right) \right] \qquad \text{Eq. IV-27}$$

où j est le numéro de couche dans le sol, $f_{root,j}$ est la fraction racinaire contenue dans la couche j, Δz_j (m) est l'épaisseur de la couche j. Pour une couche j, θ_j, $\theta_{pfp,j}$ et $\theta_{cc,j}$ sont respectivement : le contenu en eau du sol($m^3.m^{-3}$), le contenu en eau du sol au point de flétrissement permanent ($m^3.m^{-3}$) et le contenu en eau à la capacité au champ ($m^3.m^{-3}$).

IV.4.2 La conductance de la couche limite laminaire foliaire

Les échanges gazeux entre la surface de la feuille et l'air se font à travers la couche limite, dite couche limite laminaire foliaire qui se forme sur les feuilles. La résistance associée se note r_b. Elle est fonction de la turbulence et de la diffusivité moléculaire du gaz considéré. En effet, près de la surface de la feuille, la diffusivité turbulente tend vers 0, seule la diffusion moléculaire subsiste.

Au niveau d'une feuille, la résistance laminaire foliaire pour la diffusion de chaleur $r_{b,h}$ (en $s.m^{-1}$ par unité de surface foliaire) est proportionnelle à l'inverse de la racine carrée de la vitesse locale du vent. D'après Sellers et al. (1996) :

$$r_{b,h} = \frac{C_{f,s}}{\sqrt{u(z)}} \qquad \text{en s.m}^{-1} \qquad \text{Eq. IV-28}$$

où $C_{f,s}$ est le coefficient de transfert de masse et de chaleur estimé à $90\sqrt{d_f}$ avec d_f= dimension moyenne des feuilles.

Cependant, en conditions réelles, r_b est inférieure à la valeur généralement admise du fait d'une faible turbulence, du mouvement des feuilles et de la présence de gros tourbillons. Pour de très faibles valeurs de la vitesse du vent, le développement d'un régime de convection libre devrait limiter r_b de jour comme de nuit. (Loubet, 2000).

Dans DART-EB, les échanges sont calculés pour chaque cellule foliaire, caractérisée par sa hauteur Dz (m) et sa densité foliaire u_f ($m^{-2}.m^{-3}$). La résistance laminaire foliaire associée par unité de surface de sol est alors :

$$r_{b,h}(x,y,z) = 1/g_{b,h}(x,y,z) = \frac{p_s.C_{f,s}}{u_f(x,y,z).Dz.\sqrt{u(z)}} \qquad (\text{s.m}^{-1}) \qquad \text{Eq. IV-29}$$

L'introduction du facteur d'interférence p_s permet de rendre compte de la modification des échanges due aux interactions entre éléments foliaires. D'après Thom (1972), $p_s \approx 1 + \overline{u_f}^{0.6}$ où $\overline{u_f}$ est la densité foliaire moyenne du couvert.

Les diffusivités moléculaires de la vapeur d'eau, $r_{b,v}$, de la chaleur, $r_{b,h}$, et du carbone, $r_{b,c}$, étant différentes, les résistances r_b de la couche limite laminaire foliaire pour le CO_2 et pour la vapeur d'eau doivent être corrigées (Gu, 1999 ; Nikolov, 1995 ; Jones, 1992) :

- pour la diffusion du CO_2 à travers la surface foliaire:

$$r_{b,c}(x,y,z) = 1/g_{b,c}(x,y,z) = 1{,}4 r_{b,v}(x,y,z) \qquad \text{Eq. IV-30}$$

- pour la diffusion de vapeur d'eau à travers la surface foliaire :

$$r_{b,v}(x,y,z) = 1/g_{b,v}(x,y,z) = r_{b,h}(x,y,z)/0{,}924 \qquad \text{Eq. IV-31}$$

IV.5 Fonctionnement du modèle de photosynthèse

Du fait de l'interdépendance entre l'assimilation de carbone et la conductance stomatique, une méthode de calcul itère sur la pression interne en CO_2 pour chaque cellule foliaire.

Pour cela, le modèle estime, pour une valeur de la pression interne en CO_2 donnée, l'assimilation photosynthétique foliaire comme étant le minimum des trois processus physiologiques présentés ci-dessus :

$$A_n(x,y,z)=min(W_c(x,y,z),\ W_s(x,y,z),\ W_e(x,y,z))-R_d(x,y,z) \qquad \text{Eq. IV-32}$$

La valeur obtenue pour l'assimilation de carbone est alors injectée dans un système de 3 équations :

- la formule semi-empirique de Ball et Berry (Ball, 1988) qui détermine la conductance stomatique : $g_s(x,y,z)=m.f_\theta.\dfrac{A_n(x,y,z).h_s(x,y,z)}{C_s(x,y,z)}+b$

- la relation de gradient-diffusion de l'assimilation de carbone avec la résistance de la couche limite laminaire foliaire : $C_s(x,y,z)=C_a(z)-1.4.A_n(x,y,z).r_{b,h}(x,y,z)$

- la relation de gradient diffusion pour la vapeur d'eau, i.e. la transpiration qui permet de calculer l'humidité de surface : $h_s=\dfrac{r_{s,h}(x,y,z)+h_i r_{b,h}(x,y,z)}{r_{s,h}(x,y,z)+r_{b,h}(x,y,z)}$

La résolution de ce système permet de calculer une nouvelle estimation de la pression interne en CO_2, telle que :

$$C_i(x,y,z)=C_s(x,y,z)-1.6.A_n(x,y,z).r_{s,h}(x,y,z) \qquad \text{Eq. IV-33}$$

Le système itératif s'arrête quand la pression interne en CO_2 a convergé.

La Figure IV-2 présente le schéma de principe du modèle de Collatz.

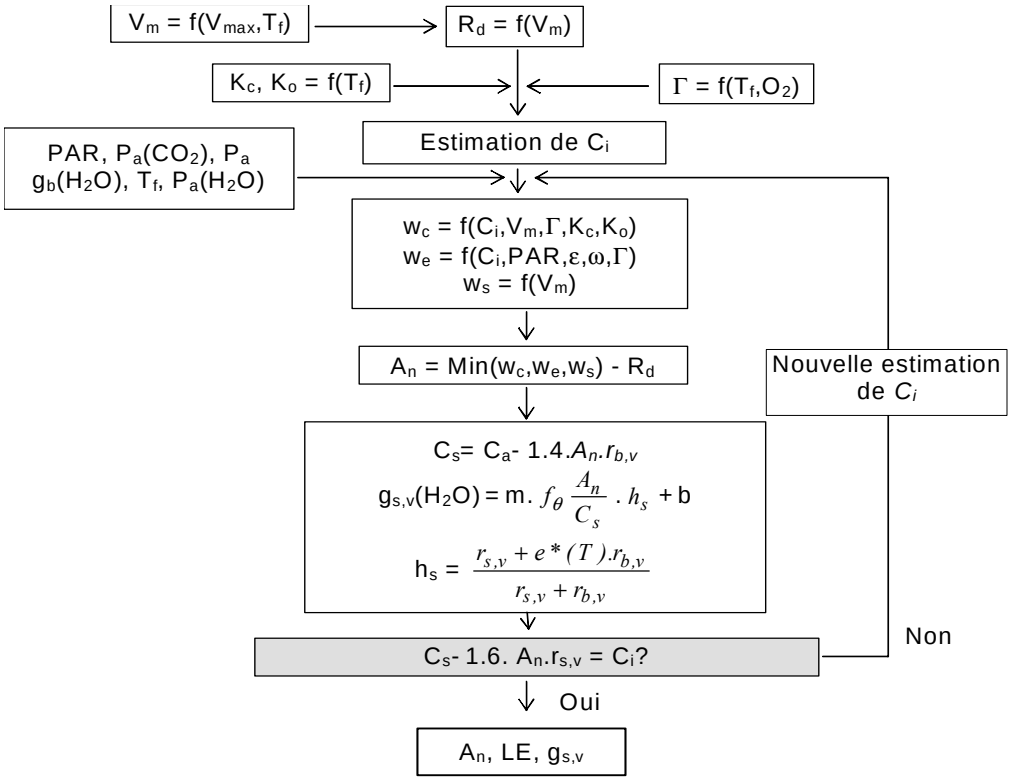


Figure IV-2 : Schéma de fonctionnement du modèle de photosynthèse pour une cellule foliaire.

IV.6 Bilan d'énergie foliaire

Tous les termes du bilan d'énergie sont dépendants de la température des feuilles. Cette dernière apparaît donc, comme la variable clef du bilan d'énergie. Le stockage de chaleur dans la végétation est souvent négligé car il ne correspond qu'à un faible pourcentage du bilan total d'énergie. A cause de la non linéarité du bilan d'énergie en fonction de la température, une solution numérique implique un processus itératif.

En négligeant le stockage d'énergie dans le couvert, l'équation du bilan d'énergie d'une cellule feuille s'exprime par :

- $R_n(x,y,z) = 2H(x,y,z) + LE(x,y,z) + M(x,y,z)$ dans le cas où les stomates se trouvent sur une seule face des feuilles, Eq. IV-34

- $R_n(x,y,z) = H(x,y,z) + LE(x,y,z) + M(x,y,z)$ si les stomates sont uniformément répartis sur la surface de la feuille. Eq. IV-35

où $R_n(x,y,z)$ est le rayonnement absorbé par la feuille ou rayonnement net en $W.m^{-2}$. Il est calculé par le modèle DART. LE(x,y,z) et H(x,y,z) ($W.m^{-2}$) sont déterminés avec le modèle de photosynthèse et de diffusion présentés dans ce chapitre. M(x,y,z) représente le stockage

de chaleur par les réactions biochimiques. Ce flux représente moins de 5% du rayonnement net et peut être calculé comme fonction de l'assimilation nette de carbone (Jones, 1992, p.107):

$$M(x,y,z) = 0.704.A_n(x,y,z) \qquad \text{Eq. IV-36}$$

Dans DART-EB, le bilan d'énergie des branches et des troncs n'est pas réalisé. Ce travail pourrait constituer une amélioration du modèle notamment en ce qui concerne l'estimation des flux de carbone où la respiration du bois peut être importante.

Enfin, l'ensemble des flux calculés par le modèle de fonctionnement foliaire correspond aux densités sources et puits nécessaires au modèle de turbulence diffusion qui détermine les concentrations pour chaque couche du couvert des scalaires de l'air (température, pression vapeur et pression en CO_2).

V.
Fonctionnement du sol

V Fonctionnement du sol

V.1 Introduction

Ce chapitre présente l'ensemble du modèle de fonctionnement du sol. Ce modèle détermine les échanges de chaleur sensible et latente, les flux de CO_2 entre le sol et l'atmosphère. Pour ce faire, il est nécessaire de déterminer au préalable les transferts de chaleur et d'humidité dans le sol. Par ailleurs, la teneur en eau du sol à proximité des racines a aussi un effet sur l'ouverture stomatique et donc sur la photosynthèse. Il existe plusieurs types de modélisation des transferts de masse et de chaleur dans le sol qui se différencient par leur nombre de couches dans le sol.

V.1.1 Les modèles simple bucket

Le sol est représenté comme un unique réservoir pour lequel la teneur volumique en eau θ est homogène. La profondeur d du réservoir correspond à la moyenne des profondeurs maximales du front d'infiltration et du front d'évaporation. En général, d est pris égal à la profondeur d'enracinement z_r. L'évolution du contenu en eau ($kg.m^{-3}$) est alors représentée par l'équation:

$$\frac{\partial w_g}{\partial t} = \frac{1}{d}\left(P - E - I - R\right) \qquad \text{Eq. V-1}$$

avec P = précipitations, E = évaporation de la surface, I = infiltration et R= ruissellement.

V.1.2 Les modèles force restore

Cette approche a été développée par Deardorff (1977). Elle considère que l'état du système, dans le cas de la température, est perturbé par une force externe qui est partiellement entretenue par une réserve interne. Elle utilise une approximation des équations de transfert de chaleur et d'eau dans le sol. Son inconvénient est qu'il n'est pas possible d'ajuster les coefficients introduits par cette approche de telle manière que les solutions obtenues concordent avec celles des équations de transfert. Malgré tout, cette méthode a été souvent utilisée avec succès, avec des conditions d'environnement et de sol variables (Gu, 1999).

Le sol est divisé en deux couches. Une première couche de faible épaisseur de contenu volumique en eau θ_g s'étend de la surface à 10 cm de profondeur. La deuxième couche a une épaisseur d_2 et un contenu en eau moyen θ_2. Elle inclut la couche de surface. La variation temporelle de l'humidité et de la température est donnée pour chacune des couches du sol (Noilhan et Planton, 1989 ; Mahfouf et Noilhan, 1996). L'évolution de l'humidité du sol est fonction des précipitations, de l'évaporation du sol, de la transpiration du couvert, du ruissellement, du contenu en eau à la capacité au champ ainsi que des caractéristiques du sol. L'évolution de la température du sol est fonction du rayonnement net, du flux de chaleur sensible et de l'évaporation à la surface du sol.

V.1.3 Les modèles multicouches

Le sol est décomposé en une succession de couches horizontales, les équations de chaleur et de masse étant appliquées pour chacune des couches. Dans le modèle SiB_2 (Sellers, 1996) par exemple, 3 couches de sol pour la teneur en eau sont considérées, la température étant modélisée par l'approche force restore.

V.1.4 Modélisation choisie

Le modèle DART-EB est un modèle 3D d'échanges de masse et de chaleur entre la végétation et l'atmosphère. L'ensemble des processus intervenant au niveau des feuilles est modélisé avec grande précision (transfert radiatif, photosynthèse). Il nous a paru important de respecter une certaine homogénéité du modèle et donc de modéliser avec précision ces transferts dans le sol, de manière à ne pas dégrader en surface l'approche 3D. Par ailleurs, à cause de l'existence de forts gradients de température et d'humidité près de la surface du sol, six couches voire plus sont nécessaires pour résoudre les équations de manière numérique avec précision (Hu et Islam, 1995).

Il a donc été choisi de développer un modèle multicouche de transfert. Ce travail a été mené en étroite collaboration avec Aaron Boone du CNRM.

Ce chapitre présente d'abord la représentation du sol utilisée dans le modèle DART-EB. Il détaille ensuite le modèle multicouche de transfert d'eau et de chaleur dans le sol, puis donne les équations des échanges entre la surface du sol et l'atmosphère ainsi que les expressions des résistances aux transferts. Il fournit enfin l'équation du bilan d'énergie en tout point de la surface du sol.

V.2 Représentation du sol dans DART-EB

Dans DART-EB, le sol est simulé comme étant une superposition de cellules formant N couches avec $N_x \times N_y$ cellules pour chaque couche. N_x et N_y représentent le nombre de cellules selon l'axe x et y respectivement dans la scène DART. Chaque couche de sol j, $j \in [0, N]$, située à une profondeur z_j, $z_j \in [0, -Z_N]$, Z_N étant la profondeur du sol, est caractérisée par une texture spécifique définie par le pourcentage d'argile et de sable. Ainsi, z_0 correspond à la surface du sol, z_{-1} à la première couche de sol, etc. Le modèle de transfert radiatif DART donne pour chacune des $N_x \times N_y$ cellules de surface sol, la distribution spatiale du rayonnement net. De plus, DART-EB donne la température de surface pour chacune de ces N_x et N_y cellules de surface. Les équations de transfert de chaleur et de masse entre chaque couche sont appliquées à toutes les cellules dans le sol. Par contre, deux cellules situées sur la même couche fonctionnent de manière indépendante. De ce fait, la représentation des échanges dans le sol utilisée n'est pas tridimensionnelle car les échanges latéraux sont négligés. Cette approximation ne permet donc pas de travailler en conditions saturantes. Les échanges de chaleur sensible, latente et de conduction sont calculés pour chaque cellule de surface de sol.

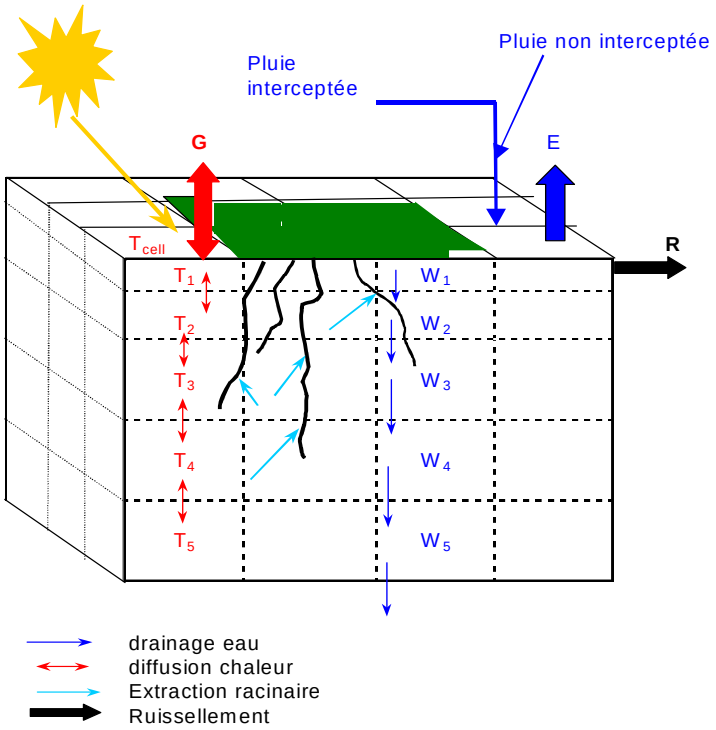


Figure V-1 ***Représentation du sol: discrétisation en N couches de Nx*Ny cellules. Ici, N=5, Nx=4, Ny=3***

V.3 Transferts de masse et de chaleur dans le sol dans DART-EB

La modélisation des transferts d'eau et de chaleur dans le sol s'inspire du modèle ISBA-DF (ISBA - explicit vertical DiFfusion model) où les diffusions d'eau et de chaleur sont représentées de manière explicite (Boone 2000, et Boone et al., 1999). Cette version du modèle ISBA est une version multicouche simplifiée des mécanismes de diffusion. Les transferts de chaleur et de masse sont partiellement découplés : les transferts verticaux sont reliés aux gradients thermiques et hydriques, seuls les coefficients thermiques dépendent du contenu en eau. Le sol est divisé en N couches.

Les équations générales de transfert de chaleur et d'eau dans le sol sont :

$$c_g \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial G}{\partial z} + \Phi \qquad \text{Eq. V-2}$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -\frac{\partial F}{\partial z} - \frac{\Phi}{L_f . \rho_w} - \frac{S_L}{\rho_w} \quad \text{pour } w_{fc} < w < w_{sat} \qquad \text{Eq. V-3}$$

Dans l'équation des transferts thermiques, c_g est la capacité thermique totale du sol ($J.m^{-3}.K^{-1}$), G est le flux de conduction dans le sol en $W.m^{-2}$, T la température du sol en K, Φ ($J.m^{-3}.s^{-1}$) est un terme source ou puits de chaleur associé aux changements de phase et z est la profondeur en m, positive vers le bas. Dans l'équation des transferts de masse, w ($m^{-3}.m^{-3}$) est le contenu en eau volumique total du sol (on suppose que l'eau ne se trouve que dans l'état liquide), F est le flux vertical d'eau (m/s), S un terme source ou puits de liquide (évapotranspiration, flux latéral) en $kg.m^{-3}.s^{-1}$, L_f est la chaleur latente de fusion ($3.337.10^5$ $J.kg^{-1}$) et ρ_w est la masse volumique de l'eau (kg. $.m^{-3}$). w_{sat} est le contenu en eau volumique à saturation ($m^{-3}.m^{-3}$).

V.3.1 Transferts de masse

Dans DART-EB, l'équation de transfert de masse est intégrée sur l'ensemble des couches j du sol, pour chaque cellule localisée en x,y,z_j :

$$\Delta z_j \frac{\partial w(x,y,z_j)}{\partial t} = F(x,y,z_{j-1}) - F(x,y,z_j) - \frac{\Delta z_j}{\rho_w}\left(S_L(x,y,z_j) + \frac{\Phi(x,y,z_j)}{L_f} \right) \qquad \text{Eq. V-4}$$

Les variations en x, y sont uniquement liées aux possibles variations horizontales de texture.

L'estimation de la diffusion de l'eau dans le sol est basée sur la loi de Darcy qui stipule qu'à un niveau z, le flux vertical de l'eau, F, est proportionnel au produit du gradient matriciel avec la conductivité hydraulique :

$$F = -k_{hyd} \frac{\partial}{\partial z}(\psi + z) - D_{v,\psi} \frac{\partial \psi}{\partial z} \qquad \text{Eq. V-5}$$

$$F = -\eta_{eff} \frac{\partial \psi}{\partial z} - k_{hyd} \qquad \text{Eq. V-6}$$

où ψ est le potentiel hydrique du sol (m), k_{hyd} la conductivité hydraulique d'eau liquide (m/s) et $D_{v,\psi}$ est la conductivité vapeur (m/s). $D_{v,\psi} \frac{\partial \psi}{\partial z}$ représente alors le flux d'eau vapeur dans le sol. $D_{v,\psi}$ peut être exprimé comme une fonction de la texture, du contenu en eau du sol et de la température. Enfin, $\eta_{eff} = D_{v,\psi} + k_{hyd}$ représente la conductivité hydraulique effective

L'expression du flux d'eau F au niveau z_j s'écrit:

$$F(x,y,z_j) = -\overline{\eta_{eff}(x,y,z_j)} \left[\frac{\left(\psi(x,y,z_j) - \psi(x,y,z_{j+1})\right)}{\Delta z_j} \right] - \overline{k_{hyd}(x,y,z_j)} \qquad \text{Eq. V-7}$$

où $\overline{\eta_{eff}(x,y,z_j)} = \overline{k_{hyd}(x,y,z_j)} + \overline{D_v(x,y,z_j)}$ avec $\overline{k_{hyd}(x,y,z_j)}$ et $\overline{D_v(x,y,z_j)}$ étant respectivement la conductivité liquide et vapeur à l'interface z_j. Ces conductivités sont obtenues en interpolant le potentiel matriciel en conditions homogènes ou hétérogènes. L'hétérogénéité du sol est décrite comme une série de tranches homogènes. L'utilisation du potentiel du sol est préférée au contenu volumique en eau car il est continu même pour un sol hétérogène.

Pour résoudre l'équation de transfert de masse, on suppose que les gradients du potentiel deviennent négligeables à la profondeur z_N. On a alors : $F_N = -k_{hyd,N}$.

Le terme source puits de l'eau du sol $S_L(x,y,z_j)$ est composé de pertes par évapotranspiration ou de gains par apports latéraux ou capillaire. Pour chaque couche j du sol, ce terme peut s'écrire :

$$S_L(x,y,z_j) = \frac{\phi_{tr}(x,y,z_j)E_{tr} + \delta_g(x,y,z_j)E_{g,l} - \phi_{xs}(x,y,z_j)X_s}{\Delta z_j} \qquad \text{Eq. V-8}$$

où :

- E_g= évaporation du sol qui est prélevée uniquement par la couche de surface
- E_{tr}=transpiration par la végétation qui est extraite au niveau des racines. Une fraction normalisée, γ_{rac}, de la densité racinaire est spécifiée dans chaque couche, à l'exception de la première trop mince pour avoir une racine. Des poids normalisés ξ_j sont ensuite définis pour chaque couche : $\xi_j = \frac{\gamma_{rac,j}.\Delta z_j}{\sum_{j=1}^{N}\gamma_j.\Delta z_j}$ avec $\sum_{j=1}^{N}\gamma_{rac,j} = 1$ et $\sum_{j=1}^{N}\xi_j = 1$. En l'absence de glace, le poids de la transpiration $\phi_{tr}(x,y,z_j)$ pour chaque couche de sol est calculé par : $\phi_{tr}(x,y,z_j) = \frac{\zeta_j.\frac{w(x,y,z_j)-w_{wilt}(x,y,z_j)}{w_{cc}(x,y,z_j)-w_{wilt}(x,y,z_j)}}{\sum_{j=1}^{N}\zeta_j.\frac{w(x,y,z_j)-w_{wilt}(x,y,z_j)}{w_{cc}(x,y,z_j)-w_{wilt}(x,y,z_j)}}$.

  $\delta_g(x,y,z_j)$ est égal à 1 pour la couche de surface et égal à 0 pour les autres.
- X_s est le flux entrant latéral, d'eau dans le sol. Il représente le terme d'excès. $\phi_{xs}(x,y,z_j)$ correspond au poids des transferts latéraux dans le sol. Ce terme de flux latéral n'est pas pris en compte pour le moment dans DART-EB.

La conductivité hydraulique et le potentiel hydrique sont reliés au contenu en eau volumique à partir des relations de Brooks et Corey (1966), discutées dans Clapp et Hornberger (1978) :

$$k_{hyd} = k_{sat}.S_w^{2b+3}$$
$$\psi = \psi_{sat}.S_w^b \qquad \text{Eq. V-9}$$

où b est la pente de la courbe de rétention de l'eau, k_{sat} (m.s-1) la conductivité hydraulique à saturation, Ψ_{sat} le potentiel hydrique à saturation et S_w le degré de saturation du sol :

$$S_w = \frac{w}{w_{sat}} \qquad \text{Eq. V-10}$$

La valeur des paramètres hydrauliques suivant : $k_{sat}, b, \Psi_{sat}, w_{sat}$ ont été estimés pour 11 classes de sol par Clapp et Hornberger (1978).

V.3.2 Transferts de chaleur

Les transferts diffusifs de chaleur dans le sol sont estimés à partir de la loi de Fourier. Le flux de chaleur dans le sol, G, est proportionnel au produit du gradient vertical de température et de la conductivité thermique du sol :

$$G = \lambda . \frac{\partial T}{\partial z} \qquad (\mathrm{W.m^{-2}}) \qquad \text{Eq. V-11}$$

Les échanges de chaleur par conduction entre le sol et l'atmosphère sont déterminés par le flux de chaleur dans le sol de la première couche de sol.

La température moyenne de chaque couche est obtenue par intégration de l'équation de transfert de chaleur :

$$\int_{-z_j}^{-z_{j-1}} c_g \frac{\partial T}{\partial t} dz = \int_{-z_j}^{z_{j-1}} \frac{\partial G}{\partial z} dz + \int_{-z_j}^{-z_{j-1}} \Phi dz \qquad \text{Eq. V-12}$$

En définissant T(x,y,j) comme la température moyenne exprimée au centre de chaque cellule de la couche j d'épaisseur $\Delta z_j = z_j - z_{j-1}$ et $j \in [1,N]$, il advient :

$$\Delta z_j . c_g (x, y, z_j) \frac{\partial T(x, y, z_j)}{\partial t} = G(x, y, z_{j-1}) - G(x, y, z_j) + \Delta z_j \Phi(x, y, z_j) \qquad \text{Eq. V-13}$$

Le flux de chaleur d'une couche de sol d'épaisseur Δz_j et de conductivité hydrique λ(x,y1j) s'exprime par :

$$G(x, y, z_j) = \lambda(x, y, z_j) . \frac{T(x, y, z_j) - T(x, y, z_{j+1})}{\Delta z_j} \qquad \text{Eq. V-14}$$

Pour résoudre le système d'équation, on prescrit un flux nul à une profondeur z_N suffisamment grande. En surface, on suppose que la température de la première couche du sol est égale à la température de surface. Cette hypothèse n'est valable que si l'épaisseur de la première couche de sol est suffisamment mince.

La capacité thermique c_g ($J.K^{-1}.m^{-3}$) et la conductivité thermique du sol λ ($W.\ K^{-1}.m^{-1}$) sont reliées au contenu en eau du sol et à sa texture à travers les expressions de McCumber et Pielke (1981) :

$$\begin{aligned} c_g &= (1 - w_{sat}).c_{soil} + w.c_w \\ \lambda &= 418.\exp[-\log_{10}(-\psi) - 4{,}7] \quad \lambda \geq 0{,}171 \end{aligned} \qquad \text{Eq. V-15}$$

où c_w et c_{soil} sont respectivement les capacités thermiques de l'eau et du sol sec et ψ est le potentiel hydraulique du sol (m)

Ainsi, le flux de conduction à la surface du sol, G(x,y,0), est calculé par :

$$G(x,y,0) = \lambda(x,y,z_{-1}).\frac{T(x,y,z_{-1}) - T(x,y,0)}{\Delta z_{-1}} \qquad (W.m^{-2}) \qquad \text{Eq. V-16}$$

$\lambda(x,y,z_{-1})$ est la conductivité thermique dans la première couche de sol ($J.K^{-1}.m^{-1}$), $T(x,y,z_{-1})$ est la température du sol (K) dans la cellule située juste en dessous de la cellule de surface, $T(x,y,0)$ est la température de la cellule de surface du sol (K) et Δz_{-1} est l'épaisseur de la première couche de sol (m).

V.4 Echanges de CO_2, de chaleur sensible et latente et entre le sol et l'atmosphère

Les échanges de carbone entre le sol et l'atmosphère se font par la respiration des micro-organismes du sol et des racines des arbres et plantes, par la dégradation de la matière organique du sol par les micro-organismes et aussi par d'autres phénomènes biotiques et abiotiques qui interviennent. Il existe des relations permettant de calculer chaque composante intervenant dans les échanges de carbone entre le sol et l'atmosphère. Une relation empirique quantifiant la respiration totale du sol est utilisée dans DART-EB. Cette relation très simple pourra être améliorée pour mieux évaluer les flux de carbone.

Toutes les relations existantes lient la respiration du sol avec sa température (méthode du Q_{10}). Cependant, l'humidité du sol affecte la dégradation de la matière organique. Ceci justifie l'emploie de relations qui prennent en compte à la fois la température et l'humidité du sol. Ici, il est utilisé la relation (Epron 1999) :

$$R_{soil} = a.w_s.\exp(b.T_{sol}) \qquad \text{en } \mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1} \qquad \text{Eq. V-17}$$

avec R_{soil}= respiration moyenne du sol en µmol $CO_2.m^2.s^{-1}$, T_{sol} = température moyenne du sol en °C à 10 cm de profondeur, w_s =contenu en eau volumique moyen du sol à 10 cm de profondeur en $m^3.m^{-3}$. *a* et *b* sont deux paramètres fonctions du type de végétation, fixés par défaut à a=1,13µmol $CO_2.m^2.s^{-1}$ et b=0,136

Les flux de chaleur sensible $H_{soil,cell}$ et latente $LE_{soil,cell}$ sont calculés à partir des relations gradient-diffusion pour chaque cellule de surface sol. Ces échanges de chaleur et d'eau entre la surface du sol et l'air au-dessus sont limités par une résistance aérodynamique fonction des caractéristiques de la turbulence près du sol. Une résistance supplémentaire est employée pour prévenir une évaporation du sol trop importante. Cette résistance dite de surface est présentée dans la partie suivante, de même pour la résistance aérodynamique.

$$H(x,y,0) = \rho.c_p.\frac{T(x,y,0) - T_a(1)}{r_{as}} \qquad (\text{W.m}^{-2}) \qquad \text{Eq. V-18}$$

$$LE(x,y,0) = \frac{\rho.c_p}{\gamma}.\frac{h_r(x,y,0).e^*(T(x,y,0)) - e(T_a(1))}{r_{soil} + r_{as}} \qquad (\text{W.m}^{-2}) \qquad \text{Eq. V-19}$$

avec $T(x,y,0)$ la température de la cellule de surface, $T_a(1)$ la température de l'air au-dessus du sol, $h_r(x,y,0)$ l'humidité relative de la cellule de surface, $e^*(T(x,y,0))$ la pression vapeur saturante à la température $T(x,y,0)$ et $e(T_{a,1})$ la pression vapeur à la température $T_a(1)$. L'humidité relative à la surface du sol est donnée par la relation de Noilhan et al. (1996):

$$h_r(x,y,0) = \begin{cases} \frac{1}{2}.\left(1 - \cos\left(\frac{\pi.w(x,y,-1)}{w_{fc}(x,y,-1)}\right)\right) & w(x,y,-1) < w_{fc}(x,y,-1) \\ 1 & w(x,y,-1) \geq w_{fc}(x,y,-1) \end{cases} \qquad \text{Eq. V-20}$$

avec $w_{fc}(x,y,-1)$ le contenu volumique en eau à la capacité au champs dans une cellule contenue dans la première couche (z=-1) ($m^3.m^{-3}$).

V.5 Résistance aux transferts sol-air

V.5.1 Résistance aérodynamique sol-air r_{as}

Les flux de chaleur sensible et latente du sol sont limités par une résistance aérodynamique, r_{as}, qui est une fonction de l'intensité de la turbulence près du sol. Cependant, au cours d'une

journée, il est commun d'observer au niveau du sol une situation de stabilité atmosphérique, c'est-à-dire que la température du sol est inférieure à la température de l'air (stratification thermique). Les échanges entre la surface du sol et l'air s'en trouvent limités. Cette stabilité atmosphérique se rencontre essentiellement dans les forêts, les couverts végétaux denses où le sol est peu exposé au soleil. Nous allons d'abord donner l'expression de r_{as} en conditions neutres, puis en conditions stables.

V.5.1.1 Conditions neutres

Dans les modèles monocouche ou bicouches, r_{as} est calculé comme l'intégrale de l'inverse de la diffusion turbulente $K_m(z)$ entre le sol et un certain niveau z_a dans la végétation (z_0+d pour certains, pour d'autres point de compensation des coefficients de diffusion turbulente dans la végétation (Sellers et al., 1996)) :

$$r_{as} = \int_{z_{sol}}^{z_a} \frac{1}{K_m(z)} dz \qquad \text{en s.m}^{-1} \qquad \text{Eq. V-21}$$

Dans les modèles multicouches, toutes les variables sont calculées par couche. r_{as} est alors calculée comme l'intégrale de l'inverse du coefficient de diffusion du sol jusqu'à la première couche située au-dessus du sol qui peut être de l'air (sol nu) ou de la végétation (herbe ou culture). Ainsi, selon Monteith et Unsworth (1990) :

$$r_{as} = \frac{[\ln(z / z_{os})]^2}{k^2 u} = \frac{\ln(z / z_{os})}{k.u*} \qquad \text{en s.m}^{-1} \qquad \text{Eq. V-22}$$

avec z = hauteur du premier niveau, z_{os}= hauteur de rugosité du sol et u= vitesse du vent au niveau z.

Dans DART-EB, la vitesse du vent se calcule par couche. C'est donc la relation de Monteith et Unsworth (1990) qui est utilisée.

V.5.1.2 Conditions stables

Il existe deux principales méthodes pour paramétrer la résistance entre le sol et l'air en conditions stables. La première utilise la théorie de similarité de Monin-Obukhov. Elle implique une itération sur le flux de chaleur sensible. Son emploi dans DART-EB impliquerait une augmentation du nombre d'itérations sur les températures des éléments de la scène étudiée et donc une augmentation des temps de calcul ainsi qu'une instabilité probable

du modèle. L'autre méthode qui n'implique aucune itération sur le flux de chaleur sensible repose sur l'utilisation du nombre de Richardson. Cette méthode plus simple et plus facile à mettre en œuvre a été retenue. Il existe plusieurs relations empiriques pour exprimer r_{as} en fonction de la stabilité de l'air via le nombre de Richardson (Daamend et Simmonds, 1996; Louis, 1979). Nous avons choisi la relation proposée par Daamend et Simmonds qui s'inspire du travail de Monteith et qui est utilisée dans le modèle CANOAK développé par Baldocchi et al. (2000).

Le nombre de Richardson est défini par :

$$Ri = \frac{g.z(\theta_a - \theta_s)}{T_a.u^2} \qquad (s.m^{-1}) \qquad \text{Eq. V-23}$$

θ_s = température potentielle de la surface (K), θ_a= température potentielle de l'air (K), g= accélération due à la gravité, T_a= température de l'air, u = vitesse du vent à la hauteur z.

Dans leur modèle de bilan d'énergie SWEAT (soil water, energy and transpiration model), Daamen et Simmonds (1996) définissent la résistance aérodynamique R_{ac} entre la surface et le niveau de référence en fonction de la stratification thermique par :

$$r_{as} = \frac{\left(\ln\left((z_{ref} - d)/z_0\right)\right)^2}{k^2 u_{ref}}.(1+\delta)^{\eta} \qquad (s.m^{-1}) \qquad \text{Eq. V-24}$$

avec d= hauteur de déplacement (0 pour un sol nu) et z_0 = longueur de rugosité de la surface. Le terme sans dimension δ est donné par la relation : $\delta = \frac{5.g.z(T_s - T_a)}{T_a u^2}$ avec T_{surf} = température de la surface et T_a= température de l'air, g= accélération due à la gravité.

η est un coefficient empirique égal à -0.75 quand $\delta > 0$ et égal à -2 quand $\delta < 0$.

Les couverts forestiers étant les plus exposés aux problèmes de stabilité thermique près du sol, Baldocchi (2000) suggère de prendre en compte la stratification thermique lors du calcul de la résistance aérodynamique du sol. Il utilise la méthode de Daamen et Simmonds (1996) appliquée à un couvert forestier, aux échanges entre le sol et l'atmosphère et à un modèle multicouches :

$$r_{as} = \frac{\left(ln(z/z_0\right)^2}{k^2 u}.(1+\delta)^{\eta} \qquad (s.m^{-1}) \qquad \text{Eq. V-25}$$

avec z = hauteur de la couche du modèle la plus basse et u= la vitesse du vent correspondant au niveau z.

Pour récapituler, DART-EB travaille en condition neutre et stable (i.e. stratification thermique). Il calcule la résistance aérodynamique entre le sol et la première couche d'air d'altitude z avec :

- dans le cas neutre : $r_{as} = \frac{[\ln(z/z_{os})]^2}{k^2 u} = \frac{\ln(z/z_{os})}{k.u*}$ Eq. V-26

- dans le cas stable : $r_{as} = \frac{\left(ln(z/z_0\right)^2}{k^2 u}.(1+\delta)^{\eta}$ Eq. V-27

V.5.2 Résistance de surface r_{soil}

Parce que le gradient de pression vapeur dans le sol varie énormément près de la surface, une résistance de surface est utilisée pour relier la pression vapeur de la surface avec le contenu en eau moyen des couches supérieures du sol (Sellers et al, 1986). Cette résistance ne limite donc que l'évaporation du sol. Elle prévient d'une évaporation du sol excessive et est à considérer quand la pression vapeur saturante à la température du sol $e*(T_{sol})$ est supérieure à la pression vapeur de l'air. Cet artefact est largement utilisé à l'échelle de la parcelle et dans le cas de couverts épars.

La résistance de surface étant artificielle, les paramétrisations sont toutes empiriques. Elles font intervenir deux variables : le contenu en eau volumique du sol à saturation w_{sat} et le contenu en eau volumique du sol dans la première couche w_1. Il existe plusieurs expressions de cette résistance dans la littérature :

- Relation linéaire de Camillo et Gurney (1986), utilisée par Baldocchi (2000) dans le modèle multicouches CANOAK :

$$r_{soil} = 4104.(w_{sat} - w_1) - 805 \qquad (s.m^{-1}) \qquad \text{Eq. V-28}$$

Avec cette paramétrisation, la résistance de surface peut être négative, surtout si le sol est proche de la saturation après une irrigation par exemple. Il serait certainement judicieux d'imposer une résistance de surface nulle quand le premier terme de l'expression est inférieur à 805.

- Relation puissance de Shu Fen Sun (1982), utilisée par Sellers dans le modèle SiB (1986) :

$$r_{soil} = d_1 + d_2 (\frac{w_1}{w_{sat}})^{d_3} \qquad (\mathrm{s.m^{-1}}) \qquad \text{Eq. V-29}$$

avec d_1, d_2, d_3 = constantes empiriques. Dans le modèle de Shu Fen Sun, $d_1=33,5$, $d_2=3,5$, $d_3=-2,3$. Dans Sellers et al (1989), $d_1=30$, $d_2=3,5$, $d_3=2$. L'humidité du sol est celle de la première couche d'épaisseur 0.02m.

- Relation puissance de Berliner (1989), utilisée par Qin en 2002 pour un modèle complet de simulation de flux de chaleur sensible et de température de surface pour un sol nu :

$$r_{soil} = 100.\left(0,413\,\frac{w_{sat}}{w_1}\right)^{1.5} \quad (\mathrm{s.m^{-1}}) \qquad \text{Eq. V-30}$$

Cette relation est inspiré de celle de Camillo et Gurney de 1986. Les coefficients 100, 0.413 et 1.5 sont fonction du site d'étude.

- Relation exponentielle de Sellers 1992, utilisée dans le modèle SiB_2 (Sellers et al. 1996) et par Gu et al. (1999) dans un modèle multicouches :

$$r_{soil} = \exp(8,206 - 4,255.\frac{w_1}{w_{sat}}) \quad (\mathrm{s.m^{-1}}) \qquad \text{Eq. V-31}$$

En fait, les coefficients de cette expression sont adaptés aux données issues d'un site de mesures de flux de l'expérience FIFE.

L'ensemble de ces paramétrisations a été introduit dans le modèle. Selon le site d'étude, l'opérateur choisit la relation voulue et peut changer les coefficients. Par défaut, l'expression de Camillo et Gurney est utilisée.

V.6 Bilan d'énergie au sol

Le rayonnement net pour chaque cellule de surface du sol est déterminé par le modèle DART. L'ensemble des équations présentées dans ce chapitre permet des déterminer les échanges d'eau et de chaleur entre le sol et l'atmosphère (i.e. le flux de chaleur latente et le flux de chaleur sensible) et le flux de conduction dans le sol.

Une inconnue reste : la température de chacune de ces cellules de surface du sol. Leur température est ajustée de manière à que les flux vérifient l'équation du bilan d'énergie. Pour chaque cellule de surface de sol :

$$Rn(x,y,0) - G(x,y,0) = LE(x,y,0) + H(x,y,0) \qquad \text{Eq. V-32}$$

VI.
Algorithme ; paramètres d'entrée et de sortie ; test de stabilité de DART-EB

VI Algorithme ; paramètres d'entrée et de sortie ; test de stabilité de DART-EB

Après avoir décrit les différents modules du modèle DART-EB, ce chapitre présente sa structure (i.e. algorithme, paramètres d'entrée et de sortie) et enfin des études de stabilité du modèle. Dans un premier temps, l'algorithme de DART-EB est détaillé. L'inconnue principale du modèle est la répartition 3D des températures des feuilles et du sol. Celle-ci doit vérifier en tout point de l'espace l'équation du bilan d'énergie. Ensuite l'ensemble des paramètres d'entrée nécessaires au fonctionnement de DART-EB est explicité ainsi que les sorties. Enfin, la dernière partie montre un test de bon fonctionnement du modèle avant de présenter dans le chapitre suivant ses résultats comparés à des mesures terrain. Cette étude utilise une maquette réelle représentant une friche située au Fauga, près de Toulouse, avec des données d'entrée connues.

VI.1 Algorithme

Le modèle DART-EB repose sur l'hypothèse que le bilan d'énergie doit être vérifié en tout point de la scène. Pour ce faire, une approche itérative est utilisée. Une première itération détermine les scalaires de l'air. Elle est elle-même incluse dans une seconde qui calcule les températures des cellules de type feuille et sol.

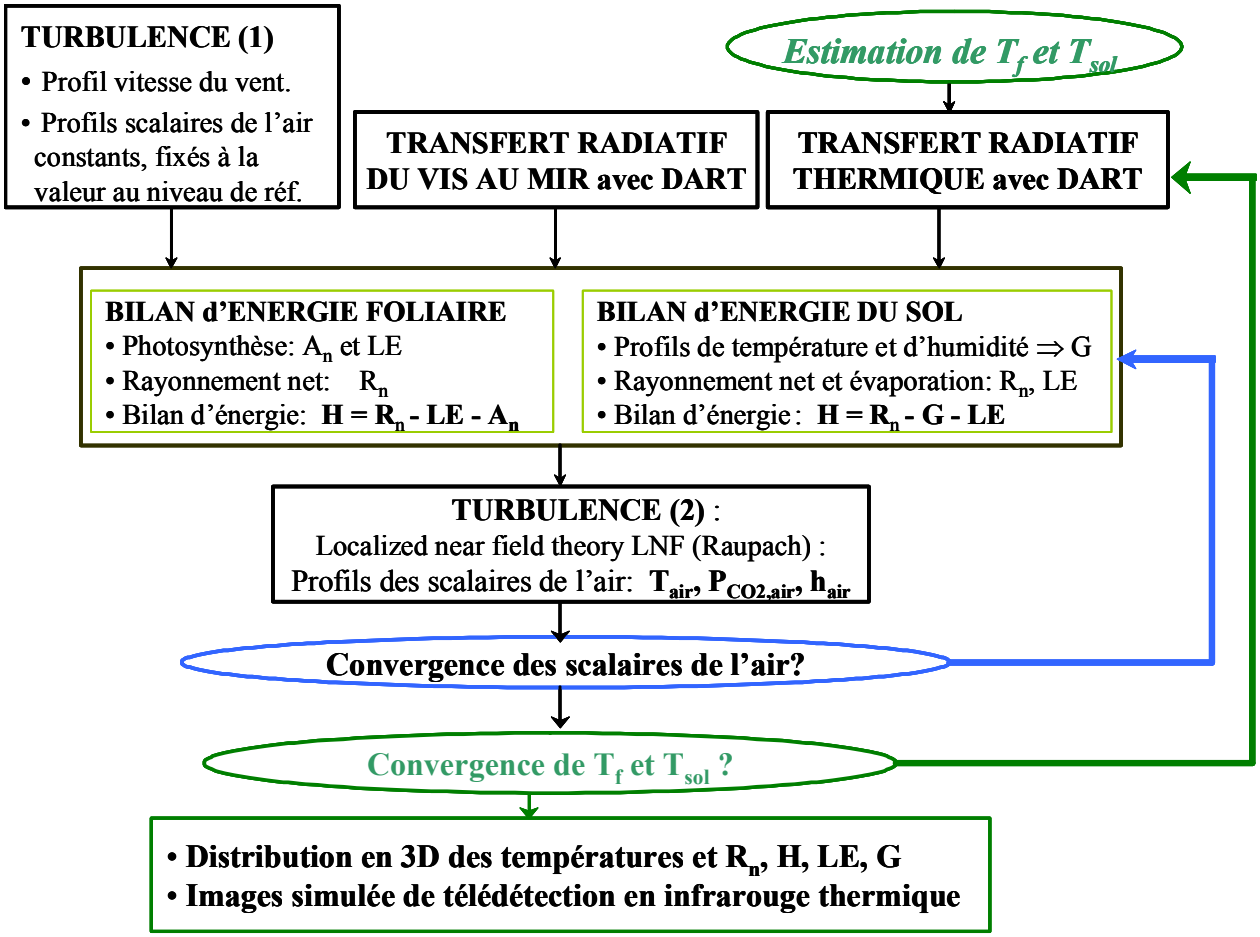


Figure VI-1. Algorithme de DART-EB.

Le modèle lit d'abord toutes les données d'entrée contenues dans un fichier : nombre d'espèces, taille de la maquette, etc. Ensuite, il lance tous les modules indépendants de la température des feuilles et du sol ainsi que des scalaires de l'air :

- bilan radiatif courtes longueurs d'onde. Le modèle DART en mode (R) mono-spectral calcule la fraction de rayonnement absorbé pour chaque cellule dans chaque bande spectrale considérée (cf. parties II.2.1et II.5).

- turbulence 1. Le profil de vent dans et au-dessus du couvert (cf. partie 0) ainsi que la matrice de dispersion (cf. partie III.2.2.3) sont calculés. Les concentrations des scalaires de l'air (température, humidité, pression CO_2) sont initialisées à leur valeur au niveau de référence.

Une fois ces calculs préliminaires effectués, l'itération sur les températures des feuilles et du sol commence. Lors de la première itération, ces températures sont fixées à une valeur

quelconque. Par défaut, la température des cellules du sol est fixée à 288 K et celle des feuilles à 290 K. Ces valeurs ne peuvent avoir un impact que sur les temps de calcul mais pas sur les températures d'équilibre calculées. Lors des itérations suivantes, les températures utilisées sont celles du pas de temps précédent.

Au début de chaque itération de la boucle sur les températures "feuille+sol", le modèle DART (mode T) mono-spectral fournit le bilan radiatif thermique (cf. partie II.2.2 et II.6). Le rayonnement net, $R_n(x,y,z)$, est calculé pour toute cellule de la scène (cf. Eq II-11).

Au sein de cette boucle sur les températures du sol et des feuilles, une deuxième boucle itère sur les scalaires de l'air à partir des estimations des profils de température, d'humidité et de pression en CO_2. Elle calcule en tout point les échanges entre le sol, la végétation et l'atmosphère :

- Bilan d'énergie foliaire. L'assimilation de carbone, $A_n(x,y,z)$ (cf. Eq. IV-2 et partie IV.3.1), et les conductances foliaires, $g_s(x,y,z)$ (cf. Eq. IV-26) et $g_{bf}(x,y,z)$ (cf. Eq.IV-29-30-31), sont déterminées pour chaque cellule de type feuille. On en déduit le flux de chaleur latente, LE(x,y,z) (cf. Eq. IV-3), et le flux de chaleur sensible, H(x,y,z), à partir de la relation de gradient-diffusion (cf. Eq.IV-5).

- Bilan d'énergie du sol. Les flux du sol sont calculés. De plus, les flux de conduction, G(x,y,0) (Eq. V-16), d'évaporation, LE(x,y,0) (Eq. V-19), et de chaleur sensible, H(x,y,0) (Eq.V-18), ainsi que les profils de chaleur et d'eau dans chaque colonne de sol sont estimés ((Eq.V-3).

- Turbulence (2). Une fois les flux d'eau, de chaleur et de carbone estimés, le modèle LNF détermine les profils de concentration des scalaires (Eq. III-18) à partir des sources et de la matrice de dispersion calculés précédemment. Ces profils de concentration sont alors comparés à ceux utilisés en entrée de la boucle. S'ils diffèrent en tout point de moins de 0.1 %, le modèle passe à l'itération suivante de la boucle sur les températures "feuille+sol". Sinon, une nouvelle itération sur les scalaires démarre en utilisant en entrée les profils des concentrations calculés avec le modèle LNF.

La boucle sur les températures teste si le bilan d'énergie est vérifié dans toutes les cellules. Pour ce faire, il calcule la température qui permet de vérifier le bilan d'énergie :

pour les cellules feuille: $T(x,y,z) = T_a(z) - \dfrac{R_n(x,y,0) - LE(x,y,0) - A_n(x,y,0)}{2.\rho_{air}.c_p.g_{b,h}(x,y,z)}$,

pour les cellules sol: $T(x,y,0) = T_a(1) - \dfrac{R_n(x,y,0) - LE(x,y,0) - G(x,y,0)}{\rho_{air}.c_p.g_{b,h}(x,y,0)}$,

Le flux de chaleur latente est fonction de la température de la cellule, T(x,y,z). Par suite, il est représenté par une expression linéaire selon T(x,y,z). En revanche, le rayonnement net n'est pas linéarisé selon T(x,y,z) car il est supposé indépendant de T(x,y,z). Cette hypothèse se justifie par le fait que la contribution des grandes longueurs d'onde au rayonnement net est bien moindre comparée à celle des courtes longueurs d'onde et que, de ce fait, une petite variation de température affecte peu la valeur du rayonnement net.

Les températures, T(x,y,z), ainsi calculées sont alors comparées aux températures données en entrée de la boucle. Si leur écart relatif moyen en chaque cellule est supérieur à 0.1%, alors une nouvelle itération commence avec en entrée, les températures qui vérifient le bilan d'énergie. Sinon, les températures données en entrée permettent à l'ensemble des flux de vérifier le bilan d'énergie à l'instant donné. Le modèle peut alors passer au pas de temps suivant.

Finalement, toutes les données de sortie de DART-EB (cf. paragraphe suivant) sont écrites dans des fichiers. Ces dernières sont ensuite traitées avec des programmes développés avec le logiciel MATLAB pour donner les cartographies des températures et des flux, pour comparer les simulations aux mesures et les restituer sous forme de graphiques et de statistiques.

L'ensemble de cette procédure est répété pour chaque pas de temps. Le nombre d'itérations nécessaires est environ 4 pour la convergence des scalaires et environ 3 à 4 pour la convergence des températures des cellules. Les temps de calcul sont fonction de la taille de la maquette, du nombre de cellules contenant des feuilles et du nombre de pas de temps. Une indication générale des temps de calcul est donnée pour les simulations présentées dans le chapitre suivant.

VI.2 Paramètres d'entrée et de sortie du modèle DART-EB

VI.2.1 Paramètres d'entrée

Tous les paramètres d'entrée du modèle DART-EB sont récapitulés dans le Tableau VI-1 avec indication de leur nom, de leur notation, de leur unité et du module où ils sont utilisés.

Les paramètres d'entrée du modèle de transfert radiatif DART sont stockés dans des fichiers et sont définis par l'interface interactive de DART. Ils servent pour tout ou partie de paramètre d'entrée des différents modules du modèle DART-EB. Les autres paramètres utilisés par les modules non radiatifs (modules de turbulence, de fonctionnement du sol et des feuilles) sont stockés dans 2 fichiers: 1/ un fichier qui contient tous les paramètres qui varient au pas de temps horaire du modèle (30 minutes) ; et 2/ un fichier qui indique le nombre d'espèces et leur type ainsi que le chemin d'accès aux dossiers où se trouvent les sorties du modèle DART et la hauteur de référence des mesures micrométéorologiques (cf. Annexe 2 pour des exemples de fichiers). Les paramètres liés à la texture du sol sont à modifier directement dans le programme. Une fonction du modèle DART-EB affecte l'ensemble des constantes liées au modèle de photosynthèse à partir du type d'espèce végétale.

Caractéristiques du site

Paramètres d'entrée	Notation	Unité	Module
Hauteur de référence	z_{ref}	m	Turbulence
Hauteur du couvert	Z_2	m	Turbulence, Feuille
Latitude, Longitude	lat, long	degrés	Spitters
jour julien	jj	-	
heure TU	h_{tu}	h décimal	
nombre d'espèces végétales	n_{esp}	-	Feuilles, DART-maket
type d'espèce végétale	$type_{esp}$	-	
Indice foliaire de chaque espèce	LAI	$m^2.m^{-2}$	Feuilles, DART-maket
Dimensions de la scène et des cellules, Architecture du paysage : position (x,y) de tout arbre et de tout plot. Type, hauteur largeur de houppier Hauteur, largeur des troncs si arbre. Hauteur d'un plot.		m	DART-maket, Feuilles, Sol, Turbulence

Propriétés radiatives

Paramètres d'entrée	Notation	Unité	Module
Configuration solaire	θ_s, φ_s	°, °	DART-Direction
Rayonnement incident global	R_g	$W.m^{-2}$	DART
Rayonnement atmosphérique (donné en température ou puissance)	R_a	K ou $W.m^{-2}$	DART
Propriétés optiques spectrales - Réflectance (feuille, tronc, eau, sol) - Transmittance (feuille) - Emittance	 ρ τ ε	 - - -	DART-Phase
Distribution angulaire foliaire	LAD	-	DART-Phase
Pourcentages de rayonnement global dans : - le VIS - le PIR - le MIR	 α_{VIS} α_{PIR} α_{MIR}	 - - -	DART-EB puis DART-Diection

Mesures au niveau de référence

Paramètres d'entrée	Notation	Unité	Module
Humidité relative ou spécifique de l'air	$q_a(z_{ref})$	$kg.kg^{-1}$	Turbulence
Pression atmosphérique	P_{atm}	Pa	Turbulence, Feuilles
Concentration en CO_2	$C_a(z_{ref})$	ppm ou Pa	Turbulence
Vitesse du vent	u_{ref}	$m.s^{-1}$	Turbulence
Température de l'air	$T_a(z_{ref})$	K	Turbulence

Propriétés physiologiques des espèces

Paramètres d'entrée	Notation	Unité	Module
Type de plante (C3 et C4)	$type_c$	-	Feuilles
Activité carboxylasique potentielle maximale	V_{max0}	$\mu mol.m^{-2}.s^{-1}$	Feuilles
Efficience quantique d'assimilation du CO_2	ε		Feuilles
Pente de la droite gs=f(An)	m		Feuilles
Résistance stomatique minimum	b	$\mu mol.m^{-2}.s^{-1}$	Feuilles
Paramètres de limitation de la photosynthèse par la température (sont fonction de l'espèce)	s_1, s_2, s_3, s_4	-	Feuilles
Facteur respiration	f_{resp}	-	Feuilles
Transitions entre les facteurs limitants de la photosynthèse	α β	- -	Feuilles

Propriétés hydrologiques du sol

Paramètres d'entrée	Notation	Unité	Module
Nombre de couches dans le sol	N	-	Sol

Epaisseur de chaque couche	z_n	m	Sol, Feuilles
Distribution des racines	f_{root}	-	Sol, Feuilles
Température initiale pour chaque cellule dans le sol	$T_{sol,init}$	K	Sol
Teneur en eau initiale pour chaque cellule dans le sol	$w_{sol,init}$	$m^3.m^{-3}$	Sol

si propriétés hydrologiques non connues :

Teneur en argile et en sable du sol pour chaque couche ou type de sol pour chaque couche	f_{clay} f_{sand} z_{class}	- -	Sol

si propriétés hydrologiques connues :

Teneur en eau du sol à saturation	w_{sat}	$m^3.m^{-3}$	Sol
Teneur en eau du sol à la capacité au champ	w_{cc}	$m^3.m^{-3}$	Sol
Teneur en eau du sol au point de flétrissement permanent	w_{pfp}	$m^3.m^{-3}$	Sol
Capacité thermique du sol sec	c_{soil}	$J.K^{-1}.m^{-3}$	Sol
Capacité thermique de l'eau	c_w	$J.K^{-1}.m^{-3}$	Sol
Conductivité hydraulique à saturation	k_{sat}	$m.s^{-1}$	Sol
Potentiel hydrique à saturation	Ψ_{sat}	m	Sol
Paramètre b (pour potentiel hydrique et conductivité hydraulique)	b	-	Sol

Propriétés aérodynamiques

Paramètres d'entrée	**Notation**	**Unité**	**Module**
Largeur et longueur caractéristique des feuilles pour chaque espèce	L_f, l_f	m	Turbulence, Feuilles
Longueur de rugosité du sol	z_{os}	m	

Constantes

	Notation	**Unité**
Masse volumique air	ρ_{air}	$kg.m^{-3}$
Chaleur latente de vaporisation	L	$J.kg^{-1}$
Chaleur massique	c_p	$J.kg^{-1}.K^{-1}$
Concentration en O_2	P_{O2}	Pa
Constante des gaz parfaits	R	$J.mol^{-1}.K^{-1}$
Constante de gravité	g	$m.s^{-2}$
Constante de von Karman	k	-

Tableau VI-1 Paramètres d'entrée du modèle DART-EB avec indication de leur notation, unité et module d'utilisation. La partie "Dimensions de la scène et des cellules, caractéristiques architecturales du paysage étudié" n'est pas détaillée. Elle se trouve dans le fichier d'entrée du modèle DART présenté en Annexe 1.

Les propriétés physiologiques des feuilles et celles liées à la texture du sol sont souvent non connues ou non mesurées. Pour palier à leur éventuelle méconnaissance, l'opérateur peut entrer des valeurs types qui font référence à une table (cf.Tableau VI-2 et Tableau VI-4).

Pour les propriétés physiologiques et optiques des feuilles, les données de Sellers et al. (1996) ont été reprises. L'ensemble de la végétation terrestre a été divisé en 9 biomes ayant des caractéristiques physiologiques et optiques communes. Le Tableau VI-2 énumère ces biomes. Le Tableau VI-3 donne la plupart des paramètres physiologiques et optiques des feuilles en fonction du biome considéré.

Biome	Définition
1	Arbre à feuilles persistantes
2	Arbre décidus à feuilles
3	Arbre à aiguilles et à feuilles
4	Arbre à aiguilles persistantes
5	Arbre décidus à aiguilles
6	Plantes en C_4
7	Arbuste avec sol nu
8	Arbuste ou petit arbre
9	Agriculture ou prairies C_3

Tableau VI-2. Définition des 9 types de biome.

			Type de Biome								
Paramètres	Définition	unité	1	2	3	4	5	6	7	8	9
e	épaisseur des feuilles	m	0.05	0.08	0.04	0.001	0.001	0.01	0.003	0.01	0.01
l_f	longueur des feuilles	m	0.1	0.15	0.1	0.055	0.04	0.3	0.03	0.01	0.01
ρ_{vis}	réflectance des feuilles visible	-	0.1	0.1	0.07	0.07	0.07	0.105	0.1	0.105	0.105
ρ_{PIR}	réflectance des feuilles proche IR	-	0.45	0.45	0.4	0.35	0.35	0.58	0.45	0.58	0.58
τ_{vis}	transmittance des feuilles visible	-	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.07	0.05	0.07	0.07
τ_{PIR}	transmittance des feuilles proche IR	-	0.25	0.25	0.15	0.1	0.1	0.25	0.25	0.25	0.25
V_{max0}	capacité catalytique maximum Rubisco	$\mu mol.m^{-2}.s^{-1}$	100	100	80	60	100	30	60	60	100
ε	efficience quantique	$mol.mol^{-1}$	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.05	0.08	0.08	0.08
m	pente de l'équation de Ball et berry	-	9	9	9	9	9	4	9	9	9
b	conductance stomatique minimum	$mol.m^{-2}.s^{-1}$	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01
	coefficient couplage photosynthèse	-	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.8	0.98	0.98	0.98
s_2	facteur des stress aux hautes températures	K	313	311	307	303	303	313	313	303	308
s_4	facteur de stress aux basses températures	K	288	283	281	278	278	288	283	278	281
f_{resp}	facteur de respiration foliaire	-	0.015	0.015	0.015	0.015	0.015	0.025	0.015	0.015	0.015

Tableau VI-3. Propriétés optiques et physiologiques des 9 types de biome.

De même, pour remédier au cas où la texture du sol n'est pas connue avec exactitude car non mesurée, une base de données issue du modèle ISBA-DF a été intégrée dans DART-EB. Elle donne la teneur en argile et en sable à partir d'un type de sol, ce qui permet de calculer les principales propriétés hydriques. Les différents types de sol possible pour chaque horizon sont récapitulés dans le Tableau VI-4.

Type de sol	Teneur en sable	Teneur en argile
Sableux	0,92	0,03
Terreau sableux	0,82	0,06
Sableux terreau	0,58	0,09
Limoneux terreau	0,17	0,14
Limoneux	0,43	0,19
Sablo argileux terreau	0,58	0,28
Limono argileux terreau	0,1	0,34
Argilo terreau	0,32	0,34
Sablo-argileux	0,52	0,43
Limono-argileux	0,06	0,49
Argileux	0,22	0,63

Tableau VI-4. Différents types de sol et teneurs en sable et en argile associées.

VI.2.2 Données de sortie

DART-EB fournit deux types de données de sortie : des données indépendantes du temps et des données dépendantes du temps. Les sorties du modèle DART ont été détaillées dans le chapitre 2 et ne sont pas reprises ici.

- Sorties indépendantes du temps :

- profil vertical, LAI(z), et distribution 3-D du LAI, LAI(x,y,z),

- rayonnement moyen absorbé par le couvert en 3D,

- récapitulatif des caractéristiques du sol (épaisseur des couches, fraction racinaire, contenu en eau à saturation, à la capacité au champ, au point de flétrissement, texture du sol...). Elles sont regroupées dans un seul fichier.

Les données de sortie décrivant le LAI et le sol résultent du seul échantillonnage spatial de la maquette du paysage simulé.

- Sorties variant avec le temps :

Elles sont écrites dans des fichiers stockés dans un même dossier. Ces derniers donnent pour chaque pas de temps:

- distribution 3D : températures (feuilles et sol), flux (R_n, LE, A_n, H, G, respiration, assimilation brute), f_{APAR}, résistances des feuilles, pression interne des feuilles en CO_2, humidité de surface des feuilles,

- profils verticaux moyens : scalaires de l'air (température, humidité, pression en CO_2), température des feuilles et du sol, flux, rayonnement absorbé pour chaque intervalle spectral, rayonnement thermique émis, vitesse du vent, coefficients de diffusion turbulente, résistances des feuilles, pression interne des feuilles en CO_2, et humidité de surface des feuilles,

- pour chaque couche de sol : température du sol, contenu en eau du sol et facteur de stress hydrique du sol qui est utilisé dans le modèle de photosynthèse,

- valeur intégrée sur l'ensemble du couvert : flux (Rn, LE, An, H, G), température moyenne du couvert.

Ces sorties sont directement exploitables par des traitements informatiques (e.g. MATLAB). pour représenter graphiquement l'évolution des flux, comparer les simulations aux mesures, et analyser la distribution verticale et horizontale des flux et des températures.

VI.3 Tests du modèle DART-EB : application à la friche du Fauga, près de Toulouse

Cette partie s'intéresse à la stabilité du modèle DART-EB en répondant à la question suivante: en injectant en entrée une répartition quelconque de la température des feuilles et du sol, les températures vérifiant le bilan d'énergie en tout point de l'espace sont elles les mêmes? Pour y

répondre, une maquette réelle du site du Fauga a été utilisée. Le premier paragraphe présente le site d'étude et le deuxième, les tests de stabilité du modèle.

VI.3.1 Présentation du site du Fauga

La maquette utilisée représente une parcelle de10x10m^2, située au sein d'une friche de 150x200m^2 (Figure VI-2). Cette parcelle se situe sur la commune du Fauga, à environ 35 Km au sud-ouest de Toulouse sur un site protégé, géré par l'ONERA (Office National d'Etudes et de Recherches Aérospatiales). Elle se caractérise par une hétérogénéité de structure très nette : les arbres présentent des classes très variées de hauteurs (de 0,1 à 5,5m) et de diamètres (de 0,2 à 4,5cm) et la strate herbacée est bien développée. Elle est constituée majoritairement par des frênes communs (*Fraxinus excelsior)*.

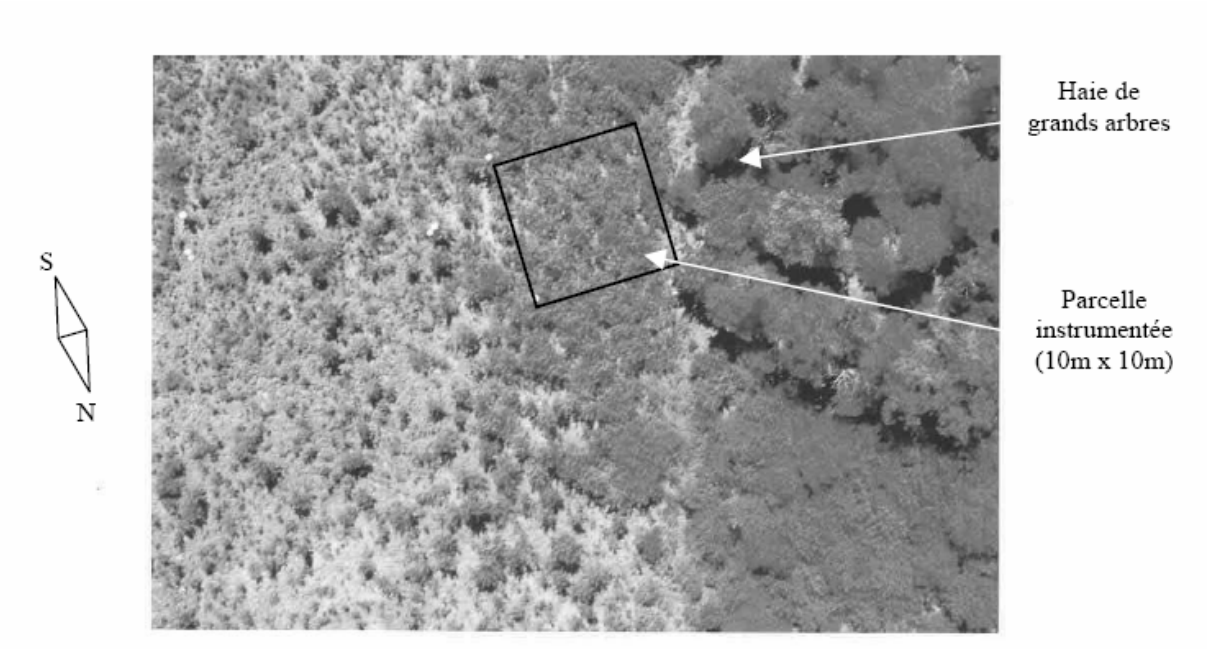


Figure VI-2. Photo aérienne de la friche du Fauga prise le 19 juillet 2000. Zoom sur la parcelle étudiée.

Cette friche a été instrumentée pour étudier les échanges radiatifs au sein d'un couvert végétal et notamment pour analyser l'impact des conditions atmosphériques et des hétérogénéités de structure sur les échanges radiatifs simulés au sein d'un couvert végétal par DART (Duthoit, 2002). Deux types de mesures ont été effectués sur la parcelle : des mesures de rayonnement et des mesures de surface foliaire via le PAI (Plant Area Index).

L'inventaire de la parcelle a été effectué au printemps 2000. Chaque arbre a été numéroté, étiqueté, sa position a été relevée et ses caractéristiques allométriques ont été mesurées : hauteur totale, insertion de la première branche, largeur et profondeur du houppier, DBH (diamètre du tronc à 1,30m). De cet inventaire, un fichier donnant la position et les caractéristiques structurales des 331 arbres constituants la parcelle a été créé par Sylvie Duthoit. Ce fichier a permis de construire la maquette utilisée par le modèle DART-EB. (cf. Figure VI-3). Le LAI de la parcelle est de 2.

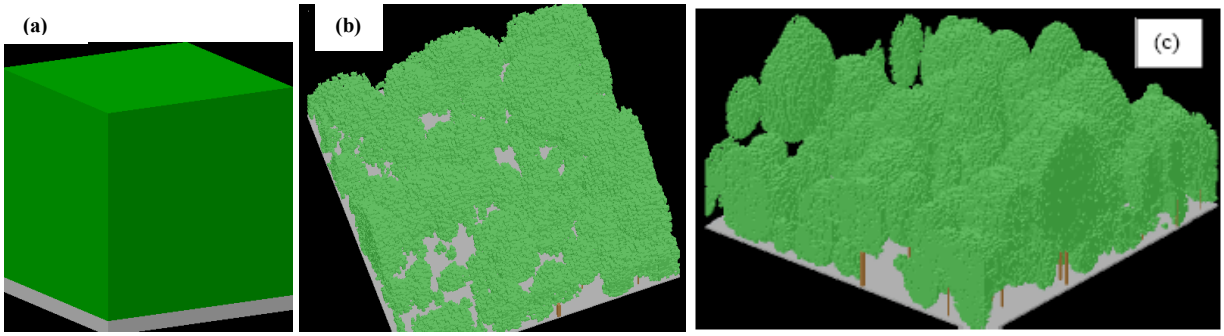


Figure VI-3 Représentation schématique du site du Fauga : (a) représentation homogène du site, (b) représentation 3D avec des cellules de 10 cm et (c) représentation 3D avec des cellules de 8 cm.

Le tableau suivant récapitule les propriétés optiques mesurées sur le terrain :

		PAR	PIR	MIR	TIR
CANOPEE	ρ	0,10	0,45	0,25	0,03
	τ	0,10	0,45	0,25	0
	ε	0	0	0	0,97
SOL	ρ	0,15	0,25	0,35	0,06
	τ	0	0	0	0
	ε	0	0	0	0,94

Tableau VI-5. Propriétés optiques du sol et des feuilles mesurées.

VI.3.2 Stabilité du modèle

L'inconnue principale du modèle DART-EB est la température des feuilles et du sol pour chaque cellule. C'est une variable non mesurable. En entrée du modèle, elle est initialisée à la température de l'air. Si le modèle est stable, quelle que soit la température d'entrée donnée, le modèle doit converger vers la même température pour toutes les cellules.

Pour ce faire, une étude a été réalisée sur la maquette du Fauga. Deux simulations avec DART-EB ont été réalisées : l'une avec une température des feuilles fixée à 291.9K qui correspond à la température de l'air, l'autre avec une température des feuilles égale à 300K.

Il est à noter que l'itération qui gère la convergence de la température foliaire donne une précision de température au 1/10ème de Kelvin.

Le graphique suivant représente la température moyenne des feuilles par tranche de 50cm obtenue après convergence de DART-EB, avec une température initiale uniforme égale à 291,9K (en bleu) et à 300K (en pourpre).

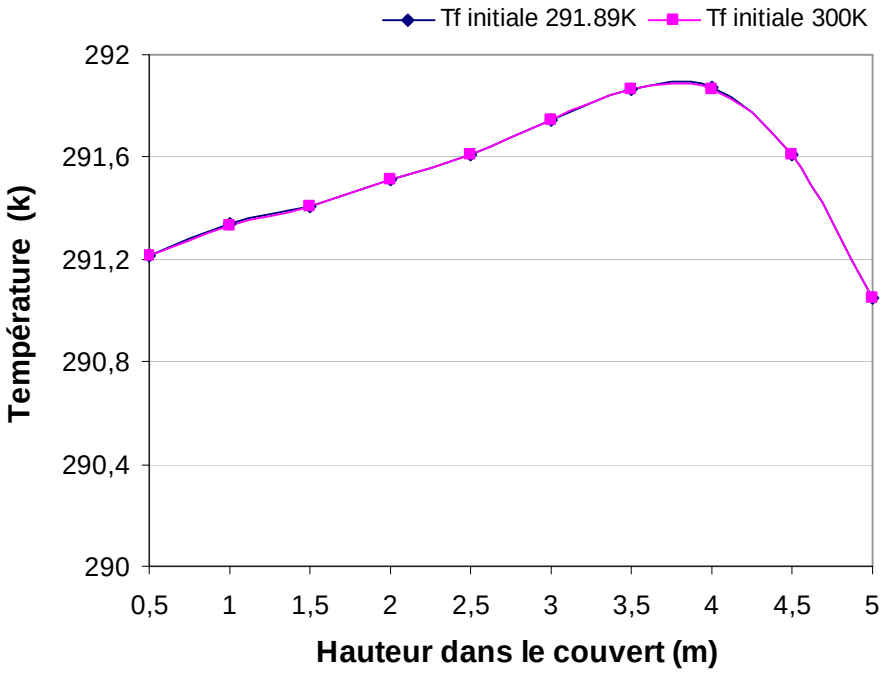
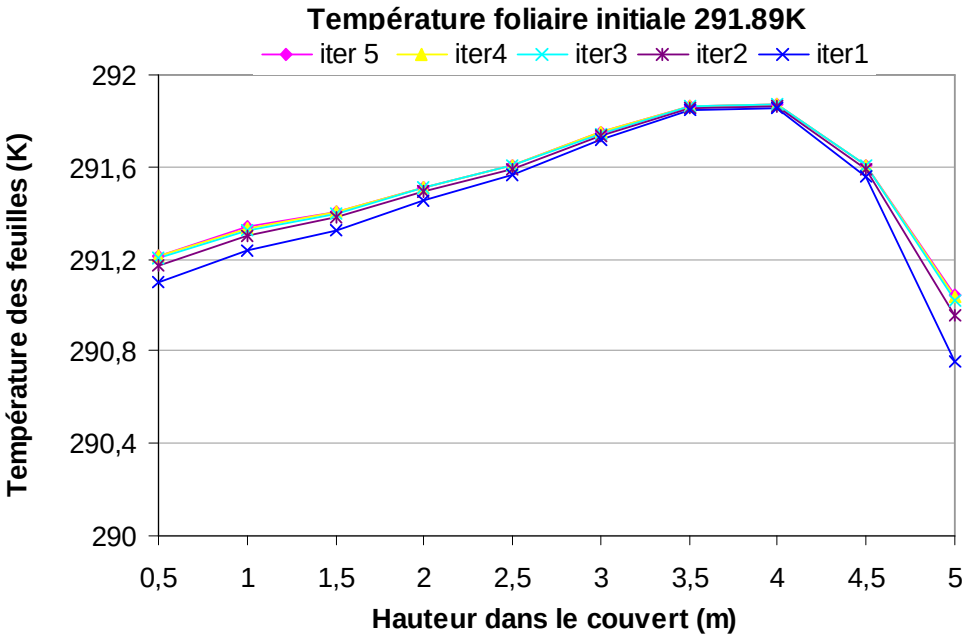


Figure VI-4 Variation de la température des feuilles au sein du couvert pour 2 cas : l'un avec une température initiale des feuilles de 291.9K, l'autre de 300 K.

Les 2 courbes sont quasiment confondues. Ainsi, DART-EB est très peu sensible à la température foliaire initiale et converge vers une même température.

Cependant, il semble évident que le DART-EB convergera d'autant plus vite vers la valeur de température solution dans une cellule du bilan d'énergie que la valeur en entrée est proche du résultat. C'est ce que confirment les 2 graphiques suivants (Figure VI-5).

(a)



(b)

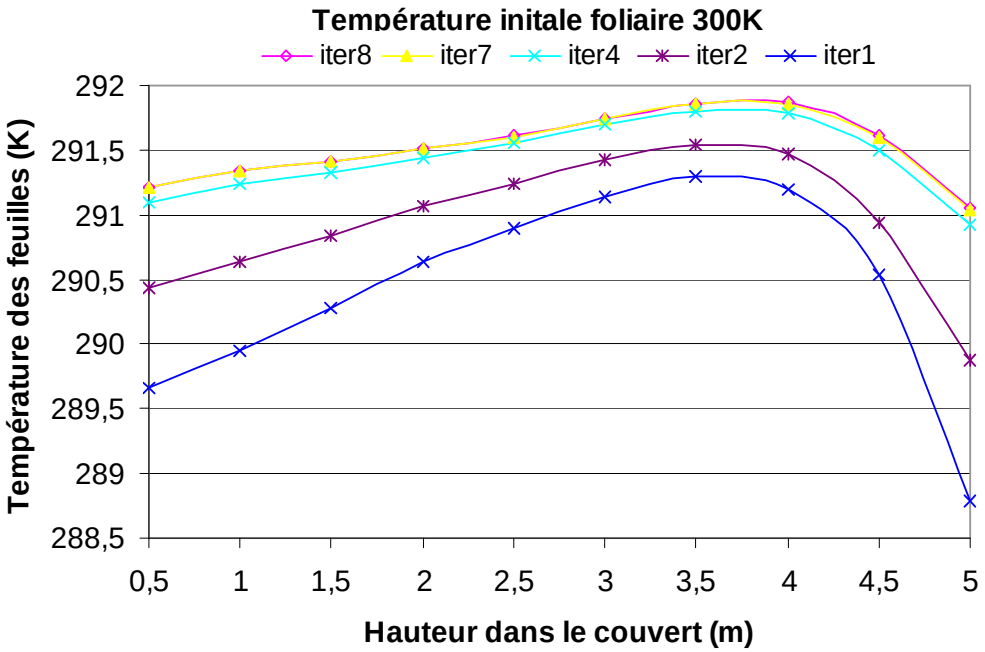


Figure VI-5. Evolution de la température des feuilles au sein du couvert en fonction des itérations (a) en partant d'une température initiale des feuilles homogène dans le couvert et égale à 291.9K et (b) à 300K.

Pour une température donnée égale à la température de l'air (291,9K), 5 itérations suffisent pour converger. Pour une température donnée beaucoup plus élevée (300K), 8 itérations sont

nécessaires pour converger vers une température qui permet de vérifier en tout point le bilan d'énergie. Ainsi, l'approche adoptée dans DART-EB permet de limiter le nombre d'itérations : lors du premier pas de temps, les températures des feuilles et du sol sont fixées à la température de l'air mesurée. Aux pas de temps suivants, les températures des feuilles et du sol sont initialisées aux valeurs obtenues lors du pas de temps précédent.

Cette étude permet aussi d'analyser comment le profil de température de l'air et les flux sont influencés par une évolution de la température des feuilles au cours de différentes itérations (Figure VI-6).

On constate plusieurs aspects. D'abord, une variation de température foliaire a très peu d'influence sur le rayonnement net. Celui-ci ne varie quasiment pas d'une itération à une autre. Cette observation est à prendre avec précaution. En effet, les simulations ont été effectuées de jour à un instant où le rayonnement solaire total est nettement supérieur au rayonnement thermique. Ce ne serait pas le cas lors d'une simulation pendant la nuit où seul le rayonnement thermique de la surface et de l'atmosphère intervient. On remarque aussi une décroissance quasi-exponentielle du rayonnement net dans le couvert. Elle s'explique très simplement par l'atténuation de l'intensité lumineuse dans le couvert. De jour, les feuilles situées en haut du couvert reçoivent plus d'énergie lumineuse que celles situées en bas du couvert, soumises aux effets d'ombre.

Ensuite, dans le cas où la température des feuilles est fixée initialement à la température de l'air, les profils des flux de chaleur sensible et latente varient très peu. Il en est de même pour la température de l'air. Dès la première itération, les valeurs de flux et de température de l'air obtenues sont proches de celles issues de la convergence des températures des feuilles. En revanche, en introduisant une température foliaire élevée (300K) et éloignée de la température foliaire finale, les flux de chaleur sensible et latente ainsi que la température de l'air subissent des variations importantes de la première itération à la dernière tant en cumul sur l'ensemble du couvert qu'en valeurs dans le couvert.

La température de l'air en haut du couvert varie très peu (environ 0,1K) d'une itération à une autre et d'une température foliaire faible à élevé. En effet, elle est très proche de celle située au niveau de référence. Au final, elle augmente dans le couvert à cause d'une température du sol supérieure à celle de l'air. Les flux de chaleur latente et sensible varient fortement entre la

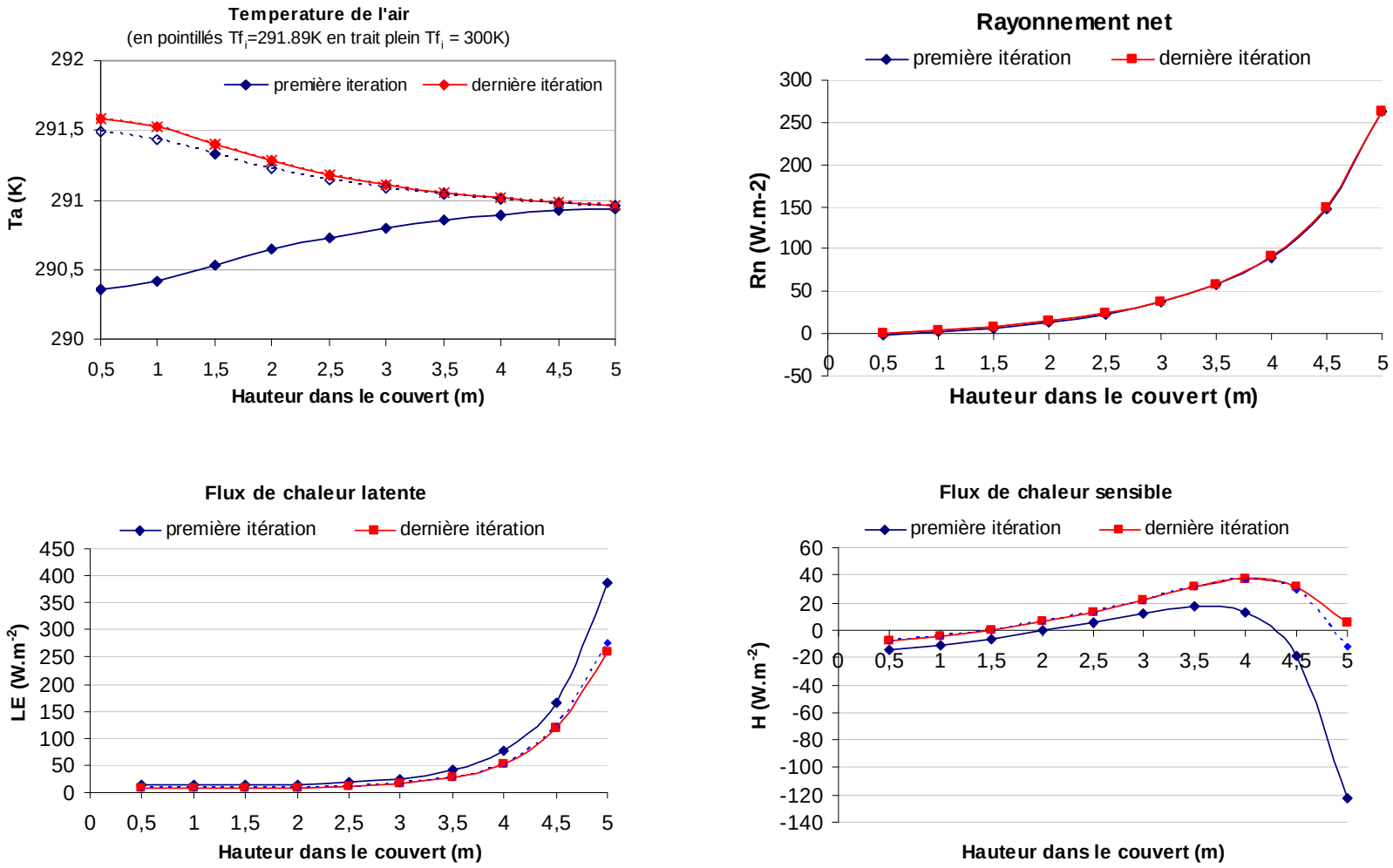


Figure VI-6. Effet de la valeur de la température des feuilles initiales sur (a) la température de l'air, (b) le rayonnement net, (c) le flux de chaleur latente et (d) le flux de chaleur sensible. En trait plein : température initiale de 300K et en traits pointillés : température initiale de 291,9K

première et la dernière itération si un écart important est introduit entre la température initiale des feuilles et la température de l'air. Ceci se manifeste essentiellement en haut du couvert.

Par ailleurs, on note que l'évolution du flux de chaleur latente dans le couvert est similaire à celle du rayonnement net. En effet, ce flux est directement proportionnel à la conductance stomatique, elle-même fonction de l'assimilation nette de carbone qui est d'autant plus intense que le rayonnement photosynthétiquement actif absorbé est important. Le rayonnement absorbé par le haut du couvert est plus important que celui absorbé par les feuilles situées près du sol. Il est donc normal que le flux de chaleur sensible soit plus grand en haut qu'en bas du couvert. Le flux de chaleur sensible se déduit de l'équilibre énergétique entre le rayonnement net, le flux de chaleur sensible et le flux de carbone qui est négligeable. Il est faible en haut du couvert où la température des feuilles est proche de la température de l'air, faible en bas du couvert car c'est une zone peu active et maximum vers les 2/3 du couvert, point qui est constaté quel que soit le couvert végétal étudié.

VI.4 Bilan du chapitre

Le modèle DART-EB emploie de nombreux paramètres d'entrée qui ne sont pas forcément connus de l'opérateur. Des tables, récupérées dans la bibliographie, permettent de rendre plus facile la partie de renseignements du modèle. L'algorithme de DART-EB met en jeu 2 boucles itératives, l'une sur les scalaires de l'air (température, humidité et concentration en CO_2 atmosphérique dans et au-dessus du couvert) qui est imbriquée dans celle sur la répartition des températures du sol et des feuilles qui vérifient le bilan d'énergie. Les données en sortie du modèle DART-EB sont très nombreuses : flux estimés, évolution de variables comme la conductance stomatique, images de télédétection simulées, etc. Elles nécessitent un traitement supplémentaire avec MATLAB, EXCEL et/ou avec un logiciel de traitement d'images (ENVI) pour des représentations graphiques ou imagées des données de sorties.

Enfin, un test de stabilité de DART-EB a été réalisé avec succès sur une maquette 3D réelle issue du site d'étude du Fauga. Quelle que soit la répartition des températures des feuilles et du sol donnée en entrée, DART-EB converge vers une répartition unique ces températures qui vérifient en tout point le bilan d'énergie. Ce test a aussi permis d'analyser la sensibilité de la température de l'air et des flux dans le couvert à une variation de la température des feuilles et du sol.

VII.
Validation de DART-EB. Etude des hétérogénéités au sein des couverts végétaux

VII Validation de DART-EB. Etude des hétérogénéités au sein des couverts végétaux.

VII.1 Introduction

Ce chapitre présente les résultats des premières validations du modèle DART-EB dont les sorties ont été comparées avec des mesures effectuées sur des sites instrumentés variés. DART-EB est un modèle complexe et 3D qui simule de nombreux processus. L'obtention de simulations précises nécessite en entrée des paramètres aussi précis. Même si ces paramètres peuvent être fixés via une étude bibliographique, il est important de disposer d'un jeu de mesures complet pour éviter des erreurs de simulations liées aux paramètres entrés et pour mieux analyser les possibles dysfonctionnements du modèle ou de certains de ses modules. Cet objectif a conduit au choix de trois sites de mesures : 1/ le site de MUREX près de Toulouse, constitué d'une jachère; 2/ une plantation de pins maritimes sur le site du Bray, près de Bordeaux et 3/ une plantation d'oliviers sur le site d'Agdal, près de Marrakech au Maroc. Ils se caractérisent par des couverts végétaux très variés impliquant une diversité de propriétés structurales, physiologiques et de sol, ainsi que des conditions climatiques différentes. L'étude de ces trois sites permet de tester le domaine de validité de DART-EB, modèle supposé simuler les échanges sol-végétation-atmosphère pour n'importe quel type de végétation.

Cependant, les tests effectués sur ces 3 sites de mesure ne sont pas aptes à valider la structure 3D de DART-EB. Des mesures terrain plus précises et plus complètes et/ou une validation par images satellites doivent être utilisées dans un travail futur. Une analyse de l'hétérogénéité de la distribution des flux au sein du couvert est présentée pour le site du Bray. Ce point représente un début d'étude de l'impact de l'architecture du couvert sur les échanges sol-végétation-atmosphère. Il n'est que partiellement traité dans ce chapitre et nécessite d'être approfondi. Enfin, la validation de DART-EB sur les sites de mesure choisis n'a pas pu être menée jusqu'au bout, notamment l'étude du site d'Agdal. Les simulations de DART-EB sont plus complexes à réaliser sur ce site car la plupart des paramètres physiologiques des oliviers ne sont pas mesurés. Ils doivent être dérivés de la bibliographie. Cependant, la représentation du site et les premiers travaux effectués sont présentés en vue d'une utilisation ultérieure.

Ce chapitre présente d'abord l'ensemble des critères statistiques utilisés pour tester les résultats de DART-EB avec les mesures terrain. Ensuite, les résultats obtenus sur le site de

Murex sont détaillés et comparés avec un modèle 1D, ISBA-A-gs (Calvet et al., 1999). La distribution verticale des flux au sein de ce couvert supposé homogène est aussi étudiée. Ceci est suivi par la comparaison entre, d'une part, les simulations de DART-EB, et d'autre part, les mesures de flux du site du Bray et les simulations du modèle ISBA adapté à une forêt. La distribution horizontale des flux au sein du couvert est caractérisée en distinguant les couches de végétation situées en haut du couvert, des couches avec un LAI maximum au centre du houppier. Finalement, le travail préliminaire effectué sur le site d'Agdal est présenté.

VII.2 Critères statistiques de validation

Valider dans sa globalité un modèle 3D, comme DART-EB, est un travail long et fastidieux qui n'a été que partiellement réalisé durant cette thèse. Le travail présenté ici porte sur la "qualité" des résultats du modèle DART-EB par rapport aux mesures terrain. Plusieurs critères statistiques ont été utilisés :

- le coefficient de corrélation : $r^2 = \frac{Cov(S,O)}{\sigma_s \sigma_m}$. Il décrit le caractère linéaire de la relation entre les simulations S et les observations O. Plus il est proche de 1, plus la relation S=f(O) est effectivement linéaire.

- pente et ordonnée à l'origine de la droite de régression. S'il existe une relation linéaire entre les valeurs simulées et observées, alors : $\hat{S}_i = S = a.O + b$ où $\hat{S}_i$ est la valeur de S qui correspond exactment à une relation linéaire avec les observations, *a* est la pente de la droite et *b* l'ordonnée à l'origine. Dans le cas idéal, les simulations sont égales aux observations : *S*=*O*, i.e. a=1 et b=0.

- RMSE : $RMSE = \sqrt{\frac{\sum_1^N (S_i - O_i)^2}{N}} \approx RMSE_s + RMSE_{ns}$. Le RMSE est donc séparé en deux termes pour mieux détecter les erreurs du modèles (Willmott, 1981) : (1) le RMSE systématique = $RMSE_s = \sqrt{\frac{\sum_1^N (\hat{S}_i - O_i)^2}{N}}$ caractérise les erreurs prévisibles mathématiquement,

et (2) le RMSE non systématique $RMSE_{ns} = \sqrt{\frac{\sum_{1}^{N}\left(S_i - \hat{S}_i\right)^2}{N}}$ représente la variation aléatoire du modèle.

Pour une "bonne simulation", l'erreur systématique doit être faible (i.e. erreur non systématique proche du RMSE total). Ce dernier doit être inférieur à 20 W.m^{-2} pour R_n et G et inférieur à 50 W.m^{-2} pour H et LE.

- Biais : $B = \overline{S} - \overline{O}$ Un biais égal à 0 indique que les simulations sont des estimateurs des mesures sans biais.

- Critère d'agrément défini par Willmott (1981): c'est un critère d'efficacité du modèle. Il permet de comparer l'écart quadratique moyen des flux par rapport à la variance. Le modèle est d'autant meilleur qu'il est proche de 1 : $d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{N}\left(S_i - O_i\right)^2}{\sum_{i=1}^{N}\left(\left|S_i - \overline{O}\right| + \left|O_i - \overline{O}\right|\right)}$.

VII.3 Site de MUREX

VII.3.1 Présentation du site

Le site du projet MUREX (Monitoring the Usable soil Reservoir Experimentally) est constitué d'une jachère de 700×250m^2 située à 30Km au sud-ouest de Toulouse (43°24N, 1°10E) (Calvet et al;, 1999). Ce projet expérimental consiste à effectuer des mesures continues du bilan hydrique et énergétique d'un site de jachère sur une longue période de temps. Il a permis de caractériser les interactions naturelles entre les flux de surface, le contenu en eau du sol et le fonctionnement de la végétation. Plus précisément, cette expérimentation a fourni une grande quantité de données qui sert à documenter la variabilité interannuelle du bilan hydrique, et aussi, à valider les modèles de transfert sol-végétation-atmosphère (SVAT) sur plusieurs cycles hydrologiques.

La jachère est constituée d'un dense couvert d'herbes. Les espèces dominantes sont : *Brachypodium ramosum* et *Potentilla reptans*. La hauteur de la canopée varie de 0.1m, en hiver, à 1m, en été, à son développement maximum. Les mesures réalisées par une station micro-météorologique ont été recueillis de 1994 à 1998. Les variables climatiques sont ainsi mesurées de manière continue pendant toute la durée du projet et correspondent à des valeurs

moyennées toutes les 30 minutes : rayonnement descendant et montant des courtes et grandes longueurs d'onde, rayonnement net, précipitations, température et humidité spécifique de l'air ainsi que vitesse et direction du vent. Le sol se caractérise par une forte variation verticale de la texture du sol : 17% d'argile en surface à près de 40% à 1 m de profondeur. La température du sol était mesurée à 1, 3, 5, 20, 50 et 120 cm de profondeur et les valeurs de surface ont servi à déterminer la chaleur stockée dans les 3 premiers cm de sol. De ces mesures sont déduits les flux de chaleur. Le flux de chaleur latente est déterminé comme étant le résidu du bilan des flux mesurés : LE=Rn-H-G. Le contenu volumétrique en eau du sol était mesuré chaque semaine ; l'humidité de la surface du sol (dans les 5 premiers centimètres), une fois par jour entre avril et novembre 1995. L'évolution de la végétation était contrôlée régulièrement (espèces, LAI, hauteur de végétation, biomasses aérienne et souterraine.). De plus amples détails sur les caractéristiques du site de MUREX peuvent être trouvés dans Calvet et al. (1999) et Montejo (1997). D'autres mesures pour caractériser l'hydrodynamique et les propriétés thermiques du sol (distribution et taille des particules de sol, infiltration, conductivité thermique du sol) ont aussi été effectuées. Le Tableau VII-1 présente les caractéristiques du site et notamment les propriétés optiques estimées.

Les propriétés hydriques du sol (Boone, 2000) ont été en partie mesurées et sont récapitulées dans le Tableau VII-2. Pour les simulations DART-EB, le sol a été divisé en 5 couches, homogènes horizontalement. Enfin, les caractéristiques physiologiques des feuilles n'ont pas été mesurées sur le terrain. Elles sont donc récupérées dans le Tableau VI-3, sachant que le couvert est de type "9", i.e."Couvert agricole ou prairie en C_3".

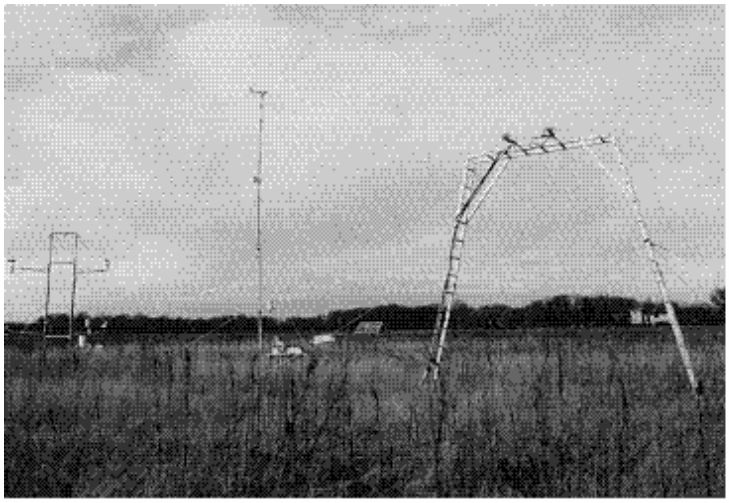


Fig. 1. Photograph of the central part of the MUREX fallow site (at the end of 1996) with some of the instrumentation. From *left* to *right*: the two-level SAMER system, the 10-m mast for wind, screen-level temperature and humidity, and IR-temperature, and the scaffolding bearing the radiation sensors

Figure VII-1 : Site de MUREX avec les installations de mesures (photo issue de Calvet et al., 1999).

Variables		
Latitude	44.24 N	
Longitude	1.10 E	
Année	1995	
Jours juliens	146 à 161	
LAI (m^2. m^{-2})	3 (0.7 après la coupe)	
Hauteur canopée (m)	0,7 m et 0.05 après la coupe	
Dimension des éléments foliaires (m)	0.01	
Propriétés optiques	Feuilles	Sol
- VIS (réflectance)	0.1	0.15
- PIR (réflectance)	0.45	0.35
- MIR (réflectance)	0.25	0.45
- TIR (émissivité)	0.98	0.97

Tableau VII-1 : Caractéristiques du site de Murex : propriétés structurales, optiques et physiologiques du couvert

	z_r (m)	Texture		Densité racinaire	w_{sat} ($m^3.m^{-3}$)	b	k_{sat}. (10^{-6} m.s^{-1})	Ψ_{sat} (m)
		% argile	% sable	%				
Couche 1	0.01	18	17	0	0.436	4.23	1.012	-0.291
Couche 2	0.1	18	17	0.4	0.436	4.23	1.012	-0.291
Couche 3	0.3	15.75	20.45	0.4	0.442	5.18	0.823	-0.295
Couche 4	0.5	10.85	36	0.2	0.447	6.45	0.66	-0.281
Couche 5	1.35	10.7	38.7	0	0.448	7.19	0.612	-0.256

Tableau VII-2. Paramètres du sol du site de MUREX pour chaque couche considérée. 5 horizons de textures différentes sont considérés, z_r est l'épaisseur de la zone racinaire, w_{sat} la porosité du sol, b est le coefficient des relations eau volumique- potentiel du sol, k_{sat} conductivité hydraulique du sol à saturation et Ψ_{sat} potentiel du sol à saturation.

VII.3.2 Représentation du paysage

Le site MUREX est simulé par une parcelle uniforme, horizontalement et verticalement, de 1m par 1m et de hauteur égale à celle du couvert (Figure VII-2). La structure 3D n'est donc pas prise en compte. Les dimensions des cellules sont de 50 cm en x et y et de 0.1 cm en z.

Le temps de calcul de DART-EB est d'environ 35 minutes pour une simulation sur une période de 15 jours avec une ordinateur Itanium 8Go de RAM.

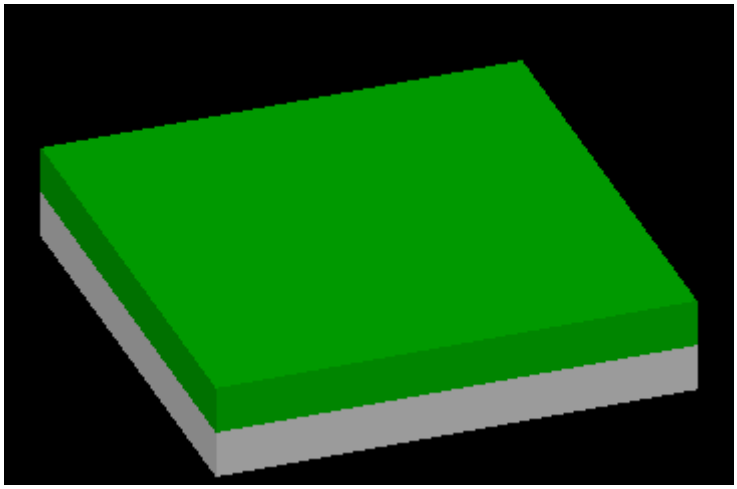


Figure VII-2 Représentation du site MUREX.

VII.3.3 Résultats : comparaison des flux "DART-EB" et des mesures terrain

Une simulation sur 15 jours consécutifs au mois de mai, du jour julien 146 au jour julien 161, a été réalisée. Ces journées se caractérisent par une forte variation de la couverture nuageuse ainsi que par une grande amplitude des températures de l'air. Cette simulation sur un simple couvert d'herbe a pour but de valider le fonctionnement du modèle. Les résultats du modèle seront confrontés aux mesures terrain et aussi aux résultats des simulations réalisées par le modèle ISBA (Noilhan et al., 1989 et 1996).. Il est à noter que les simulations du modèle ISBA ont été réalisées sur l'ensemble de l'année 1995. De cette simulation sur une année, nous n'avons retenu que les résultats des jours 146 à 161.

Les simulations DART-EB reproduisent bien l'évolution de l'ensemble des flux : rayonnement net, flux de chaleur latente, sensible et de conduction (Figure VII-3). Toutes les statistiques sont correctes (Tableau VII-3). Les corrélations entre mesures et estimations sont toutes supérieures à 0.85. L'erreur entre simulations et mesures est à plus de 90% non systématique. Le RMSE pour chacun des flux se trouve dans les limites "acceptables", i.e. 20W.m^{-2} pour R_n et G et 50 W.m^{-2} pour H et LE.

	Rn	H	LE	G
r^2	0.997 (0.997)	0.866 (0.77)	0.96 (0.95)	0.92 (0.73)
$RMSE_s$	1.65 (1.1)	0.17 (0.04)	1.74 (1.08)	1.11 (0.39)
$RMSE_{ns}$	16.5 (8.24)	39.2 (20.13)	41.12 (41.28)	9.37 (32.14)
RMSE	18.16(9.35)	39.36 (20.17)	43.39 (42.37)	10.48 (32.54)
B	-16.1 *(-21.5)*	3.09 (-5.92)	-30.61 *(-21)*	-8.8 (32)
d	0.996 (0.996)	0.86 (0.85)	0.97 (0.97)	0.91 (0.75)

Tableau VII-3 Statistiques DART-EB, entre parenthèses se trouvent les statistiques pour le modèle ISBA

La Figure VII-3 présente de manière comparative, les résultats de DART-EB, avec ceux obtenus par un modèle 1D, ISBA. DART-EB opère avec une représentation 1D pour l'étude de ce site. On constate qu'en moyenne, DART-EB simule mieux les mesures terrain. Les statistiques confirment ce point (Tableau VII-3). Les coefficients de corrélation, les biais ainsi que les critères de Willmot de DART-EB sont meilleurs que ceux obtenus pas ISBA, à l'exception du biais du flux de chaleur latente. En revanche, les RMSE d'ISBA sont plus faibles pour le rayonnement net et le flux de chaleur sensible, sont comparables pour le flux de chaleur latente et sont moins bons pour le flux de conduction dans le sol que DART-EB.

Le flux de conduction dans le sol est mal reproduit par le modèle ISBA. La représentation multicouche du sol apporte plus de précision dans la modélisation que l'approche force-restore. De même, le flux de chaleur latente du couvert a tendance à être surestimé par le modèle ISBA au midi solaire. Ceci peut être lié à de meilleurs résultats du modèle de Ball et Berry par rapport au modèle de Jarvis ou encore à une mauvaise estimation de l'évaporation du sol liée soit aux résistances du sol soit au contenu en eau du sol. Le rayonnement net est bien estimé par les deux modèles.

Ainsi, pour un couvert homogène, une modélisation moins empirique des échanges et des processus physiques entre le sol, la végétation et l'atmosphère améliore les résultats. En fait, le but de cette étude était de montrer que dans un cas simple, ne nécessitant pas une structure 3D, DART-EB est validé avec les mesures et est cohérent avec un modèle plus simple tel qu'ISBA.

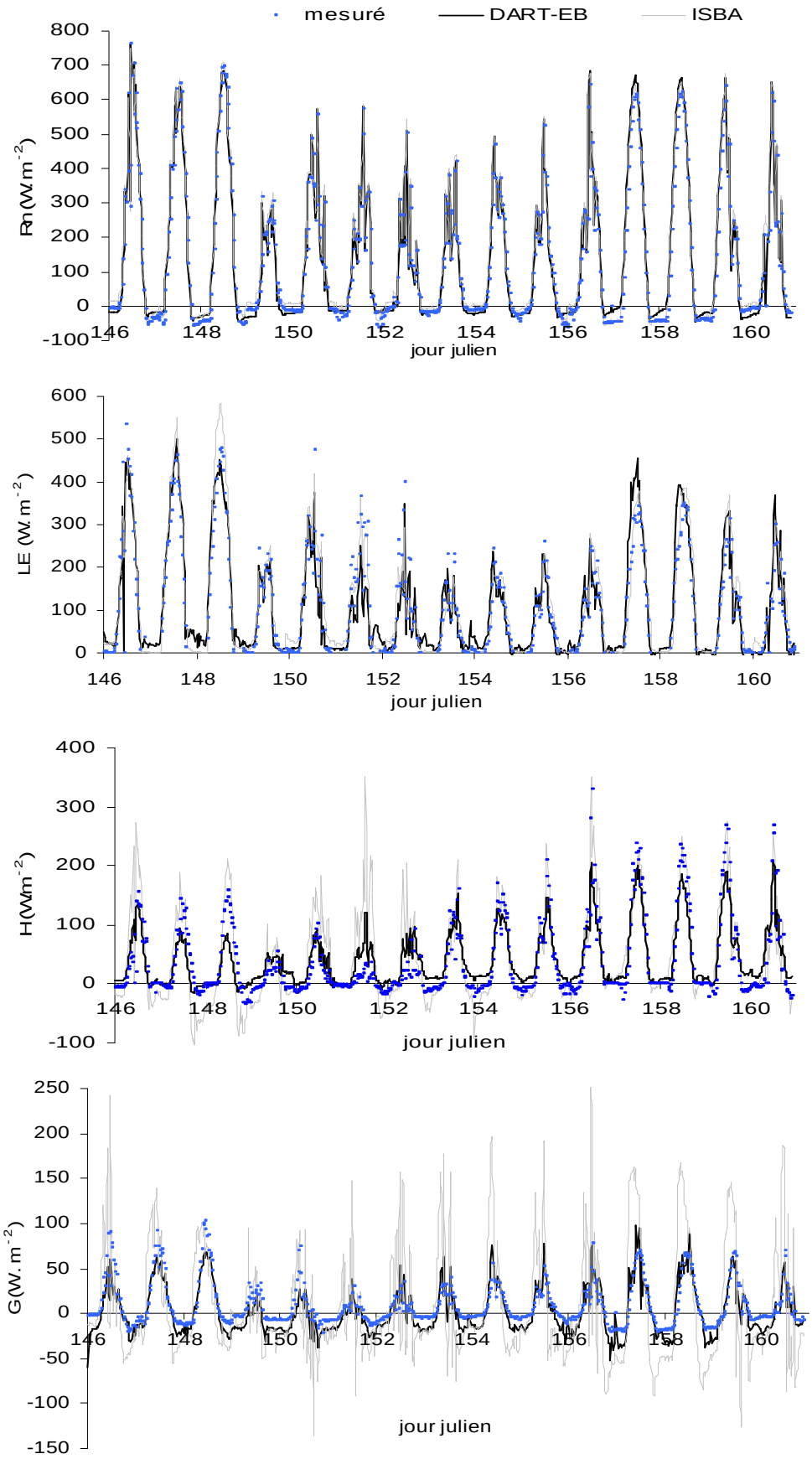


Figure VII-3 Evolution des flux (rayonnement net, évapotranspiration, flux de chaleur sensible et flux de conduction dans le sol) mesurés (points bleus), estimés par DART-EB (courbe noire) et estimés par ISBA (courbe grise) sur le site MUREX pour la période allant du jour julien 146 à 161.

Par ailleurs, DART-EB et ISBA surestiment l'évapotranspiration du couvert et du rayonnement net la nuit. Pour DART-EB, ceci peut avoir deux causes. La première concerne les problèmes de stabilité atmosphérique. En effet, la nuit, la surface étant plus chaude que l'air, la stratification thermique est importante. Il en résulte une limitation des échanges et de très faibles flux. Actuellement, une estimation semi-empirique de la stabilité est faite. L'autre cause concerne la conductance stomatique minimale qui n'est pas connue.

La Figure VII-4, où les mesures sont représentées en fonction des simulations, permet de comparer plus en détail l'ensemble des flux. Le rayonnement net est très bien reproduit, la courbe de régression linéaire et la droite "mesures=simulations" sont confondues. La dispersion autour de la droite de régression est plus importante pour le flux de chaleur latente qui a tendance à être sous-estimé aux fortes valeurs, i.e. au midi solaire, et surestimé aux faibles valeurs, i.e. pendant la nuit. Mais, la dynamique est très bien reproduite (Figure VII-3). En fait, en début d'après-midi (quand le LE commence à diminuer), l'évapotranspiration foliaire demeure trop élevée ce qui laisse penser que la conductance stomatique est surestimée. Plusieurs facteurs peuvent intervenir : l'humidité dans le sol n'est pas assez limitante ou l'humidité de surface est trop grande. Nous ne pouvons pas déterminer exactement les causes de cette surestimation mais le comportement de ces deux facteurs devra être analysé dans une étude de sensibilité du modèle. Par respect de l'équilibre énergétique, le flux de chaleur sensible est surestimé au midi solaire et sous-estimé la nuit. Ainsi, toute surestimation de l'évapotranspiration a un impact direct sur l'estimation du flux de chaleur sensible et vice-versa.

Le flux de conduction dans le sol est systématiquement sous-estimé (pente de la droite de régression significativement inférieure à la droite de référence) ce qui laisse supposer une température du sol trop faible. Le couvert est représenté comme une scène homogène. Il aurait été intéressant de simuler le couvert avec un pourcentage de trous dans la végétation pour rendre compte de la structure du couvert qui dans la réalité n'est pas homogène. Ainsi, les échanges au niveau du sol seraient plus réalistes, laissant apparaître des zones du sol avec des températures plus élevées. En, effet, dans notre cas, le sol est entièrement protégé par la végétation ce qui limite ses pertes en eau et augmente sa température.

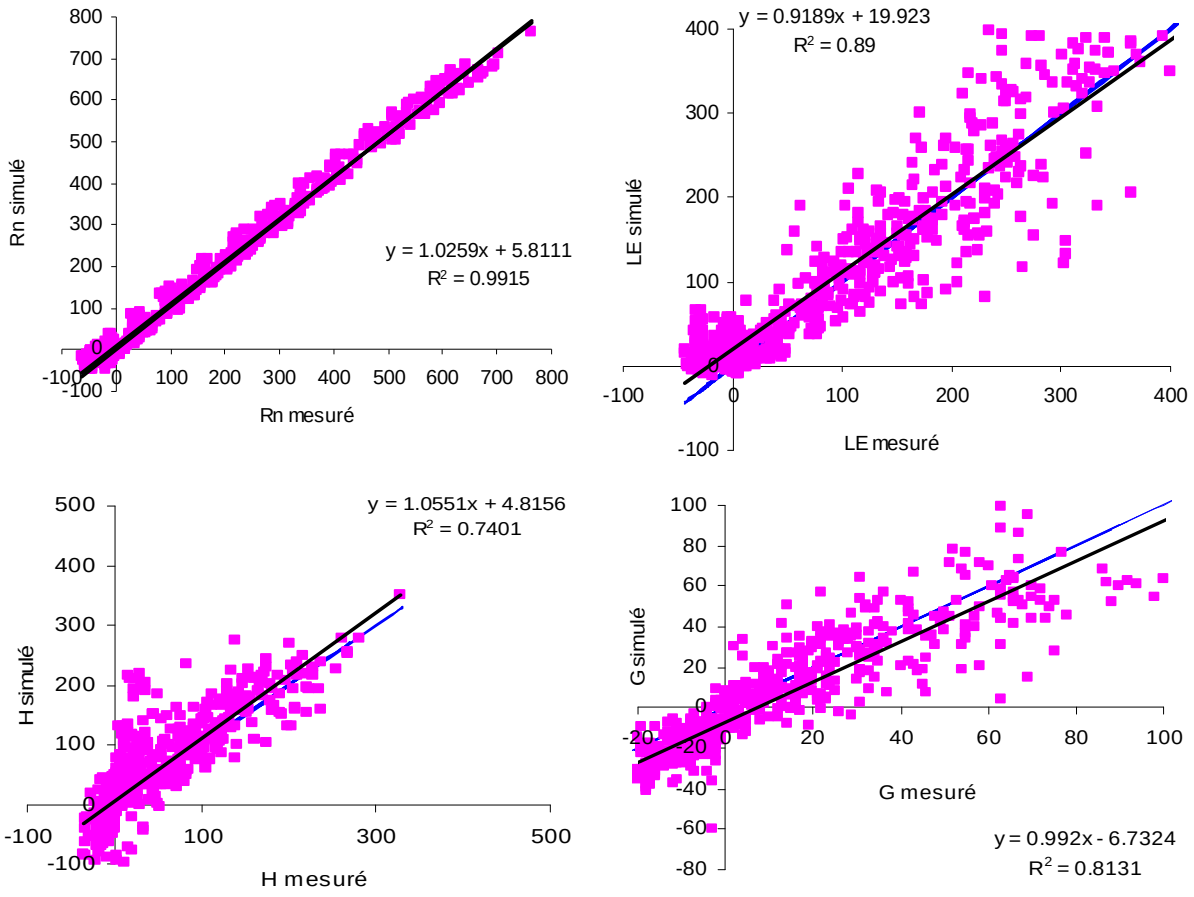


Figure VII-4 : Comparaison des simulations DART-EB avec les mesures terrain sur le site MUREX pour la période 146 - 161. La droite y=x est tracée en bleu, la droite de régression linéaire est en noir.

VII.3.4 Distribution verticale des flux dans le couvert

Etant assimilée à une parcelle 1D homogène, la jachère du projet MUREX ne permet pas d'étudier l'impact de structure (LAI, % de trous, etc.) sur la distribution 3D des flux, faute de données. Par suite, seule la distribution verticale des flux au sein du couvert a été étudiée. Les résultats obtenus au midi solaire (Rg= 682 $W.m^{-2}$, LAI=3, θ_s=32.3°) sont présentés ci-dessous.

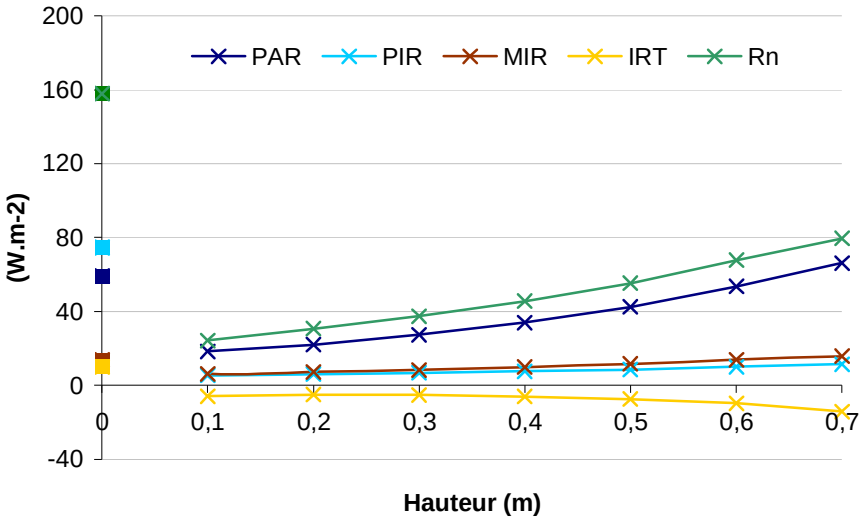


Figure VII-5 Distribution verticale des différents termes du bilan radiatif dans le couvert végétal et valeur de ces termes pour le sol (indiquée sur l'axe des ordonnées par un carré) : rayonnement net, bilan radiatif thermique (IRT), rayonnement absorbé dans le PAR, le PIR et le MIR.

La Figure VII-5 montre que tous les flux diminuent en valeur absolue du haut du couvert vers le sol. C'est un résultat classique lié à l'atténuation du rayonnement par le couvert. Cet effet est amplifié ici, à cause de la distribution du LAI, supposée homogène. Ceci est peu réaliste car la surface foliaire est en général plus importante dans le couvert qu'à son sommet. On note aussi que l'absorption dans le visible est la composante majeure du bilan radiatif de la canopée. Enfin, le rayonnement absorbé par le sol est maximal dans le proche infrarouge. En effet, les diffusions multiples des feuilles sont maximales dans le proche infrarouge ce qui augmente l'éclairement diffus du sol.

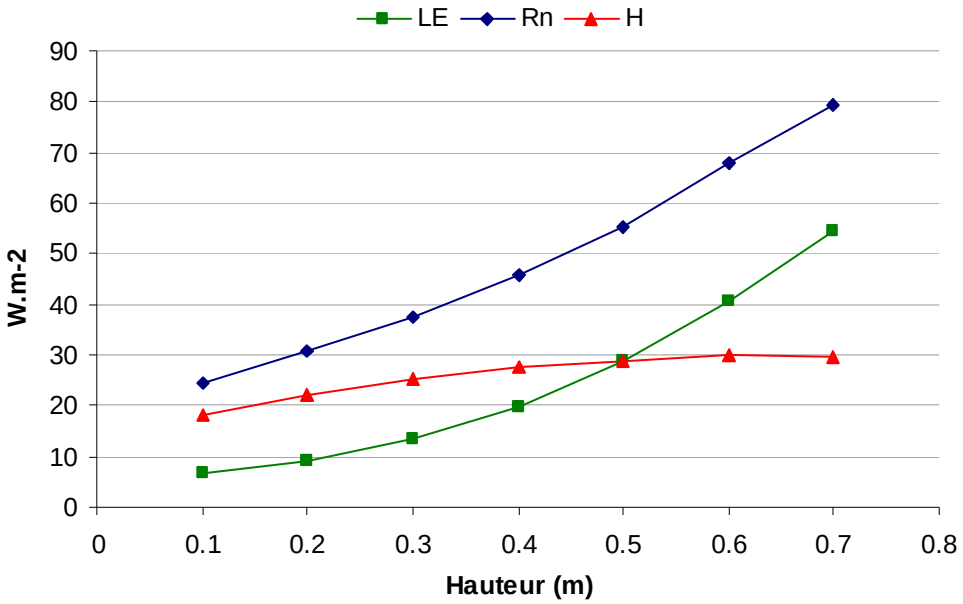


Figure VII-6. Distribution des flux dans le couvert : R_n, LE et H. L'assimilation nette de carbone n'est pas représentée car elle est très faible.

La Figure VII-6 illustre l'évolution des flux d'eau et de chaleur dans le couvert. Le rayonnement net et la transpiration foliaire sont maximums en haut du couvert et minimums près du sol. Il en est de même pour l'assimilation nette de carbone ainsi que la fraction de rayonnement photosynthétiquement actif (fAPAR) (Figure VII-7). L'assimilation nette de carbone est directement fonction du fAPAR. Celle-ci module aussi la résistance stomatique r_s et donc la transpiration des feuilles.

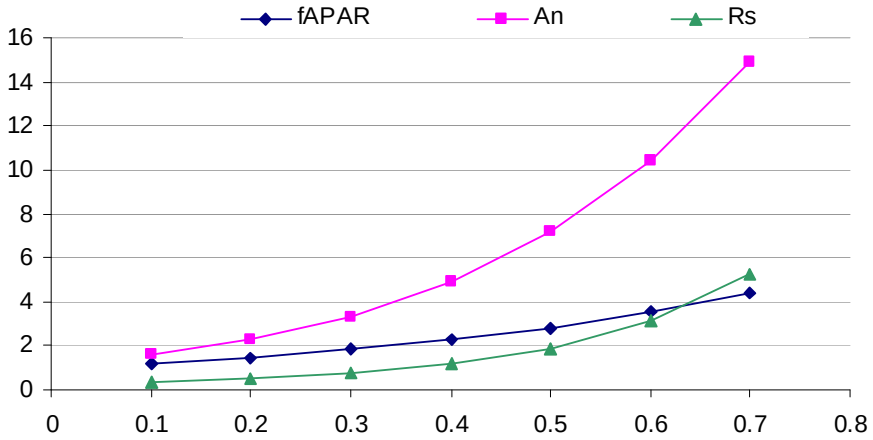


Figure VII-7. Distribution au sein du couvert de l'assimilation nette de carbone, A_n, en µmol.m^{-2}.s^{-1}, du fAPAR multiplié par un facteur 10 et de la résistance stomatique en m.s^{-1} multipliée par un facteur 100 .

VII.4 Site du Bray

VII.4.1 Présentation du site

Le site du Bray est situé dans les Landes à 20 km au Sud de Bordeaux (Latitude 44°43N, Longitude 0°46W) (Figure VII-8). Ce site fait partie des campagnes de mesures EUROFLUX. Il est constitué par une plantation de pins maritimes Pinus pinaster Ait, depuis 1970.

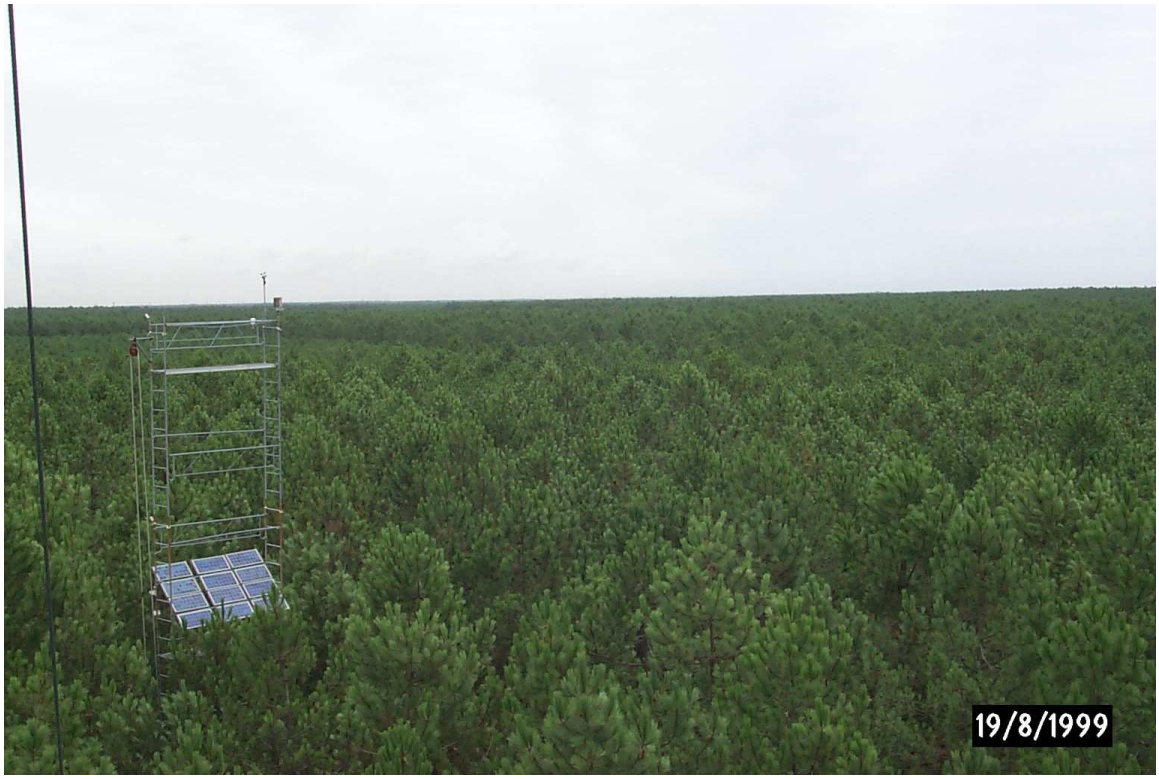


Figure VII-8 Site du Bray et mât de mesure.

Cette plantation de pins se caractérise par une hauteur de 18 à 19m, une densité de 500 arbres par hectare et un LAI qui varie entre 2.8 et 3.2. Les arbres sont disposés en rangées parallèles espacées de 4m et orientées NE-SO. Au sein d'une même rangée, les arbres sont distants de 3m. Le fetch est supérieur à 1km dans la direction de vent principale (nord et ouest). La forêt est divisée en 3 couches. La plus élevée, entre 12 et 18m, correspond aux houppiers des pins constitués d'un ensemble dense de branches et d'aiguilles. La couche intermédiaire, entre 1 et 12 m, correspond aux troncs. Enfin, le sous-bois forme la couche la plus basse entre 0 et 1 m et est essentiellement constitué d'herbe graminée, la molinie (*Moliniaa Coerulea Moench*) dont le LAI est au maximum de 1.5. Toutes les caractéristiques des pins et du sous-bois sont récapitulées dans le Tableau VII-4.

Variables	Pins maritimes	Sous-bois	Sol
latitude	44.43N		
longitude	0.46W		
année	1997		
jours	257-264 et 213-217		
LAI (m^2 de feuilles / m^2 de sol)	2.4	1.5	
Hauteur canopée (m)	18	0.7	
Hauteur du houppier (m)	6		
V_{max} à 25°C ($\mu mol.m^{-2}.s^{-1}$)	60	25	
Facteur stomatique m	12	10	
Résistance stomatique minimum ($m.s^{-1}$)	0	0	
Dimension des éléments foliaires (m) (épaisseur * longueur)	0.0024 *0.25	0.006	
Propriétés optiques :			
- VIS (réflectance)	0.09	0.1	0.15
- PIR (réflectance)	0.45	0.45	0.35
- MIR (réflectance)	0.25	0.25	0.45
- TIR (émissivité)	0.98	0.98	0.98

Tableau VII-4 : Caractéristiques du site du Bray : structure, propriétés optiques et physiologiques des pins maritimes et du sous-bois. Les valeurs entre parenthèse correspondent à celles qui ont été utilisées pour les simulations DART-EB.

Le sol est un podzol hydromorphique avec des agglomérats de sables sur une profondeur de 0.5m. Il est recouvert d'une litière d'une épaisseur moyenne de 0.05m, formée d'herbe, d'aiguilles, de branches mortes et de matière organique en décomposition. (E.Lamaud et al., 2001). Ses caractéristiques sont présentées dans le Tableau VII-5.

	Profondeur (m)	Texture	Densité racinaire (%)
Couche 1	0.01	limon-sable	0
Couche 2	0.03	limon-sable	0.1
Couche 3	0.09	sable-limon	0.5
Couche 4	0.27	sable	0.4
Couche 5	0.8	sable	0

Tableau VII-5 : Texture du sol et densité racinaire sur le site du Bray.

Les mesures de flux turbulents et radiatifs ont été faites sur une tour de 40m de hauteur. Les flux turbulents sont mesurés par la méthode des corrélations. La vitesse et la direction du vent, ainsi que la température de l'air sont mesurées avec un anémomètre sonique à 3 composantes, tandis que les teneurs en CO_2 et vapeur d'eau sont mesurées avec d'un analyseur spectrométrique rapide. Par ailleurs, les mesures du flux de conduction dans le sol ne sont pas

disponibles. Ainsi, les estimations du flux de conduction dans le sol par DART-EB seront comparées avec le résidu du bilan d'énergie mesuré: $G=R_n-LE-H$. Ce flux G mesuré indirectement est représenté sur la Figure VII-9.

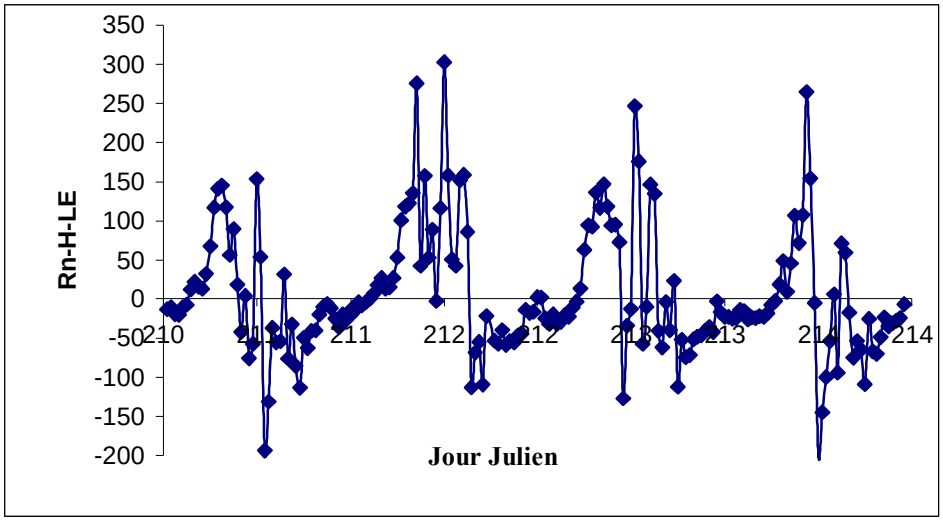


Figure VII-9. Flux de conduction dans le sol du site du Bray, calculé comme le résidu du bilan d'énergie (en $W.m^{-2}$) pour les jours 210 à 214.

La valeur du résidu peut être supérieure à 200 $W.m^{-2}$ le jour et inférieure à –150 $W.m^{-2}$ la nuit. Ces écarts sont très supérieurs aux valeurs "classiques" du flux de conduction dans le sol (comprises entre -60 et +60 $W.m^{-2}$). Ceci laisse penser que l'évolution du flux de conduction dans le sol ne suffit pas à expliquer l'écart entre les flux de chaleur latente et sensible et le rayonnement net. Les erreurs de mesure peuvent atteindre à certains moments de la journée plus de 100 W. m^{-2}.

VII.4.2 Représentation du paysage

Dans le site du Bray, les pins sont espacés les uns des autres de façon régulière. Le modèle DART étant répétitif, il n'est donc pas nécessaire de représenter l'ensemble de la parcelle. Seule, la représentation d'un arbre "moyen" suffit. Ainsi, pour rendre compte de l'espacement des arbres entre eux, la maquette DART a pour dimension en x, 3m et en y, 4m (Figure VII-10). Les dimensions des cellules sont fixées à 50 cm. Le couvert herbacé recouvre l'ensemble de la surface de la maquette. Une variabilité de 10 cm sur la hauteur du couvert permet de simuler son hétérogénéité spatiale. Le houppier de l'arbre moyen est de forme ellipsoïdale avec un pourcentage de trous fixé à 50%.

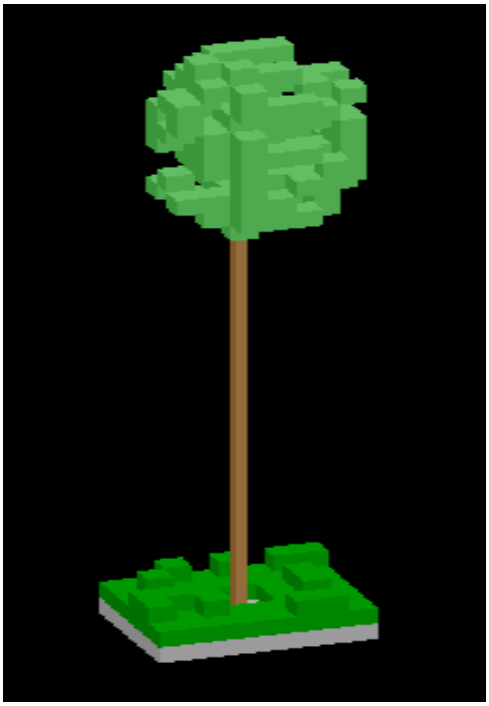


Figure VII-10. Maquette de la parcelle moyenne caractéristique du site du Bray

Le temps de calcul de DART-EB pour une simulation de la maquette du Bray est d'environ 45 minutes pour une simulation sur une période de 7 jours avec un ordinateur Itanium 8Go de RAM.

VII.4.3 Résultats

Les simulations ont été effectuées sur deux périodes : une au mois d'août pour 4 journées ensoleillées (du 01/08/1997 au 04/08/1997, jours juliens 213-217), l'autre de 8 jours au mois d'octobre (jours juliens 257-264). Les résultats de DART-EB sont comparés avec les mesures et avec les simulations du modèle ISBA-A-gs, fournies par Vincent Rivalland (2003) et Rivalland et al. (2005).

Le Tableau VII-6 présente les statistiques de DART-EB pour les deux périodes de simulation. L'ensemble des résultats statistiques est satisfaisant. Pour le rayonnement net, DART-EB a des statistiques comparables à ISBA-A-gs, tout en étant sensiblement plus précis. En revanche, elles sont bien meilleures pour l'assimilation de carbone qui est mieux simulée par DART-EB que par ISBA-A-gs. On note cependant, que le coefficient de corrélation pour de l'assimilation de carbone simulée par ISBA-A-gs est plus proche de 1 que celui obtenu avec DART-EB mais que toutes les autres statistiques (biais, coefficient de Wilmott, RMSE) vont

dans l'autre sens avec de nettes différences entre les deux modèles. En effet, le biais d'ISBA-A-gs (-10.9 µmol.m^{-2}.s^{-1} pour les jours 213-217) pour l'assimilation de carbone est de l'ordre de grandeur de l'assimilation de carbone mesurée (environ -10-15 µmol.m^{-2}.s^{-1} la journée). Ce résultat met aussi en évidence la nécessité d'utiliser plusieurs critères statistiques pour déceler les éventuels problèmes d'un modèle. Enfin, il est difficile d'établir des comparaisons pour les statistiques liées aux flux de chaleur sensible et latente, certaines étant meilleures pour DART-EB, d'autres pour ISBA-A-gs, mais globalement, les deux modèles sont "équivalents" pour l'estimation de ces deux flux. Le flux mesuré de conduction dans le sol est déterminé à partir du bilan d'énergie. Ainsi, seule son évolution est présentée mais pas les statistiques.

(a)

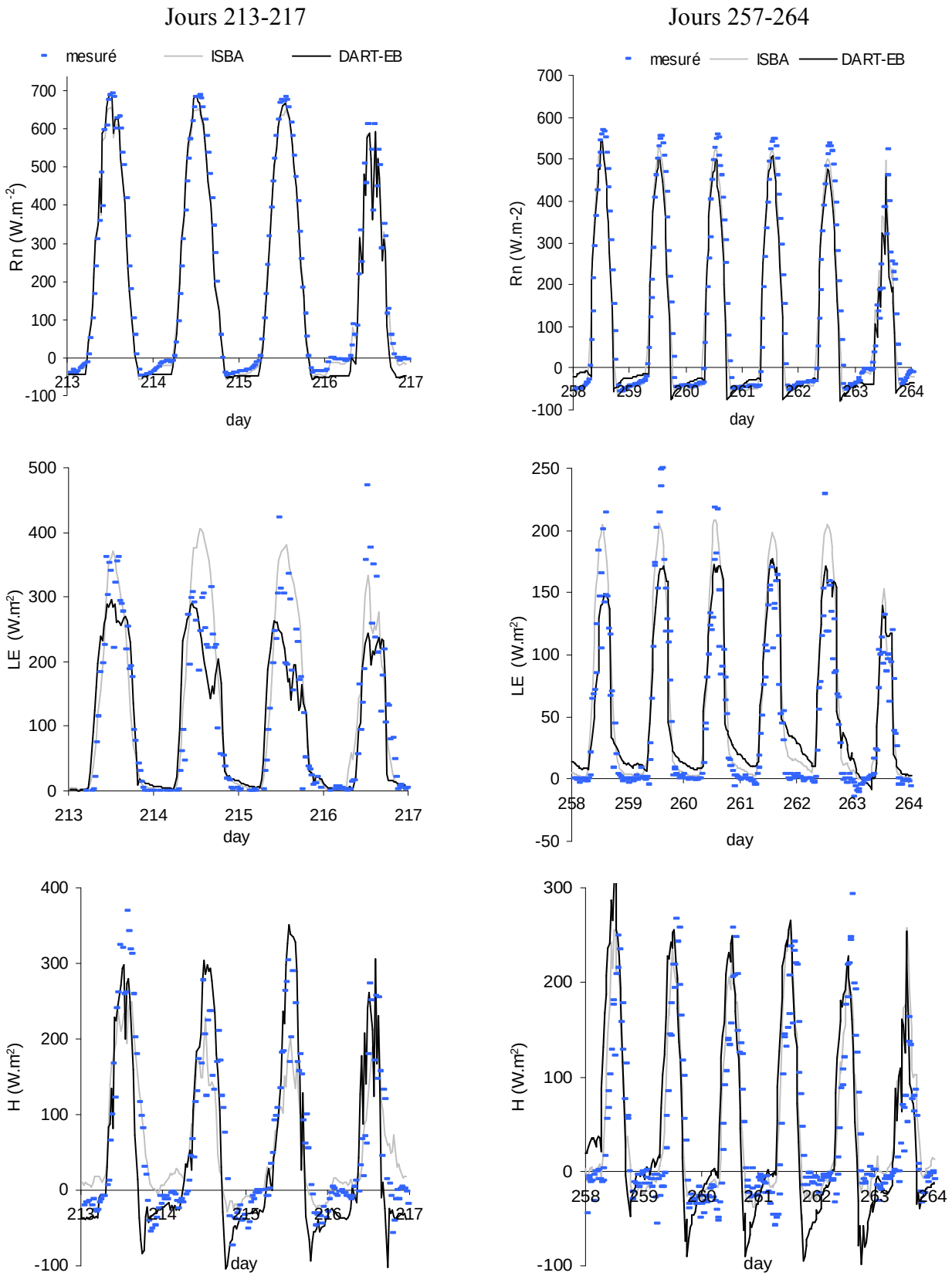
	Rn	**H**	**LE**	**An**
r²	0.99 *(0.98)*	0.88 *(0.9)*	0.9 *(0.9)*	0.87 *(0.9)*
Pente	0.99 *(0.95)*	1 *(0.63)*	0.91 *(0.99)*	0.8 *(1.66)*
Ordonnée origine	-1.3 W.m^{-2} *(-2.9)*	-12.4 W.m^{-2} *(21.47)*	26 W.m^{-2} *(19.65)*	-0.047 µmol.m^{-2}.s^{-1} *(0.37)*
RMSE	17.2 W.m^{-2} *(51.2)*	56.4 W.m^{-2} *(34.13)*	46.5 W.m^{-2} *(56)*	2.04 µmol.m^{-2}.s^{-1} *(5.18)*
Biais	2.24 W.m^{-2} *(13.5)*	12.1 W.m^{-2} *(1.1)*	-0.76 W.m^{-2} *(-19.6)*	-5.7 µmol.m^{-2}.s^{-1} *(-10.9)*
d	0.99 *(0.98)*	0.93 *(0.91)*	0.94 *(0.94)*	0.93 *(0.87)*

(b)

	Rn	**H**	**LE**	**An**
r²	0.99 *(0.99)*	0.87 *(0.92)*	0.88 *(0.93)*	0.84 *(0.91)*
Pente	0.89 *(0.95)*	1.09 *(0.98)*	0.74 *(0.98)*	1.18 *(1.34)*
Ordonnée origine	-6.29 W.m^{-2} *(-5.9)*	14.67 W.m^{-2} *(6.3)*	17.64 W.m^{-2} *(12.5)*	-0.4 µmol.m^{-2}.s^{-1} *(1.32)*
RMSE	18.34 W.m^{-2} *(4.1)*	42.61 W.m^{-2} *(26)*	34.46 W.m^{-2} *(28)*	4.44 µmol.m^{-2}.s^{-1} *(3.43)*
Biais	10.09 W.m^{-2} *(11.78)*	-18.49 W.m^{-2} *(-5.7)*	-3.79 W.m^{-2} *(-11.45)*	-5.7 µmol.m^{-2}.s^{-1} *(-8.2)*
d	0.99 *(0.99)*	0.93 *(0.97)*	0.92 *(0.95)*	0.88 *(0.90)*

Tableau VII-6 Statistiques DART-EB et ISBA-A-gs (en italique et parenthèses) (a) pour les jours 213-217 et (b) pour les jours 257-264).

La Figure VII-11 montre l'évolution temporelle des flux mesurés et estimés par les modèles DART-EB et ISBA-A-gs. Les résultats de DART-EB sont en adéquation avec les mesures. Ainsi, la dynamique des flux estimés par DART-EB est fidèle aux mesures.



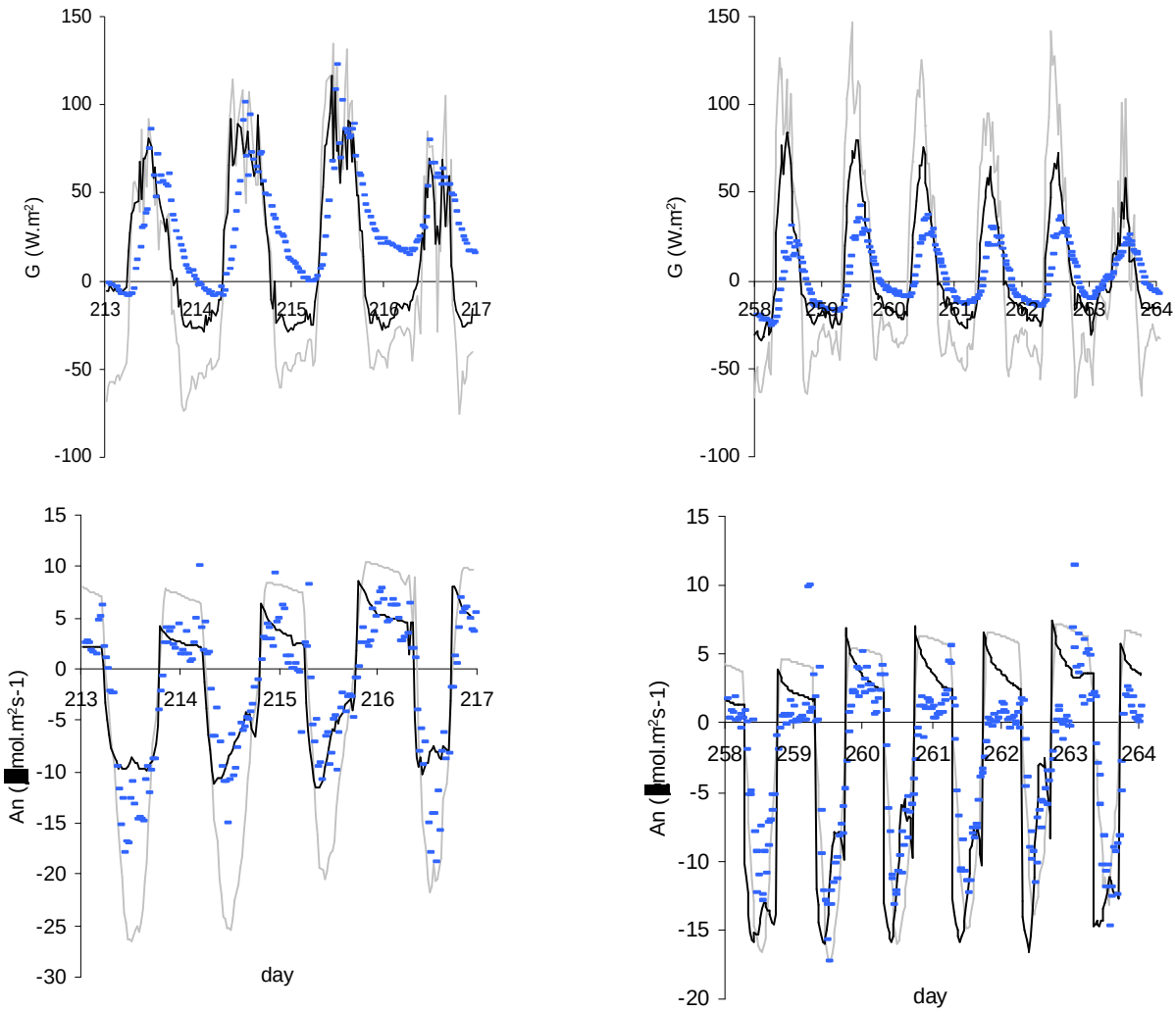


Figure VII-11 Evolution du rayonnement net (R_n), du flux de chaleur latente (LE), du flux de chaleur sensible (H), du flux de conduction dans le sol (G) et de l'assimilation nette de carbone. A gauche, au mois de juillet (jours juliens 213-217). A droite, début de période automnale (jours juliens 257-264)

Le rayonnement net est bien estimé par DART-EB et ISBA-A-gs pour les deux périodes de simulation.

Le flux de chaleur latente pour la période 213-217 est bien reproduit par DART-EB alors qu'ISBA-A-gs surestime l'évapotranspiration en milieu de journée. Pour la période 257-264, les 2 modèles sous-estiment le flux notamment DART-EB en milieu de journée. La nuit DART-EB a aussi tendance à surestimer l'évaporation du sol, point qui a été révélé lors de l'étude du site de MUREX.

Le flux de chaleur sensible est mieux estimé par DART-EB la journée mais est trop négatif en fin de journée. Ce dernier point est lié au flux de chaleur latente trop élevé. Les statistiques sont comparables pour les 2 modèles.

Enfin, l'assimilation nette de carbone est bien reproduite par DART-EB quelle que soit la période. En revanche, pour la période estivale, ISBA-A-gs surestime beaucoup l'assimilation de carbone par les feuilles. Ceci se retrouve aussi sur le flux de chaleur latente qui est surestimé la journée. Ainsi, la conductance stomatique semble mieux estimée par DART-EB. Pour la période où le stress hydrique est moindre, les deux modèles donnent des résultats comparables. Cependant, on remarque un pic de respiration en fin de journée sur les simulations de DART-EB, ce qui est probablement dû à une mauvaise estimation de la résistance stomatique.

VII.4.4 Distribution et évolution des flux au sein du couvert

VII.4.4.1 Evolution des flux et des températures. Distinction entre le sol et la végétation.

La Figure VII-12 donne une représentation des flux et des températures pour le couvert ainsi que la composante feuille et sol de chacun.

La partie végétale contribue pour plus des 2/3 du rayonnement net. Le flux de chaleur latente de la végétation est plus faible que celui du sol et, inversement pour le flux de chaleur sensible, qui est plus élevé pour le végétal que pour le sol, à cause du bilan d'énergie. Quelque soit le flux, il est naturellement maximum au midi solaire, là où le rayonnement est le plus fort et minimum pendant la nuit (valeurs négatives du flux de chaleur sensible et du rayonnement net). Cependant, on constate que le flux de chaleur sensible du sol est très négatif (i.e. $T_{air} > T_{sol}$) en fin de journée ce qui équivaut à une forte évaporation. Ceci se produit dans la plupart des couverts végétaux mais DART-EB a tendance à trop amplifier ce phénomène. Cette caractéristique de DART-EB laisse supposer soit une évaporation du sol trop forte et donc une résistance du sol mal adaptée en ces instants, soit une trop forte diminution de la température du sol en fin de journée soit encore une trop forte évaporation et une diminution trop importante de la température du sol. Une étude plus approfondie devra être menée pour en déterminer la cause exacte.

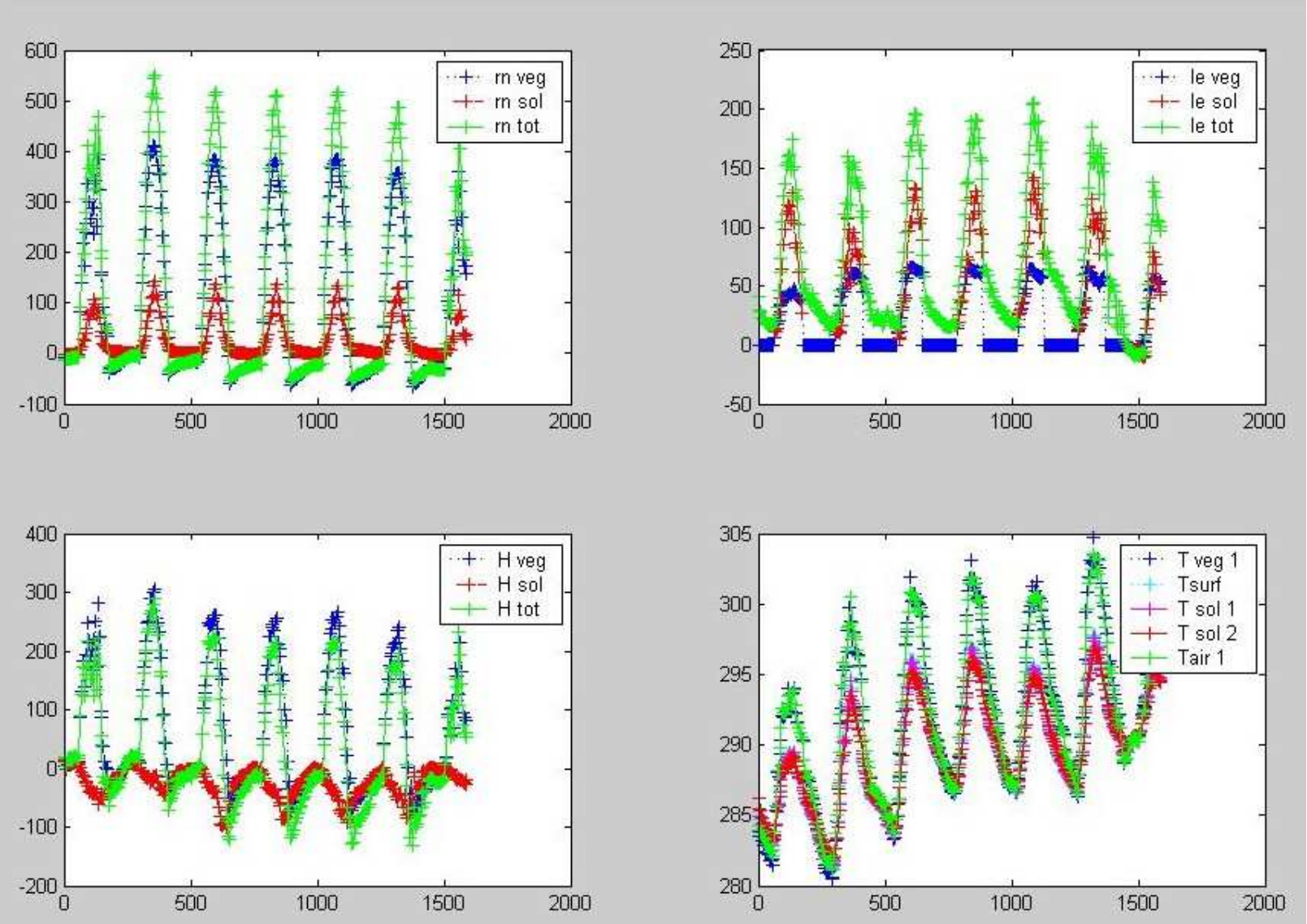


Figure VII-12. Evolution de la température du sol, ainsi que des flux du sol, de la végétation et totaux sur la période 257-264. Rayonnement net (haut gauche). Flux de chaleur sensible (bas gauche). Flux de chaleur latente (haut droit. En bas à droite, températures de la première (T sol 1 = T_{surf}) et deuxième (T sol 2) couche du sol, de l'air juste au dessus du sol (T air 1) et des feuilles de molinie, située juste au-dessus du sol (T veg 1).

Concernant l'évolution de la température de l'air dans les basses couches, de la surface et dans les 2 premières couches de sol, on distingue clairement l'évolution diurne des températures. Par ailleurs, la température moyenne des feuilles pour la couche juste au-dessus du sol est proche de la température de l'air à ce même niveau. La température du sol est plus faible que celle de l'air située juste au-dessus. Ceci s'explique car le sol au début de la période est à la capacité au champ. Il est donc humide, sa température est alors plus froide. Par ailleurs, la présence d'un couvert de molinie limite les pertes en eau du sol. Celle de la deuxième couche est légèrement moins sensible aux évolutions diurnes.

VII.4.4.2 Evolution du contenu en eau et de la température du sol

La Figure VII-13 permet une étude plus approfondie de l'évolution du contenu en eau du sol et de la température du sol de chaque couches. Les deux premières couches du sol sont très sensibles aux variations diurnes de température et d'humidité de l'air. En l'absence de précipitations, leur contenu en eau diminue progressivement ce qui implique une augmentation de la température moyenne du sol dans ces couches proches de la surface (de 286K à 293K à la fin de la période de simulation pour la couche au contact de la surface). Par ailleurs, du fait de l'assèchement progressif du sol, les amplitudes thermiques et du contenu en eau augmentent. En effet, on constate très nettement sur la Figure VII-13, à partir des instants 1000 (jour julien 261 à 4h30), que l'écart entre le contenu en eau minimum et maximum au cours d'un cycle diurne augmente. Il en est de même pour la température du sol près de la surface. Cet écart pour la première couche de sol était de 0.215-0.19 = 0.025 m^3/m^{-3} et de 7K pour le jour 257, il est de 0.18-0.145 = 0.035 m^3/m^{-3} et de 10K le jour 262.

La couche la plus profonde (entre 0.21 cm et 0.81 cm, courbe en magenta sur la Figure VII-13) est indépendante des conditions atmosphériques. Son contenu en eau reste constant sur la période, en revanche, sa température augmente de 287K à près de 290K à cause de la diffusion de chaleur des couches supérieures.

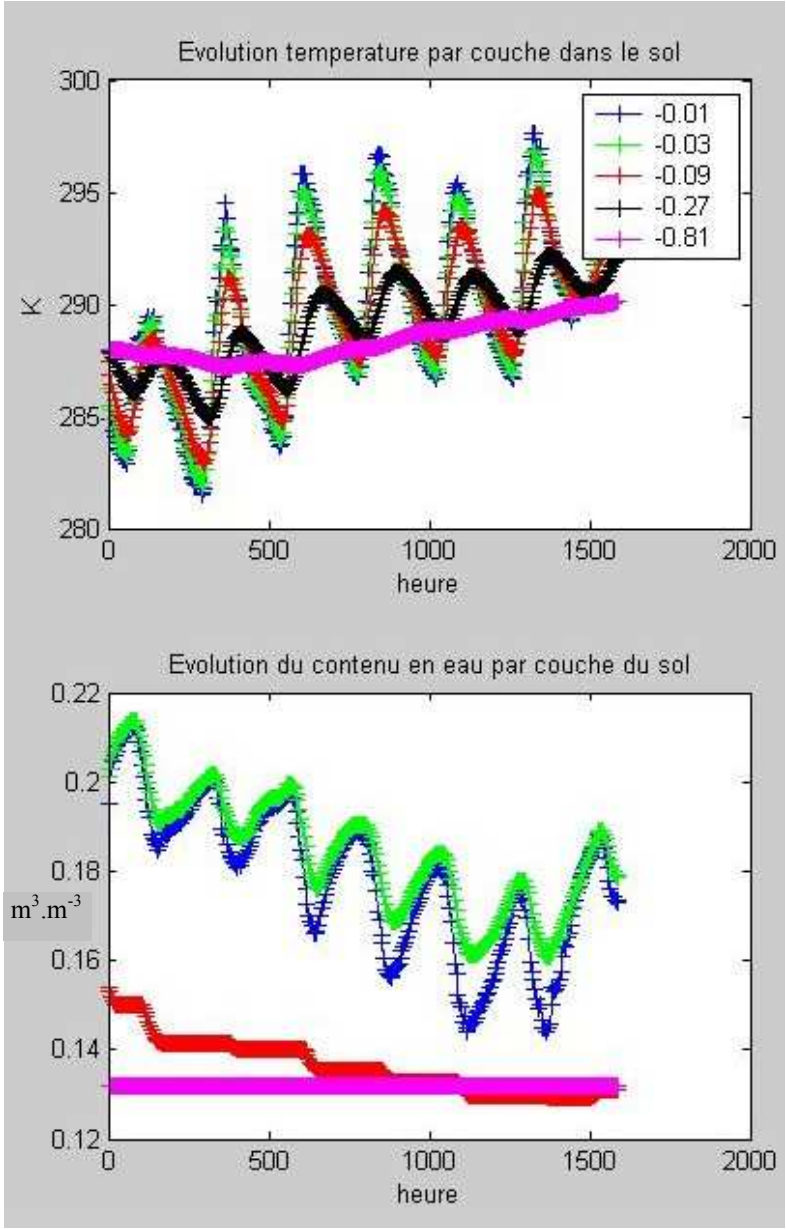


Figure VII-13. Température et contenu en eau de chaque couche du sol représentée par sa profondeur, pour les jours 257 à 264. En abscisse, l'instant 0 correspond au jour julien 257 à 0h30, l'instant 5 au jour 257 à 01h00 et ainsi de suite par pas de 5 instants équivalents à 30 min.

VII.4.4.3 Coupe horizontale des flux dans le couvert

La représentation 3D du site du Bray permet d'analyser la distribution des flux, des températures, etc., verticalement mais aussi horizontalement.. La distribution horizontale des flux est illustrée ci-dessous, pour une couche située en haut du houppier et, une couche située au milieu du houppier, là où le LAI est maximum. Ces résultats correspondent au jour julien

258 à 11h30 avec l'angle solaire zénithal égal à 41°, l'angle azimutal à 182° et le rayonnement global à 751 $W.m^{-2}$.

VII.4.4.3.1 En haut du couvert

Le f_{APAR}, le rayonnement net, la température foliaire et le flux de chaleur sensible ont à peu près la même distribution au sein de cette couche (Figure VII-14). Ils sont maximums pour les cellules directement éclairées par le soleil et minimums pour les cellules opposées à la direction solaire. Etant donné que ces cellules se situent en haut du couvert et, que les résultats présentés sont pour le midi solaire, elles reçoivent le maximum de rayonnement incident direct. Cette configuration minimise l'hétérogénéité de la distribution du rayonnement, des températures et des flux. En effet, le f_{APAR} et le rayonnement net varient peu au sein de la couche (Δf_{APAR}=0.015 ΔR_n=15 $W.m^{-2}$). En revanche, une variation de température foliaire de près de 0.5 K implique une variation du simple au double du flux de chaleur sensible (de 23 $W.m^{-2}$ à 44 $W.m^{-2}$). Ainsi, une faible variation de température au sein de la couche affecte beaucoup la distribution du flux de chaleur sensible.

Par ailleurs, la transpiration foliaire et l'assimilation de carbone sont distribués de manière similaire sur une même couche. En effet, ces échanges se font tous via les stomates et sont soumis aux mêmes résistances à un facteur près lié à la différence de diffusion entre la vapeur d'eau et le carbone. Cependant, on constate une certaine indépendance entre la distribution de ces flux et les distributions de la température foliaire et du f_{APAR}. Le maximum de température et de f_{APAR} ne correspond pas au maximum d'assimilation ou de transpiration. Ceci laisse supposer que les valeurs maximales d'APAR et de température foliaire entraînent une saturation, si bien que l'assimilation de carbone est alors uniquement limitée par le fonctionnement enzymatique. Cependant, d'autres facteurs interviennent pour expliquer la distribution de la transpiration et de l'assimilation nette de carbone au sein d'une couche.

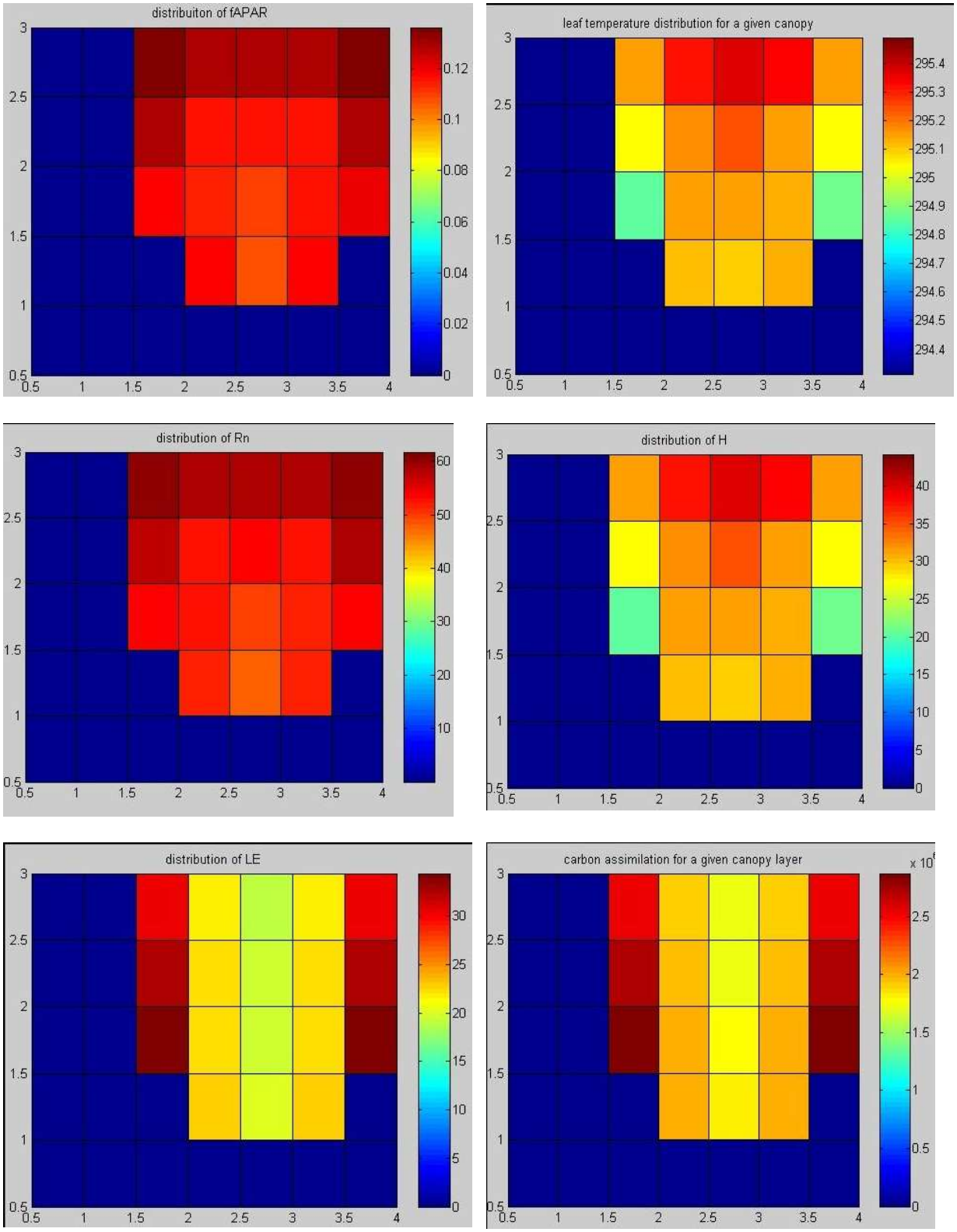


Figure VII-14. Distribution 2D pour une couche située en haut du houppier (en allant de gauche à droite, et de haut en bas) : f_{APAR}, température des feuilles et de l'air, rayonnement net, flux de chaleur sensible, transpiration foliaire et assimilation de carbone.

VII.4.4.3.2 Au milieu du houppier

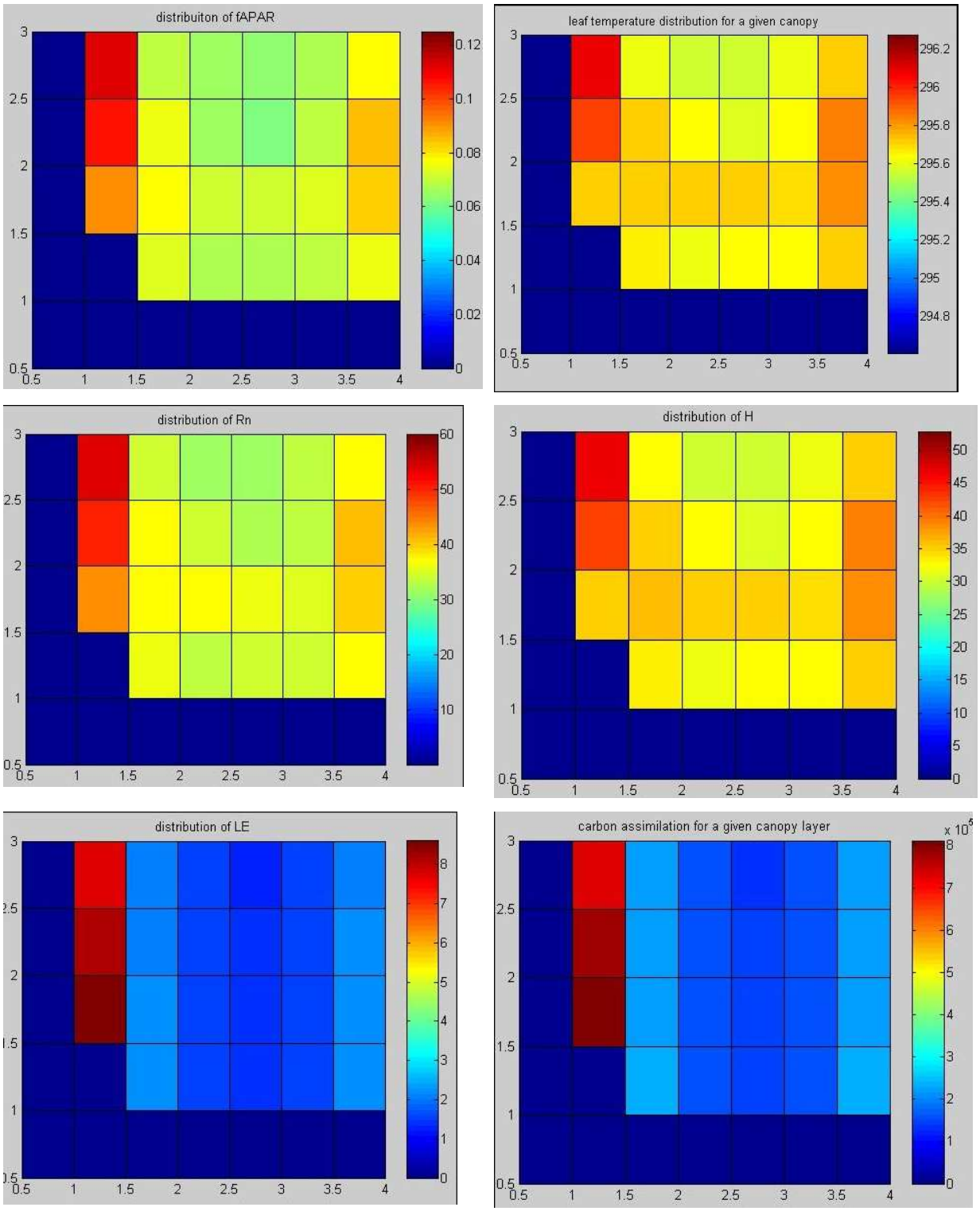


Figure VII-15. Distribution 2D pour la couche de LAI maximum située au milieu du houppier (en allant de gauche à droite, et de haut en bas) : f_{APAR}, température des feuilles et de l'air, rayonnement net, flux de chaleur sensible, transpiration foliaire et assimilation de carbone.

La Figure VII-15 montre que l'hétérogénéité de la distribution des flux et des températures est plus grande au centre du houppier qu'en haut, avec des écarts de valeur plus importants. En effet, les cellules situées en haut du houppier ont à peu près les mêmes conditions d'éclairement alors qu'au centre du houppier, les effets d'ombre intra et inter arbres dominent et l'atténuation du rayonnement solaire direct est plus importante, l'essentiel du rayonnement reçu étant alors diffus. On retrouve aussi le fait que les valeurs de flux et de températures sont minimales pour les cellules orientées à l'opposé du soleil, et maximales pour celle directement éclairées par le soleil.

Au centre de la couche, au milieu du houppier, le rayonnement diffus est prépondérant, le rayonnement absorbé est plus faible et les effets d'ombre sont maxima. Ceci explique que le f_{APAR} de toute cellule située au centre de la couche au milieu du houppier ($f_{APAR} \in [0.06,0.12]$) est moindre que le f_{APAR} de toute cellule située en haut du houppier ($f_{APAR} > 0.11$). Pour la couche au centre du houppier, le côté gauche reçoit un rayonnement direct en plus du rayonnement diffus (f_{APAR}=0.12, valeur comparable à celle en haut du houppier). Ceci est à relier avec la position du soleil (angle zénithal faible et angle azimutal supérieur à 180° qui induit un éclairement de la partie gauche).

Comme vu précédemment, le rayonnement visible absorbé par le couvert contribue au 2/3 du bilan radiatif. La distribution du rayonnement net est donc directement liée à celle du f_{APAR}. Sa dynamique est plus grande en haut (de 45 à 60 $W.m^{-2}$), qu'au centre du houppier (de 30 à 55 $W.m^{-2}$). Les valeurs maximales, dans les deux cas, se situent dans l'orientation du soleil.

La température foliaire moyenne de la couche située au centre du houppier est plus élevée ($T \in [295.6, 296]$) que celle située en haut ($T \in [294.4, 294.9]$). Son hétérogénéité spatiale est aussi plus importante, car les différences d'éclairement sont plus marquées au centre du houppier (effets d'ombre). Au centre du houppier, la concentration en feuilles est maximale (LAI moyen de la couche maximum). Il en résulte un stockage de chaleur plus important, ce qui explique pourquoi la température moyenne des feuilles est plus élevée. Le flux de chaleur sensible est maximum là où le rayonnement absorbé et la température foliaire sont maxima. Il est plus élevée au centre de la couche ($H \in [27, 48]$), qu'en haut du houppier ($H \in [20, 40]$), à cause du stockage de chaleur.

La transpiration foliaire et l'assimilation nette de carbone sont maximales pour les cellules en périphérie du houppier orientées vers le soleil (8.5 $W.m^{-2}$ et 8 $mmol.m^{-2}.s^{-1}$, respectivement)

et minimales au centre de la couche (1.5 $W.m^{-2}$ et 1.5 $mmol.m^{-2}.s^{-1}$, respectivement). Comme pour la couche située en haut de la canopée, elles suivent peu la variation au sein de la couche de la température foliaire et du rayonnement absorbé.

La comparaison entre l'assimilation nette de carbone, la transpiration foliaire et le f_{APAR} moyen laisse supposer que le module de photosynthèse est peut-être trop sensible au f_{APAR} moyen (Figure VII-16). En effet, plus que la température foliaire et le f_{APAR}, c'est le f_{APAR} moyen qui semble conditionner l'évolution des flux de carbone et d'eau des feuilles alors que l'on pourrait penser l'inverse. Le f_{APAR} moyen dans le modèle de Collatz permet de rendre compte de l'acclimatation des feuilles au rayonnement incident, sur une période de 15-30 jours, et de déterminer la capacité catalytique maximum de la Rubisco. L'approximation de Sellers et al. (1996) a été utilisée pour simplifier les calculs : le f_{APAR} temporel moyen est le f_{APAR} instantané du couvert pour un angle solaire de 60°. Il faudrait donc vérifier, avec des simulations réalisées avec des configurations expérimentales (zénith solaire, etc.) qui évoluent dans le temps, si cette hypothèse est bien adaptée dans ce cas d'étude.

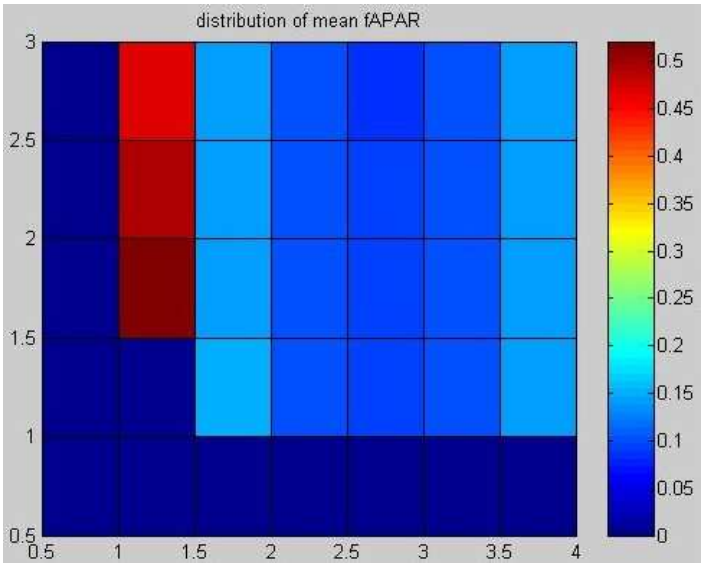


Figure VII-16. fAPAR moyen de la couche de végétation située au niveau de LAI maximum.

VII.5 Site d'Agdal

Le site d'Agdal se situe au sud-est de Marrakech au Maroc (lat :31,601°, long : 7,973). Il fait partie des projets SUDMED/IRRIMED, dédiés à l'étude de l'équilibre énergétique et hydrique, ainsi que des ressources hydrologiques de la région du Tensift au sud du Maroc. Il est constitué d'une plantation d'oliviers (*Olea europaea* L.) de 275 ha. Les olives sont la principale culture de la région avec les oranges et les céréales. La plupart des cultures sont irriguées. Le sol de la région de Marrakech est sablo argileux. Le climat de la région est semi-aride avec une quantité de précipitations moyenne annuelle de l'ordre de 250 mm dont environ 75% durant l'automne et l'hiver (novembre-avril).

L'oliveraie d'Agdal est bordée au Nord et à l'Est par la ville de Marrakech et par une orangeraie, au Sud et à l'Est par du sol nu. Duchemin (2003) donne les propriétés allométriques des oliviers de la parcelle Sud : hauteur moyenne des oliviers 6.5m et diamètre moyen de 7 m. La densité des oliviers est d'environ 400 arbres par hectare (Williams et al., 2004). Des mesures plus précises des caractéristiques géométriques des oliviers ont été réalisées par Khabba S. et El Kaoua M. (2004). Elles mettent en évidence la variation de la structure des houppiers due aux stades de développement variés des oliviers. En effet, la plupart des arbres ont plus de 200 ans. Ceux qui sont morts ont été remplacés par de jeunes arbres. Malgré ces hétérogénéités de structure, l'oliveraie peut être considérée comme homogène en termes de rugosité et d'occupation du sol. Par ailleurs, les oliviers sont irrigués périodiquement par gravitation. Avant une irrigation, l'humidité du sol est relativement homogène sur l'ensemble du site. Comme l'irrigation commence toujours dans la partie Sud de la plantation et progresse vers le Nord l'humidité du sol est très hétérogène pendant et juste après les périodes d'irrigation.

Lors des premiers mois de l'expérience (jour 272 à 332 de l'année 2002), les mesures ont été effectuées à la fois dans la partie Nord et Sud du site. Ensuite, les mesures sur le site Nord ont été arrêtées, celles sur le site Sud ont continué jusqu'en septembre 2004.

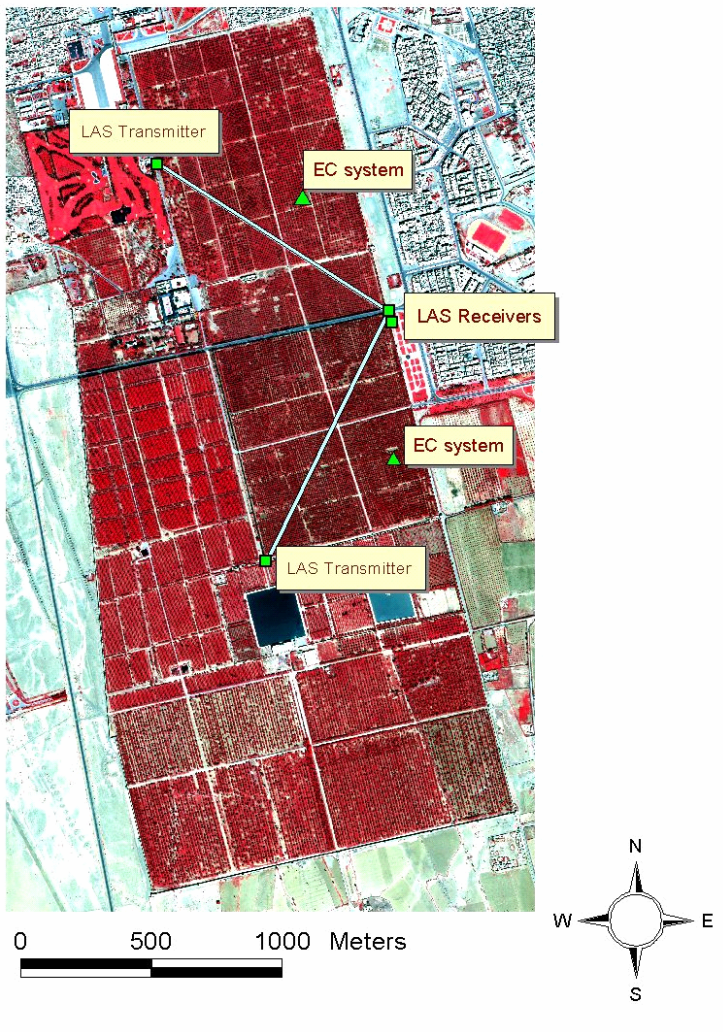


Figure VII-17 Image Quikbird du site d'Agdal. Les tours d'eddy covariance (EC) ainsi que les scintillomètres (LAS) sont indiqués.

Dans la partie Sud, une tour de 9.2m supporte les mesures micro météorologiques et d'eddy covariance. Le système d'eddy covariance enregistre les mesures en continu de la vapeur d'eau, du dioxyde de carbone et des flux de chaleur sensible à 8.8 m au-dessus du sol (soit 2.2m au-dessus du couvert d'oliviers). Deux scintillomètres (Large Aperture Scintillometer, LAS, 0.15 m) ont été installés diagonalement (émetteurs à l'est, récepteurs aux coins sud-ouest et nord-ouest), (Figure VII-17). Ils mesurent le flux de chaleur sensible. Leur disposition implique un fetch maximum avec une orientation perpendiculaire à la direction principale du vent. La distance émetteur - récepteur est de 1070 m pour le site Sud. Le transect est de 13 m au-dessus du sol. En plus des mesures de flux par le scintillomètre, de nombreuses autres mesures micrométéorologiques et hydrologiques ont été réalisées : vitesse et direction du vent, température de l'air et humidité relative, rayonnement dans les courtes

longueurs d'onde mesurée à 9.2 m, rayonnement net au-dessus de la végétation mesuré à 8 m, rayonnement net au niveau du sol, températures radiatives du sol et de la végétation. Les vents dominants ont une direction allant du nord-est au nord-ouest la journée. Le flux de conduction dans le sol est mesuré par trois plaques de chaleur sensibles situées en des endroits différents de manière à obtenir des flux moyens fiables : sous la canopée, entre les arbres, et en position intermédiaire. Cependant, l'emplacement de ces plaques n'est peut-être pas encore idéal car trop à l'ombre. La température du sol est enregistrée en de multiples points à 5 cm de profondeur. Des réflectomètres de contenu en eau ont été installés à des profondeurs de 5, 10, 20, 30 et 40 cm pour mesurer le profil d'humidité du sol. Des mesures de LAI et de flux de sève ont aussi été effectuées (Williams et al, 2004).

Figure VII-18 Mât de mesure des flux et des données micrométéorologiques du site sud d'Agdal.

Les tests de validité de DART-EB sur le site d'Agdal ont été conduits uniquement à une période de mesures intensives dans la partie Sud du site du 27 octobre au 11 novembre 2002 (jour julien 300-315). Pendant cette période, le sol est nu : toutes les herbes ont été arrachées. Une irrigation a eu lieu le 3 novembre avec un apport d'environ 100 mm d'eau. L'évaporation du sol est faible avant l'irrigation (sol sec). La validité des mesures par eddy covariance est testée en évaluant la fermeture du bilan d'énergie (Rn+G=H+LE ?), sachant que le stockage

de chaleur dans la biomasse des oliviers et dans l'air n'est pas mesuré. En fait, le stockage dans la biomasse peut représenter près de 10% de l'énergie disponible dans de tels écosystèmes.

Les feuilles d'oliviers présentent une densité stomatique élevée sur la face inférieure et une cuticule épaisse sur la face supérieure. La transpiration des feuilles et l'assimilation de carbone ne se font que sur une seule face. Des particularités spectrales des feuilles mettent en évidence l'extinction du rayonnement solaire à partir des premières couches de feuilles dans la canopée. La transmittance des feuilles est nulle dans le visible et proche de 10% dans le proche infrarouge (Villemur et Dosba, 1997). Des spectres de réflectances des feuilles de 2 espèces d'oliviers (Cailletier et Picholine) ont été réalisés par Trigui et Baldy (1984). Nous nous en inspirerons pour fixer les propriétés optiques des feuilles Les propriétés optiques du sol dans les courtes longueurs d'onde ont été estimées à partir des mesures de réflectance de sol réalisées sur un autre site du projet Sud-Med. En revanche, les émissivités du sol et des feuilles sont prescrites. (Tableau VII-7).

Aucune mesure des propriétés physiologiques des feuilles d'olivier n'a été réalisée sur le site d'Agdal. Je n'ai pas trouvé de renseignements à ce propos dans la bibliographie. Ainsi, elles sont définies par celles d'un arbre classique (Tableau VII-7).

latitude	31.301°	
longitude	7.97°	
année	2002	
jours	300-315	
LAI	3	
Hauteur canopée (m)	18	
Hauteur du houppier (m)	6	
V_{max} à 25°C ($\mu mol.m^{-2}.s^{-1}$)	60	
Facteur stomatique m	12	
Résistance stomatique minimum	0	
Dimension des éléments foliaires	0.0024	
(m)	0.25	
Propriétés optiques :	Feuilles :	Sol :
- réflectance VIS	0.9 face supérieure	0.1364
	0.25 face inférieure	
- réflectance PIR-MIR	0.45 face supérieure	0.23
	0.62 face inférieure	
- émissivité TIR	0.02	0.02

Tableau VII-7 : Caractéristiques du site d'Agdal.

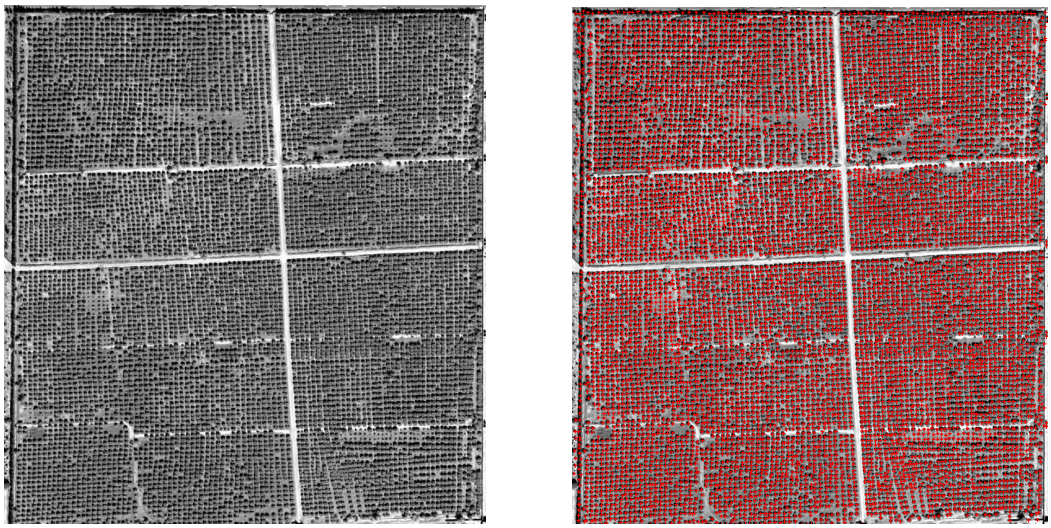
Le sol est divisé en 6 couches. La texture du sol a été mesurée sur le site pour la couche de surface, le milieu et le sol profond (Tableau VII-8).

	Epaisseur (m)	Texture		Densité racinaire %
		% argile	% sable	
Couche 1	0.05	0.313	0.42	0
Couche 2	0.05	0.342	0.489	0
Couche 3	0.1	0.342	0.489	0
Couche 4	0.1	0.342	0.489	0.3
Couche 5	0.1	0.342	0.489	0.5
Couche 6	5.0	0.41	0.435	0.2

Tableau VII-8 : Texture du sol et densité racinaire sur le site d'Agdal

VII.5.1 Représentation du site d'Agdal

La maquette réelle de l'ensemble du site d'Agdal a été réalisée à partir d'une image panchrométrique du satellite Quickbird. Les images Quickbird disponibles couvrent les canaux spectraux suivant : le bleu (450-520nm), le vert (520-600nm), le rouge (630-690nm), le proche infrarouge (760-900nm) et le panchromatique (445-900nm). La résolution spatiale est de 2.44m au nadir dans les canaux allant du bleu au proche infrarouge et de 0.61 m au nadir pour le panchromatique. La largeur de fauchée est de 16.5km au nadir. La position et la dimension de chaque arbre ont été calculés par traitement d'images. Cette maquette contient 8970 arbres (dont 8554 oliviers). Le fichier contenant l'ensemble des caractéristiques des arbres (position et structure) sert de fichier d'entrée au modèle DART.



a) b)

Figure VII-19: a) Image Quickbird panchromatique du site Agdal b) Image Quickbird panchromatique avec la position des arbres superposée.

VII.5.2 Simulation d'images satellites du site d'Agdal avec DART

Plusieurs images du site d'Agdal ont été simulées avec DART, dans le bleu (450-520 nm), le vert (520 - 600 nm), le rouge (630 - 690 nm) et le proche infrarouge (760 - 900 nm). Les caractéristiques de la maquette et des propriétés optiques des feuilles sont les suivantes :

- nombre d'arbres : 8554 oliviers, dont 12 en dehors de l'aire d'étude et 428 arbres autres que les oliviers.
- Le LAI des oliviers est de 2.2 et de 0.35 pour les autres arbres
- Le pourcentage de trous dans le houppier a été fixé à 30% pour les oliviers et 50% pour les autres arbres.
- La dimension de la maquette simulée est 955m x 888m x 12m. Les simulations ont été réalisées avec une résolution spatiale (i.e. taille des cellules) de 1m x 1m x 1m.
- Les propriétés optiques des feuilles sont de 4.69, 6.8, 3.84, 39.6 dans le bleu, le vert, le rouge et le proche infrarouge, respectivement.
- Les propriétés optiques du sol sont 3.3, 6.1, 4.4, 45 dans le bleu, le vert, le rouge et le proche infrarouge respectivement.
- La direction solaire est $\theta_s = 150°$, en zénithal, et $\Phi_s = 200°$, en azimut
- La proportion de rayonnement diffuse est nulle.

Pour indication, le temps de calcul d'une seule simulation est de près de 4h.

Les images simulées (, Figure VII-21, Figure VII-22) comparées à l'image réelle Quickbird (Figure VII-20) montrent que le modèle DART est capable de simuler des images de télédétection dans le visible et l'infrarouge avec précision. Ceci laisse supposer que l'utilisation de DART-EB dans le domaine thermique sera un outil utile pour la compréhension et l'estimation des paramètres de surface et des températures par télédétection.

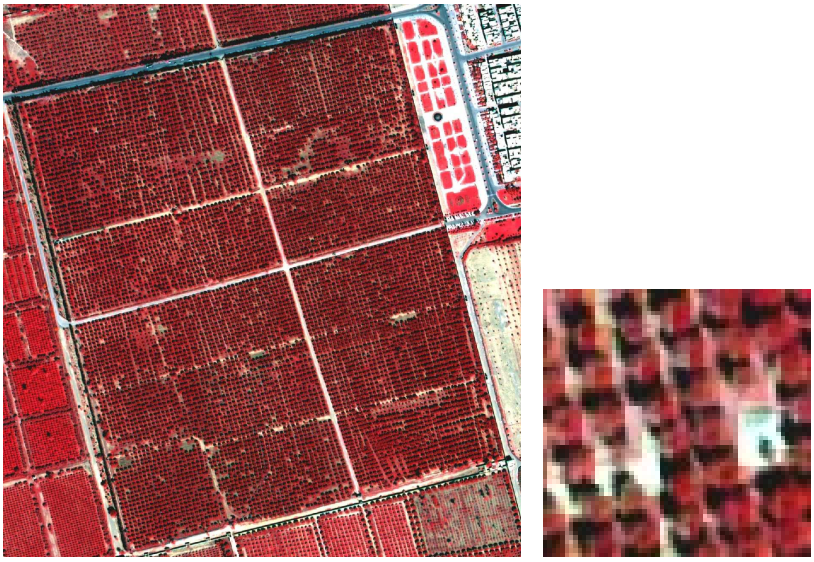


Figure VII-20. Images *Quickbird, composition colorée.*

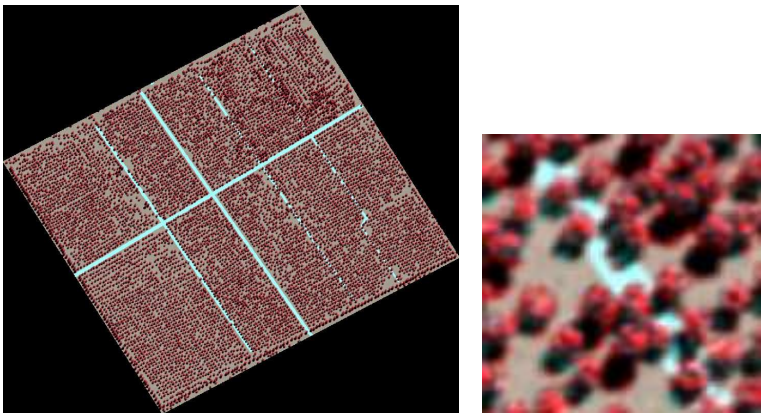


Figure VII-21. *Simulation DART en composition colorée, vue oblique.*

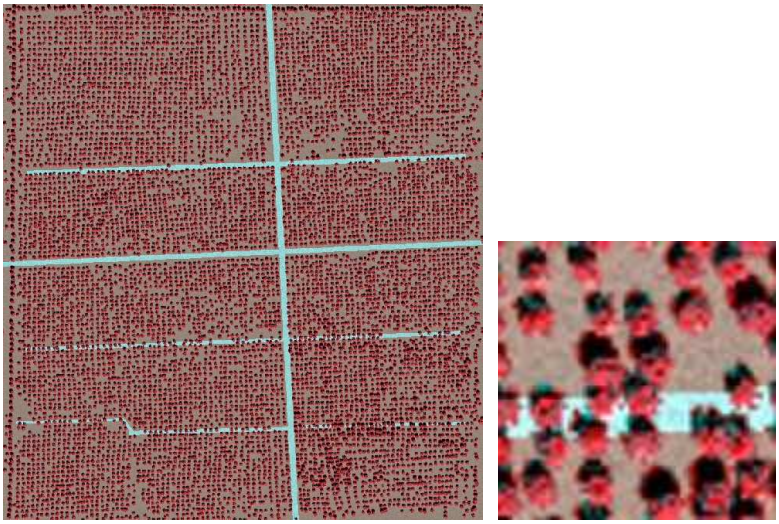


Figure VII-22. Simulation DART dans la direction du nadir, composition colorée.

VII.6 Conclusion partielle

DART-EB est un modèle qui simule de nombreux processus. Une première validation a été présentée. Elle teste les résultats du modèle en les confrontant avec des mesures terrain et un modèle 1D. Il en ressort qu'une paramétrisation plus complète et moins empirique des processus physiques et biochimiques de la canopée permet une meilleure évaluation des flux. Pour un couvert plus complexe, DART-EB apporte un plus dans l'estimation des flux du couvert mais certains points sont à étudier et à améliorer comme le flux de chaleur latente en fin de journée trop élevé.

Il est très difficile d'évaluer la cause des problèmes rencontrés car DART-EB est un modèle complexe où chaque module devrait être validé indépendamment des autres. Ceci permettrait aussi de voir s'il existe des phénomènes de compensation qui masqueraient des disfonctionnements du modèle. Il faut aussi souligner les incertitudes concernant certains paramètres de photosynthèse comme la conductance stomatique et l'efficacité quantique qui peuvent beaucoup affecter les résultats. De plus, il convient d'améliorer les paramétrisations du couplage eau/carbone et de la réponse de la photosynthèse au PAR.

Enfin, la prise en compte de l'architecture du couvert a permis de faire une étude sur la distribution horizontale des flux et des températures. Elle révèle une hétérogénéité forte entre 2 couches de végétation qui ont des éclairements et des LAI différents voire aussi au sein même d'une couche quand celle-ci est soumise majoritairement à un éclairement diffus au sein du couvert et un rayonnement solaire direct en périphérie. De plus, même si la validation de DART-EB sur le site d'Agdal n'a pu être réalisée, les images de télédétection simulées via le modèle DART dans le visible laisse entrevoir le potentiel d'utilisation de DART-EB dans le domaine de la télédétection infrarouge. C'est un point que je n'ai pas développé pendant ma thèse mais qui permet d'envisager une meilleure estimation et compréhension des paramètres issus de la télédétection. Ainsi, DART-EB est donc à même de pouvoir analyser l'impact des hétérogénéités de surface sur les échanges de masse et d'énergie et aussi sur des images télédétectées.

VIII
Conclusion et perspectives

VIII Conclusion et perspectives

L'objectif de la thèse était de développer un modèle de bilan d'énergie capable de pouvoir analyser l'impact des hétérogénéités de surface terrestres sur les échanges entre la biosphère et l'atmosphère. Pour ce faire, un modèle couplé de transfert radiatif et des processus de surface, DART-EB, a été élaboré. Le modèle 3D de transfert radiatif, DART, existait déjà. Une paramétrisation de l'ensemble des processus de surface (activité photosynthétique des couverts, flux de chaleur et d'eau dans le sol, flux convectifs et diffusifs dans le couvert, etc.) a du d'abord être choisie, puis adaptée et/ou développée pour le cas d'un environnement 3D. Ainsi, le modèle DART-EB pilote le modèle DART. Il s'agit d'un modèle quasi 3D, très intéressant par la simulation détaillée du transfert radiatif et du fonctionnement foliaire. Son caractère générique permet de simuler les échanges d'eau, de chaleur et de carbone pour des espèces végétales quelconques. Sa représentation du paysage assure la prise en compte de la variabilité spatiale de nombreux paramètres structuraux (LAI, hauteur, espacement des arbres et plantes...) et physiologiques (type de végétal).

Dans ce manuscrit, l'ensemble des 4 premiers chapitres a été consacré à la présentation des différents modules constituants DART-EB : transfert radiatif, transferts turbulents, fonctionnement foliaire et fonctionnement du sol.

Dans une première partie, la représentation du paysage ainsi que le transfert radiatif du visible au thermique et le bilan radiatif 3D par le modèle DART sont expliqués en détail.

Les 3 autres parties présentaient les transferts turbulents, le fonctionnement foliaire et le fonctionnement du sol. Ces modules de DART-EB utilisent des approches relativement classiques. L'originalité est due à leur adaptation pour tout ou partie à un environnement 3D. Cependant, le développement et/ou l'adaptation d'un modèle à un environnement 3D est loin d'être aisée. Face à la complexité d'une telle modélisation 3D, un premier choix a été de simuler la turbulence et la diffusion au sein du couvert en 1D. Le second concerne le fonctionnement du sol. La représentation du sol est tridimensionnelle mais dans cette première version de DART-EB, les échanges latéraux sont négligés. Cela revient donc à un modèle 1D multicouches. Néanmoins, le programme développé permet une évolution 3D de ces modules.

La deuxième étape du travail de thèse a consisté au couplage de l'ensemble des 4 modules. Elle est présentée dans le 5ème chapitre. Ce chapitre aborde aussi la stabilité de DART-EB à une des plus importantes inconnues : la distribution des températures du sol et des feuilles. Les tests effectués sont très satisfaisants : DART-EB converge vers une distribution des températures unique et ce, quelle que soit la distribution 3D des températures donnée en entrée.

Enfin, une dernière partie expose les résultats de la validation de DART-EB. Pour ce faire et aussi pour vérifier le caractère générique, DART-EB a été testé sur 3 sites expérimentaux. Les études menées ont permis de déterminer certaines lacunes du modèle et aussi d'estimer la précision des flux d'eau et de carbone simulés.

Le modèle a d'abord été évalué sur une jachère située sur le site du Fauga, et étudiée dans le cadre de l'expérience MUREX, près de Toulouse. Cette jachère est simulée comme étant un couvert homogène : pas de variation horizontale de la structure du couvert. Ainsi, le caractère 3D de DART-EB n'intervient pas dans cette étude. Seul son bon fonctionnement est testé et comparé à un modèle 1D, ISBA. Les résultats sont satisfaisants car DART-EB reproduit correctement la variabilité des flux sur une période temporelle assez longue, durant laquelle une coupe de la jachère a été effectuée. La paramétrisation développée dans DART-EB permet d'obtenir de meilleurs résultats par rapport à un modèle 1D plus empirique.

DART-EB a ensuite été paramétré et testé sur une plantation de pins maritimes avec un couvert de molinie au sol. Ce site EUROFLUX se trouve au Bray, près de Bordeaux. DART-EB simule les flux d'eau de chaleur et de carbone avec une bonne précision. Il reproduit bien les variabilités temporelles (périodes estivale et automnale). Comparé aux résultats obtenus par le modèle ISBA-A-gs, il apporte un plus dans l'estimation des flux mais certains points doivent être analysés (e.g., la surestimation de l'évapotranspiration en fin de journée). Par ailleurs, une analyse de la distribution des flux permet de montrer tout l'intérêt de DART-EB, à savoir analyse l'impact des hétérogénéités de surface sur les échanges d'énergie et de masse au sein d'un couvert.

Enfin, un des objectifs aurait été aussi de valider DART-EB sur un couvert complexe hétérogène : une plantation d'olivier sur le site d'Agdal à Marrakech. Faute de temps et l'ajout d'une contrainte professionnelle forte, l'étude de ce site n'a pu être menée à terme mais l'ensemble du travail effectué est présenté pour de futurs utilisateurs de DART-EB. La

possibilité de simuler des images Quickbird avec le modèle DART dans le visible, le proche infrarouge et l'infrarouge thermique, soulignant l'intérêt de DART-EB pour l'estimation et la compréhension des paramètres de surface.

De cette validation, il semble important de mieux connaître l'incertitude lié à certains paramètres de la photosynthèse (e;g., la pente de la relation de Ball & Berry, la vitesse maximale de carboxylation, le degré de courbure de la relation entre le taux de transport d'électrons et la lumière) et du sol (e.g., texture, paramètres hydrologiques, extraction racinaire). Aussi, une validation module par module de DART-EB doit être envisagée afin de résoudre l'ensemble de problèmes évoqués dans la dernière partie.

Perspectives

Les résultats prometteurs obtenus permettent de définir des perspectives à court et moyen terme. Il importe d'abord de mener à terme la validation complète du modèle, puis d'analyser de façon plus approfondie les effets de variabilité spatiale et temporelle pour différents couverts et enfin de progresser dans la modélisation des échanges en améliorant les points faibles actuels de DART-EB.

En effet, les résultats des comparaisons simulations/mesures ont été interprétés mais le bon fonctionnement de l'ensemble des différents modules de DART-EB n'a pu être réalisé par manque de données de validation. DART-EB est un modèle complexe, faisant intervenir de nombreux processus, ce qui implique une validation du modèle difficile et fastidieuse. Mais, la difficulté principale dans la validation complète de DART-EB est de disposer d'un jeu de données complet en terme d'observations météorologiques, de mesures des caractéristiques du milieu (architecture couvert, propriétés physiologiques, hydriques optiques...) et de données de validation sur une période suffisamment longue et sur différents types de couverts végétaux allant du quasi homogène au 3D pur. Un tel jeu "idéal" de données n'a pu être utilisé dans le cadre de cette thèse. Il semble alors important de poursuivre ce travail de validation et d'obtenir l'ensemble des données d'un site instrumenté voire plusieurs où un maximum de mesures physiologiques, optiques et hydriques limiterait l'incertitude des paramètres d'entrée et où les mesures de flux à différents points permettraient la validation d'un modèle 3D tel que DART-EB.

Par ailleurs, DART-EB devra à terme déterminer les échanges entre la végétation et l'atmosphère en 3D. Ceci implique certaines améliorations voire de nouveaux développements informatiques pour 2 modules de DART-EB : la turbulence et la diffusion de particules dans le couvert (modélisation 3D) ainsi que le fonctionnement du sol (prise en compte des échanges latéraux). Le module de photosynthèse peut aussi gagner en précision via la distinction des feuilles à l'ombre et de celles au soleil au soleil au sein d'une cellule ou la prise en compte de la respiration du bois qui est pour le moment non calculée. Il en résultera une meilleure estimation des flux de carbone du couvert végétal. Le calcul de la respiration du sol n'est pas non plus adapté à un modèle 3D et devrait donc être amélioré. Autre point non simulé par DART-EB : les précipitations et l'évaporation des feuilles. Il est contraignant car il implique une comparaison avec les mesures terrain uniquement sur une période sans pluie.

Enfin, durant cette thèse, d'importantes améliorations ont été apportées au modèle DART. Ces améliorations laissent entrevoir de nouvelles perspectives d'utilisation de DART-EB. Ainsi, il est maintenant possible de traiter le transfert radiatif sur un bassin versant via une carte d'occupation des sols. De plus, à une échelle beaucoup plus réduite, les branches des arbres peuvent dorénavant être renseignées pour la construction de la maquette, ce qui améliore le caractère 3D de DART. D'autre part, le modèle DART traite désormais les cellules mixtes, i.e. présence d'éléments de tronc ou de branche avec des feuilles. Ainsi, DART-EB pourra dans le futur à la fois simuler les échanges d'énergie et de masse pour des paysages complexes (bois+couvert agricole...) ou estimer de manière très fine les échanges de carbone et d'eau à l'échelle du plant. Cette possibilité de prise en compte de l'échelle d'analyse est essentielle pour mieux comprendre et mieux simuler les flux de surface.

D'autres travaux sont en cours, notamment l'extension de DART-EB à un environnement urbain. Les préliminaires de ce travail ont été réalisés avec Amodéo (2004). Beaucoup reste à faire notamment sur la turbulence qui est entièrement paramétrée en 1D.

De nombreuses pistes de travail et de développement pour DART-EB sont donc possibles, ses applications multiples allant du fonctionnement des feuilles et du sol à la télédétection. Après une validation complète du modèle sur d'autres couverts végétaux, le caractère 3D de DART-EB sera adapté à l'étude de l'impact de l'hétérogénéité de surface sur ces paramètres de surface et sur le flux d'eau, de chaleur et de carbone pour des couverts quelconques. DART-EB constituera alors un outil d'analyse puissant pour mieux comprendre les interactions rayonnement-végétation-sol et mieux appréhender le fonctionnement foliaire. Il sera aussi

utilise pour comprendre les interactions entre l'architecture des canopées et leur fonctionnement. Ainsi, l'ensemble de ces recherches devrait amener à la définition de propriétés émergentes qui permettront d'améliorer les paramétrisations des modèles de surface plus simples et mais opérationnels. D'autre part, grâce à la simulation d'images de télédétection réalisée par son module de transfert radiatif, DART-EB sera un outil intéressant pour étudier le fonctionnement de la végétation à partir d'images satellite et pour l'estimation directe ou indirecte des paramètres de surface (albédo, transmittance des couverts, résistances stomatique et de couche limite du couvert, etc.) par télédétection. Il permettra aussi d'étudier les relations entre les mesures spatiales et la transpiration ou photosynthèse des couverts.

BIBLIOGRAPHIE

Bibliographie

Amodéo, T. 2004. Modélisation des échanges d'énergie des milieux urbains. *Rapport de DEA OAE, Université Paul Sabatier.* 23pp.

Arora V, 2002. Modelling vegetation as a dynamic component in soil-vegetation-atmosphere transfer schemes and hydrological models. *Reviews of Geophysics.* 40,2, 31-326.

Albertson, J.D., Katul, G., Wiberg, P., 2001. Relative importance of local and regional controls on coupled water, carbon, and energy fluxes. *Adv. in Water Res*., 24, 1103-1118.

Aubinet, M., Grelle, A., Ibrom, A., Rannick, Ü, et al, 1999. Estimates of the annual net carbon and water exchange of European forests: the EUROFLUX methodology. Adv. Ecol. Res. 30, 113-175.

Baldocchi, D.D. 1989. Turbulence transfer in a deciduous forest. *Tree Physiology*. 5: 357-377.

Baldocchi D.D, 1992. A Lagrangian random walk model for simulating water vapour CO2 and heat flux densities and scalar profiles over and within a soybean canopy. *Boundary-Layer Meteorology*.61, 113-144.

Baldocchi D.D., 1995. Scaling carbon dioxide and water vapour exchange from leaf to canopy in a deciduous forest. II. Model testing and application. *Plant, Cell and Environment.* 18, 1157-1173.

Baldocchi D.D., Meyers T., 1998. On using eco-physiological, micrometeorological and biochemical theory to evaluate carbon dioxide, water vapour and trace gas fluxes over vegetation : a perspective. *Agricultural and Forest Meteorology*. 90, 1-25.

Baldocchi D.D., Law B.E., Anthoni P.M., 2000. On measuring and modelling energy fluxes above the floor of a homogeneous and heterogeneous conifer forest. *Agricultural and Forest Meteorology*. 102, 187-206.

Baldocchi D.D., Wilson K.B., 2001. Modelling CO2 and water vapour exchange of a temperate broad-leaved forest across hourly to decadal time scales. *Ecological Modelling.* 142, 155-184.

Ball J.T. and Berry J.A., 1982. The ci/cs ratio: a basis for predicting stomatal control of photosynthesis. Carnegie Institute Washington Yearbook, 81: 88-92.

Belot A., 2002, Modélisation 3D des échanges d'énergie et de masse d'un couvert végétal. Rapport. DEA biosphère continentale : Sols, Ecosystèmes, Atmosphère, Institut National Agronomique, Paris-Grignon, France.

Boone, A., Calvet, J-C, Noilhan, L., 1999: Inclusion of a third soil layer in a land surface scheme using the force restore method. *J. Appl. Meteorol*. 2, 374394.

Boone A., 2000: Modélisation des processus hydrologiques dans le schéma de surface ISBA: Inclusion d'un réservoir hydrologique et modélisation de la neige. PhD thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse.

Braud I., Dantas-Antonio A.C., Vauclin M., Thohy J.L., Ruelle P., 1995. A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SiSPAT) development and field validation. *Journal of Hydrology,* 166 : 213-250.

Bruse M., Fleer H., 1998. Simulating surface-plant-air interactions inside urban environments with a three dimensional numerical model. *Environmental Modelling and Software.* 13, 373-384

Brooks R.H., Corey A.T., 1966: Properties if porous media affecting fluid flow. *J. Irrig. Drain. Am. Soc. Civil Eng* IR2, 61-88.

Calvet, J-C., Bessemoulin, P., Noilhan, J., Berne, C., Braud, I., Courault, D., Fritz, N., Gonzalez-Sosa, E., Goutorbe, J.-P., Haverkamp, R., Jaubert, G., Kergoat, L., Lachaud, G., Laurent, J.-P, Mordelet, P., Olioso, A., P'eris, P., Roujean, J.-L., Thony, J.-L., Tosca, C., Vauclin, M., and Vignes, D., 1999: MUREX: a land-surface field experiment to study the annual cycle of the energy and water budgets. *Ann. Geophys*., 17, 838--854.

Calvet, J. C., Noilhan J., Roujean J.-L., Bessemoulin P., Cabelguenne M., Olioso A., Wigneron J.-P., 1998. An interactive vegetation SVAT model tested against data from six contrasting sites. *Agric. Forest Meteorol*., 92: 73-95.

Camillo, P.J., Gurney, R.J., 1986: A resistance parameter for bare-soil evaporation models. *Soil Science*, 141 :98-105.

Cellier P., Brunet Y., 1992. Flux-gradient relationships above tall plant canopies. *Agricultural and Forest Meteorology.* 58, 93-117.

Clapp R., Hornberger G., 1978. Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water resources Research*, 14, 601-604.

Collatz G.J., Ball J.T., Grivet C., J.A. and Berry, 1991: Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration: a model that includes laminar boundary. *Agric. Forest Meteorol* 54, 107-136.

Daamen C., Simmonds L., 1996: Measurement of evaporation from bare soil and its estimation using surface resistance. *Water Resources Research*, 32-5, 1393-1402.

Daamen C.C, 1997. Two source model of surface fluxes for millet fields in Niger. *Agricultural and Forest Meteorology,* 83 : 205-230.

Daudet F.A., Le Roux X., Sinoquet H., Adam B., 1999. Wind speed and leaf boundary layer conductance variation within tree crown, Consequences on leaf-to-atmosphere coupling and tree functions. *Agricultural and Forest Meteorology,* 97:171-185.

Dauzat J., Rapidel B., Berger A., 2001. Simulation of leaf transpiration and sap flow in virtual plants : Model description and application to a coffee plantation in Costa Rica. *Agricultural and forest meteorology,* 109:143-160

Deardorff J.W., 1978. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *Journal of Geophysical Research,* 83 : 1889-1903.

Deardorff, J.W., 1977: A parameterization of ground-surface moisture content for use in atmospheric prediction models. *J. Appl. Meteor*., **16**, 1182-1185

Denmead O.T., Bradley E.F., 1985. Flux gradient relationships in a forest canopy. In Hutchinson BA, Hicks BB, editors. The forest-atmosphere interaction. Norwell, MA: D. Reidel; p 421-442.

Denmead O.T., Bradley E.F., 1987. On scalar transport in plant canopies. *Irrig. Sci*. 8, 131-149.

Denmead, O. T., Harper, . A., and Sharpe, 2000. Identifying sources and sinks of scalars in a corn canopy with inverse Lagrangian dispersion analysis, I. Heat. *Agric. Forest Meteorol.* 108, 67-73.

DePury, D.G.G, Farquhar, G.D., 1997: Simple scaling of photosnthesis from leaves to canopies without the errors of big-leaf models. *Plant, Cell and Environment* 20, 537-557

Duchemin B., 2003. Caractérisation du couvert végétal. Agdal 2002; projet Sud-Med. *Rapport interne 6 pp.*

Duthoit S., 2002. Prise en compte des conditions atmosphériques et des hétérogénéités de structure sur la simulation des échanges radiatifs au sein d'un couvert végétal. *Université Paul Sabatier, Toulouse*. Rapport de DEA "Ecologie des systèmes continentaux" option "Systèmes terrestres". 34pp.

Epron D., Farque L., Lucot E., Badot P-M., 1999: Soil CO2 efflux in a beach forest; dependence on soil temperature and soil water content. *Ann.For.Science*., 56, 221-226.

Farqhar G.D., von Crammerer S., Berry J.A., 1980. A biochemical model of photosynthetic CO_2 assimilation in leaves of C_3 species. *Planta*, 149 : 78-90.

Finnigan J., 2000. Turbulence in plant canopies. *Annu.Rev.Fluid.Mech.*32, 519-571.

Gascon, F., 2000. Modélisation physique d'images de télédétection optique. *Thèse*. Université de Toulouse III.

Gascon, F., Gastellu-Etchegorry J.P., Lefèvre M.J., 2001. Radiative transfer Model for Silmulating Hight-Resolution Satellite Images. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens*. 39 (9): 1922-1926.

Gastellu-Etchegorry, J.P., Demarez, V., Pinel, V., Zagolski, F., 1996: Modeling radiative transfer in heterogeneous 3-D vegetation canopies. *Remote Sens. Environ*, 58:131-156.

Gastellu-Etchegorry, J-P, Martin, E., Gascon, F., 2003. DART: A 3-D model for simulating satellite images and studying surface radiation budget.

Gastellu-Etchegorry, J-P, Martin, E., Gascon, F., et al. 2006. DART Handbook. *Manuel d'utilisation de DART*, http://www.cesbio.ups-tlse.fr/fr/dart0.htm. 95pp.

Gijzen, H. and Goudriaan, J., 1989. A flexible and explanatory model of light distribution and photosynthesis in row crops. *Agric. For. Meteorol., 48: 1-20.*

Gu L., Shugart H.H, Fuentes J.D., Black T.A., Shewchuk S.R., 1999. Micrometeorology, biophysical exchanges and NEE decomposition in a two-story boreal forest. Development and test of an integrated model. *Agricultural and Forest Meteorology.* 94, 123-148.

Guillevic P., Gastellu-Etchegorry J.P., 1997. Modeling BRF and Radiation Regime of Tropical and Boreal Forests -PART II : PAR Regime. *Remote Sensing of Environment.*

Guillevic P., 1999. Modélisation des bilans radiatif et énergétique des couverts végétaux. *Thèse de Doctorat de l'Université Paul Sabatier.181 pages.*

Goudriaan, J., 1977. Crop micropmeteorology: a simulation study, Pudoc, Wageningen.

Govaerts, Y., 1995. A model of light scattering in three-dimensional plant canopies: a Monte Carlo ray tracing approach. *Thèse,* Université Catholique de Louvin.

Govaerts Y., and Verstraete M.M., 1998, Raytran : A Monte Carlo ray tracing model to compute light scattering in three-dimensional heterogeneous media. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 36, 493-505.

Gu L., Shugart H.H, Fuentes J.D., Black T.A., Shewchuk S.R., 1999. Micrometeorology, biophysical exchanges and NEE decomposition in a two-story boreal forest. Development and test of an integrated model. *Agricultural and Forest Meteorology.* 94, 123-148.

Habets F., Boone A., Noilhan J., 2003. Simulation of Scandinavian basin using the diffusion transfer version of ISBA. *Global Planetary Change*, 803, 1-13.

Hapke B., 1993. Theory of reflectance and emittance spectroscopy. *Topics in remote sensing*, Vol 3, Cambridge University Press.

Hu, Z., Islam, S., 1995. Prediction of Ground Surface Temperature and Soil Moisture Content by the Force-Restore method. *Water Resour. Res*., 31, 2531-2539.

Idso B., De Wit, C.T., 1970, Light relations in plant canopies, Applied Optics, Vol. 9, p.177-184.

Jarvis P.G., 1976. The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, B, 273 : 593-610.

Jones H.G., 1992. Plants and microclimate: A quantitative approach to environmental plant physiology, 2nd ed., Cambridge Univerity press, New York, 428 pp.

Kaimal J.C., Finnigan J.J., 1994. Atmospheric Boundary Layer Flows : Their Structure and their Measurements. 289pp, Oxford Univ.Press, New York.

Katul G., Oren R., Ellsworth D., Hsieh C., Phillips N., 1997. A Lagrangian dispersion model for predicting CO2 sources, sinks and fluxes in a uniform loblolly pine (*Pinus taeda L.*) stand. *Journal of Geophysical Research*. 102,D8, 9309-9321.

Khabba S., El Kaoua M., 2004. Application de différentes techniques directes et indirectes (LAI-2000) et la photographie hémisphérique) pour les mesures de l'indice foliaire chez l'oranger et l'olivier. *Mémoire de maîtrise es- Sciences et Techniques. Faculté des Sciences Techniques de Marrakech. 47 pp.*

Kimes D.S., Krichner J.A., 1982. Radiative transfer model for heterogeneous 3-D scenes. *Appl. Opt.,* 21:4119-4129.

Kubelka, P., and Munk, F., 1931. Ein Beitrag zur Optik der Farbanstriche. *Ann. Techn. Phys.* 11, 593-601.

Kustas W.P., 1990. Estimates of evapotranspiration with a one- and two-layer model of heat transfer over a partial canopy cover. *Journal of Applied Meteorology,* 29: 704-715.

Lagouarde J.P., Loustau D., Courault D., Tournebize R., 1995.Le bilan d'énergie d'un couvert végétal. *Actes de l'Ecole-Chercheurs INRA en Bioclimatologie,* 3-7 avril 1995, Le Croisic, France. Tome1, pages 383-404.

Lai C.T, Katul G., Oren R., Ellsworth D, Schäfer K, 2000. Modelling CO2 and water vapour turbulent flux distributions within a forest canopy. *Journal of Geophysical Research*. 105 D21, 26333-26351

Lamaud E., Ogée, J., Brunet, Y., Berbigier, P., 2001: Validation of eddy flux measurements above the understory of a pine forest. *Agric. Forest Meteorol* 106, 187-203.

Leuning R., Kelliher F.M., De Pury D.G.G., Schulze E-D, 1995: Leaf nitrogen, photosynthesis, conductance and transpiration: scaling from leaves to canopies. *Plant, Cell and Environment*. 18, 1183-1200.

Leuning R., Denmead O.T., Miyata A., Kim J., 2000. Source/sink distributions of heat, water vapour, carbon dioxide and methane in a rice canopy estimated using Lagrangian dispersion analysis. *Agricultural and Forest Meteorology*. 104, 233-249.

Louis, J.-F., 1979: A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Bound. Layer Meteor.*, **17**, 187-202.

Loubet B., 2000. Modélisation du depot sec d'ammoniac atmosphérique à proximité des sources. *Thèse de doctorat de l'Université Paul Sabatier.* 330 pp.

Luo Y., Medlyn B., Hui D., Ellsworth D., Reynolds J-F, Katul G., 2001. Gross primary productivity in the Duke forest: modeling synthesis of free-air CO_2 enrichment experiment and eddy-covariance measurments. *Ecological Applications*, 11:239-252.

Luquet D., (2002). Suivi de l'état hydrique des plante par infrarouge thermique: analyse expérimentale et modélisation 3D de la variabilité thermique au sein d'une culture en rang de cotonnier**.** Thèse de doctorat, Institut National Agronomique Paris Grignon, France, 164pp.

Martin, E. 2006. DART : Modèle 3D multispectral et inversion d'images optiques de satellite – Application aux couverts forestiers. *Thèse de l'Université Paul Sabatier.* 202pp.

McCumber, M. C., and R. A. Pielke, 1981: Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model. *J. Geophys. Res.,* 86-C10**,** 9929–9938.

Mac Naughton , K.G. and van den Hurk B.J.J. 1995. A Lagrangian revision of the resistors in the two layer model for calculating the energy budget of a plant canopy. Boundary Layer Meteorology. 74, 261-288.

Mason, P. J. 1994. Large-eddy simulation: A critical review of the technique. *Quart. J. Royal Meteor. Soc.* 120 , 515/pt.A, 1-26.

Massman, W. J. and Weil, J. C.: 1999, 'An Analytical One-Dimensional Second-Order Closure Model of Turbulence Statistics and the Lagrangian Time Scale within and above Plant Canopies of Arbitrary Structure', *Boundary-Layer Meteorol.* **91**, 81–107.

Massman W.J., 1999. A model study of kB_H^{-1} for vegetated surfaces using 'localised near-field' Lagrangian theory. *Journal of hydrology.* 223, 27-43.

Meyers T., Paw U K.T., 1986.Testing of a higher-order closure model for modelling airflow within and above plant canopies. *Boundary Layer Meteorology.* 37, 297-311.

Meyers T., Paw Y K.T., 1987. Modelling the plant canopy micrometeorology with higher-order closure principles. *Agricultural and Forest Meteorology*. 41, 143-163.

Monteith, J.L., 1965. Light distribution and photosynthesis in field crops. *Journal of Experimental Biology.* 29, 17-37.

Monteith J.L., Unsworth M.H., 1990. Principles of environmental physics. Second Edition. Edward Arnold.

Montejo, E. 1997. Structure et dynamique des phytomasses d'une jachère : lien avec disponibilité des ressources en eau du sol. Université Paul Sabalier, Toulouse. Mémoire de DESS.

Myneni, R.B., Asrar, G., Kanemasu, E.T., 1989, The theory of photon transport in leaf canopies, Theory and applications of optical remote sensing, Asrar G. Eds, Wiley, New York, p. 167-265.

Myneni, R.B. et Ross, J., 1991, Photo-vegetation Interactions – Applications in Optical Remote Sensing and Plant Ecology, Springer-Verlag, ISBN 3-540-52108-9.

Myneni, R.B., Ganapol, B.D., 1992: Remote sensing of vegetation canopy photosynthetic and stomatal conductance efficiencies. *Remote Sens. Environ*. 42, 217-238.

Nikolov, N.T., Massman, W. and Schoettle, A.W., 1995: Coupling biochemical and biophysical processes at leaf level: an equilibrium photosynthesis model for leaves of C_3 plants. *Ecological Modelling*, 80, 205-235.

Noilhan J., Planton S., 1989. A simple parameterisation of land surface processes for Meteorological Models. *American Meteorological Society*, 117: 536-549.

Noilhan, J., Mahfouf, J.F., 1996. The ISBA land surface parameterisation scheme. *Global and Planetary Change*, 13:145-159.

Norman J.M. and Jarvis P.G.,1975. Photosynthesis in Sitka Spruce. V. Radiation penetration theory and a test case. *J. Appl. Ecol.* 12:839-878.

Norman, J.M., Kustas W.P., Humes K.S. 1995. A two source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes from observations of directional radiometric surface temperature. Agricultutal and Forest Meterology. 77, 263-293.

North, P. R. J., 1996, Three-dimensional forest light interaction model using a Monte Carlo method, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 34, 946-956.

Ogée J., 2000. Développement et application du modèle MuSICA : étude des échanges gazeux d'eau et de carbone entre une pinède landaise et l'atmosphère. *Thèse de Doctorat de l'Université Paul Sabatier, Toulouse*, 252 pp.

Ogée, J., Brunet, Y., Lousteau, D., Berbigier, P., Delzon, S., 2003: Musica, a CO_2, water and energy multilayer, multileaf pine forest model: evaluation from hourly to yearly time scales and sensitivity analysis. *Global Change Biology* 9, 697-717.

Olioso A., 1996. 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 de l'Université Montpellier II,* 254 pages.

Raupach, M.R., Coppin, P.A., Legg, B.J., 1986. Experiments on scalar dispersion within a model plant canopy. Part I: the turbulence structure, Boundary Layer Meteorol., 35, 21 52.

Raupach, M.R., Coppin, P.A., Legg, B.J., 1986. Erratum to Raupach, M.R., Coppin, P.A., Legg, B.J., 1986. Experiments on scalar dispersion within a model plant canopy. Part I: the turbulence structure. Boundary Layer Meteorol., 35, 21 52. *Boundary Layer Meteorol*., 39, 423 424.

Raupach *M.R., 1987.* A Lagrangian analysis of scalar transfer in vegetation canopies. *Q.J.R.Meteorol.Soc*. 113, 107-120.

Raupach, M.R. and Finnigan, J.J. 1988. Single layer models of evaporation from plant communities are incorrect, but useful, whereas multi-layer models are correct but useless : discussion. *Australian Journal of Plant Physiology*. 15 : 705-716.

Raupach M.R., 1989a. Applying Lagrangian fluid mechanics to infer scalar source distributions from concentration profiles in plant canopies. *Agricultural and Forest Meteorology*. 47, 85-108

Raupach M.R. 1989b. A practical Lagrangian method for relating scalar concentrations to source distribution in vegetation canopies. *Q.J.R.Meteorol.Soc.* 115, 69-632.

Raupach M.R., Finnigan J.J., Brunet Y., 1996. Coherent eddies and turbulence in vegetation canopies : the mixing-layer analogy. *Boundary-Layer Meteorology.* 78, 351-382.

Rivalland, V. 2003. Amélioration et validation du modèle de fonctionnement ISBA-A-gs : stress hydrique et flux de CO_2. *Thèse de l'Université Paul Sabatier*, 232pp.

Rivalland, V. , Calvet, J. -Ch., Berbigier, P., Brunet, Y., and Granier, A., 2005. Transpiration and CO2 fluxes of a pine forest: modelling the undergrowth effect. *Ann. Geophys.* 23: 291-304.

Ross, J.K., 1981, The radiation regime and architecture of plant stands, Dr. W. Junk Publishers, Boston, 1981.

Sellers P.J., Mintz Y., Sud Y.C., Dalchar A., 1986. A Simple Biosphere Model (SiB) for use within General Circulation Models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43:505-531.

Sellers P.J., Berry J.A., Collatz G.J., Field C.B. and Hall F.G., 1992. Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration, III. A re-analysis using enzyme kinetics electron transport models of leaf physiology. *Remote Sensing of Environment,* 42:187-216.

Sellers P.J., Randall D.A., Collatz G.J, Berry J.A., Field C.B, Dazlich D.A., Zhang C., Bounoua L., 1996. A revised land surface parameterisation (SIB2) for atmospheric GCMs. Part I:: Model formulation. *Journal of Climate*, 9:676-705.

Sellers P.J., Los S.O, Tucker C.J., Justice C.O., Dazlich D.A., Collatz, G.J., Randall D.A., 1996. A revised land surface parameterisation (SIB2) for atmospheric GCMs. Part II: The generation of global fields of terrestrial biophysical parameters from satellite data. *Journal of Climate*, 9:706-737.

Shaw RH., Schummann U., 1992. Large-eddy simulations of turbulent flow above and within a forest. *Boundary Layer Meteorol*, 61:47-64.

Shuttleworth, W.J. and J.S. and Wallace. 1985. Evaporation from sparse crops-an energy conbination theory. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 111,839-855.

Silberstein R.P., Sivapalan M., Viiney N.R., Held A., Hatton T.J., 2003. Modelling the energy balance of a natural jarrah (*Eucalyptus marginata*) forest. A*gricultural and Forest Meteorology*. 3076, 1-30.

Sinoquet H, Le Roux X, 2000. Short-term interactions between tree foliage and the aerial environnement: an overview of modelling approaches available for tree structure-function models. *Annals of Forest Science*, 57, 477-496.

Sinoquet H, Le Roux X, Adam B, Améglio T, Daudet FA, 2001. RATP, a model for simulating the spatial distribution of radiation absorption, transpiration and photosynthesis within canopies: application to an isolated tree crown. *Plant Cell and Environment*, 24, 395-406.

Simioni G, Le Roux X, Gignoux J, Sinoquet H, 2000. TREEGRASS: A 3D, process-based model for simulating plant interactions in tree-grass ecosystems. *Ecological Modelling*, 131, 47-63.

Siqueira M., Lai C-T, Katul G., 2000. Estimating scalar sources, sinks and fluxes in a forest canopy using Lagrangian, Eulerian, and hybrid inverse models. *Journal of Geophysical Research*. 105,D24, 29475-29488.

Smith, J. A., Ballard, J. R. and Pedelty, J. A., 1997. Effect of three-dimensional canopy architecture on thermal infrared exitance. *Opt. Eng.*, 36(11):3093-3100.

Spitters C.J.T., Tousaint H.A.J.M., Goudriaan J., 1986. Separating the diffuse and direct component of global radiation and its implications for modeling canopy photosynthesis. Part1 : Components of incoming radiation. *Agricultural and forest Meteorology*, 38 : 217-229.

Spitters, C.J.T., 1986: Separating the diffuse and direct component of global radiation and its implications for modelling canopy photosynthesis. Part II. Calculation of canopy photosynthesis. *Agric. Forest Meteorol.* 38, 231-242.

Su H-B., Paw U K.T, Shaw R.H., 1996. Development of a coupled leaf and canopy model for the simulation of plant-atmosphere intercation. *Journal of Applied Meteorology.* 35, 733-748.

Suits, G.H., 1972. The calculation of the directional reflectance of a vegetative canopy. *Remote Sens. Environ.*, Vol 2, 113-129.

Taylor, G. I. 1921. Diffusion by Continuous Movements. *Proc. London Math. Soc.* 20:196.

Thom A.S., 1971. Momentum absorption by vegetation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 97, 414-428.

Thom A.S., 1972. Momentum, mass and heat exchange of vegetation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc,* 98, 124-134.

Trigui, A., Baldy, C., 1984. Evolution des propriétés optiques de feuilles d'oliviers sénescentes ou malades. *IIè Colloque international sur les Signatures spectrales d'objets en télédétection. Bordeaux; 12-16 spet 1983. Ed. INRA Publ., 1984 (Les colloques de l'INRA, n°83) 353-361.*

Tuzet A., Sanz C., Zurfluh O., Fouéré A., 1995. Les échanges convectifs au sein du couvert. *Actes de l'Ecole-Chercheurs INRA en Bioclimatologie,* 3-7 avril 1995, Le Croisic, France. Tome1, pages 425-440.

Tuzet A., Wilson J.D, 2002. Wind and turbulence in a sparse but regular plant canopy. *Journal of applied Meteorology Journal of applied Meteorology.* 41, 573-587.

Tuzet, A., Perrier, A. and Leuning, R., 2003. A coupled model of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration. *Plant, Cell Environ.*, 26 : 1097-1116

Varvayanni M., Davakis E., Castaros N., 2002. Air and vegetated ground interactions in air quality diagnosis for emergency response. *Journal of Atmopheric and Solar-Terrestrial Physics,* 64: 427-442

Verhoef, W., 1984. Light scattring by leaf layers with application to canopy reflectance modeling: The SAIL model. *Remote Sens. Environ.*, 16, 125-141.

Vermote E., Tanré D., Deuze L., Herman N. and Morcette J.J., 1996. Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum (6S), 6S User's guide, version 1. Laboratoire d'optique atmosphérique de Lille, France, 241 pages.

Villemur, P., Dosba, F., 1997. Oléiculture : évolution variétale et acquisitiob de la maîtrise des pratiques culturales. *Oléagineux, corps gras, lipides. VOlume 4, numéro 5, 351-5.*

Wang, Y-P., Leuning, R., 1998: A two-leaf model for canopy conductance, photosynthesis and partitioning of available energy I: Model description and comparison with a multi-layered model. *Agric. Forest Meteorol* 91, 89-111.

Wang YP, Jarvis PG, 1990. Description and validation of an array model – MAESTRO. *Agric. For. Meteorol*., 51:257-280

Warland J.S., Thurtell G.W., 2000. A Lagrangian solution to the relationship between a distributed source and concentration profile. *Boundary-Layer Meteorology.* 96 453-471.

Williams, D.J., Cble, W., Hultine, K., Hoedjes, J.C.B., Yepez, E.A., Simmoneaux, V., Er-Raki, S., Boulet, G., de Bruin, H.A.R., Chehbouni, A., Hartogensis, O.K., Timouk, F., 2004. Evapotranspiration components determined by stable isotope, sap flow and eddy covariance techniques. Agric. For. Meteorol., 125:241-258

Willmott, C.J., 1981. On the validation of models. Physical Geography 2, 184-194.

Wilson, N.R., Shaw, R.H., 1977. A higher order closure model for canopy flow. *J. Appl. Meteorol*. 16, 1198-1205.

Wilson, J.D., G.W. Thurtell, and G.E. Kidd, 1981: "Numerical simulation of particle trajectories in inhomogeneous turbulence. I. Systems with constant turbulent velocity scale," *Boundary Layer Meteorol.,* 21, 295-313.

Wilson J.D., Finnigan J.J., Raupach M.R., 1998. A first-order closure for disturbed plant-canopy flows, and its application to winds in a canopy on a ridge. *Q.J.R.Meteorol.Soc.* 124, 705-732.

Wilson, J.D., 1988: "A second-order closure model for flow through vegetation," *Boundary Layer Meteorol.,* 42, 371-392.

Wilson T.B., Norman J.M., Bland W.L., Kucharik C.J., 2003. Evaluation of the importance of Lagrangian canopy turbulence formulations in a soil-plant-atmosphere model. *Agricultural and Forest Meteorology*. 115, 51-69.

Yamazaki T., Kondo J., Watanabe T., 1992: A heat-balance model with a canopy of one or two layers and its application to field experiments. *J. Appl. Meteorol*. 31, 86-103.

Zhan X., Kustas W.P., 2001. A coupled model of land surface CO2 and energy fluxes using remote sensing data. *Agricultural and Forest Meteorolog,*107 :131-152.

Annexes

Annexe 1 : Données d'entrées du modèle DART

1 Format du fichier de saisie des données d'entrée de DART

Chaque ligne comprend un commentaire entre astérisques suivi d'un ou plusieurs paramètres séparés par des espaces. Un exemple complet de fichier batch avec des commentaires entre parenthèses est donné ici.

(‘Paramètres généraux’)
*Batch file's name of 'Saisie' program * saisie.bat
*Batch file's name of 'Maket' program * maket.bat
*Batch file's name of 'Phase' program * phase.bat
*Batch file's name of 'Dart' program * rt_dart.bat
*Scene model characteristic * 1
(
1 – Arbres définis par une position et des dimensions exactes
2 – Arbres définis par une position exacte et des dimensions aléatoires
3 – Arbres définis par des dimensions et une position aléatoires
*Cell dimensions (x,y,z) * 1.0 1.0 1.0
*Scene dimensions (X,Y) * 50.0 50.0
*Checking file's name * control.con
*Scene model file's name * scene.mak
*Propagation direction file's name * directions.dir
*Solar configuration: 90<SZA(°)<180,0<SAA(°)<360 * 150.0 0.0
(θ_s,φ_s)
*Specular Effects Yes (1),No (0) * 0
(‘Définition du sol’)
*Type of soil reflectance * 1
(
0 – FRD lambertienne avec réflecance constante
1 – FRD lambertienne avec réflectance variable
2 – FRD lambertienne + composante spéculaire
3 – Modèle de FRD de Hapke + composante spéculaire
4 – FRD pré-calculée
)
(si Type of soil reflectance différent de 4)
*Topography Yes(1),No (0) * 0/1
(cas Topography =1)
*Topography file name * hills.mnt
(cas Type of soil reflectance = 0)
*Soil lambertian reflectance * 0.12
(cas Type of soil reflectance = 1)
*Soil lambertian reflectance * 0.12
*Standard Deviation on Soil Reflectance * 0.01
(cas Type of soil reflectance = 2)
*Soil lambertian specular function indice * 0 (dans le fichier coeff_diff.src)
(cas Type of soil reflectance = 3)
*Soil lambertian specular function indice * 0 (dans le fichier coeff_diff.src)

(cas Type of soil reflectance = 4)
*Phase function name lamb+spec * 0 (dans le fichier coeff_diff.src)
(Définition des surfaces d'eau)
*Kind of Water Surfaces * 1
(
0 – Pas de surfaces d'eau
1 – Lacs uniquement
2 – Rivières uniquement
3 – Rivières et lacs
)
(cas Kind of Water Surfaces = 1 ou 3)
*Number of Lakes (lake=ellipse) * 1
(pour chaque lac)
*Coordinates of lake center X,Y * 10.0 10.0
*Lake dimensions : Length of ½ axis X,Y * 10.0 14.0
*Type of optical properties and reflectance or index * 0 0.03
(cas Kind of Water Surfaces = 2 ou 3)
*Number of rivers * 1
(pour chaque rivière)
*Number of points defining the river * 2
(pour chaque point)
*Point n 1 (x y) * 10.0 10.0
*River width * 5
*Type of optical properties and reflectance/index * 0 0.03
*Lakes priority on vegetation cells * 1
(
1 - Toute végétation
2 - Pas de priorité sur les cellules de végétation
2 - Uniquement les cellules de végétation du sous-bois
3 – Uniquement les cellules tronc
)

(Définition du sous-bois)
*Understory : * 1 (oui=1/non=0)
(cas Understory = 1)
*Mean Height and Standart Deviation * 0.5 0.0
*LAI value * 2.0
*Phase Function's name * grass
*Phase Function's index * 1 (dans le fichier coeff_diff.src)

(Définition des arbres)
*Trees * 1 (oui=1 / non=0)
(si Scene model characteristic = 1)
*Number of Species * 1
*Scene parameters file's name * trees.txt
*Zone where LAI was sampled whole(0) sub(1) * 0/1
(cas 1)
*Upper left corner (x,y) * 1.0 1.0
*Lower right corner (x,y) * 20.0 20.0

*Zone for DART simulations whole(0) sub(1) * 0/1
(cas 1)
*Upper left corner (x,y) * 1.0 1.0
*Lower right corner (x,y) * 20.0 20.0
*Number of Trees in the whole scene * 5
*Number of Species * 1
(pour chaque espèce)
*LAI distribution in tree crowns (Nb levels) * 3
(si nb levels >0)
*% of empty leaf cells at each level * 0.8 0.6 0.4
*LAI * 4.0
*Phase Function's name * leafs
*Phase Function's indice * 1
*Trunk Reflectance * 0.09
*Trunk Diameter for priority over leaf cells * 0.01
(si Scene model characteristic = 2)
*Number of differrent trees species * 1
*Location trees file (0=exists/1=to be created) * 0
*Name of the file that stores the location of the trees * position.inf
*Standard deviation of mean tree location * 0.01
*Zone where LAI was sampled whole(0) sub(1) * 0/1
(cas 1)
*Upper left corner (x,y) * 1.0 1.0
*Lower right corner (x,y) * 20.0 20.0
*Zone for DART simulations whole(0) sub(1) * 0/1
(cas 1)
*Upper left corner (x,y) * 1.0 1.0
*Lower right corner (x,y) * 20.0 20.0
(pour chaque espèce d'arbre)
*Number of Trees in the whole scene * 5
*Total trunk mean and standard deviation * 5.0 0.3
*Mean trunk height and s.d. * 5.0 0.2
*Mean trunk diameter and s.d. * 0.2 0.05
*Trunk height and min diameter in canopy * 1 0.1
*Trunk reflectance * 0.11
*Crown shape (0..3) *0
*Canopy height and s.d. * 6.0 0.5
(cas crown shape = 0 ellipsoïde)
*First axis of horizontal ellipse (A) and s.d. * 5.0 0.1
*Second axis of horizontal ellipse (B) and s.d. * 5.0 0.1
(cas crown shape = 1 ellipsoïde composé)
*First axis of horizontal ellipse (A) and s.d. * 5.0 0.1
*Second axis of horizontal ellipse (B) and s.d. * 5.0 0.1
*Half height of lower ellipsoïd © and s.d. * 2.0 0.1
(cas crown shape = 2 truncated cone)
*Radius of the base of the cone (A) and s.d. * 6.0 0.1
*Radius of the top of the cone (B) and s.d. * 1.0 0.05
(cas crown shape = 3 trapezoid)
*Length of the base (A) and s.d. * 6.0 0.1
*Width of the base (B)and s.d. * 4.0 0.1

```
        *Length at the top © and s.d.                    * 2.0 0.05
        *Width at the top (D) and s.d.                   * 1.5  0.05
*LAI                                          * 6
*Trunk diameter for priority over leaf cells  * 0.5

(si Scene model characteristic = 3)
        *Number of species                               * 1
        *Number of trees (sp1) in the whole scene        * 5
        *Spatial distribution of trees (0,1 or 2)                * 0
(cas Spatial distribution of trees  = 0)
*Probability of the trees at the nodes of the trees  * 0.9
(cas
(cas
        *Mean trunk height and s.d.                      * 5.0  0.2
        *Trunk height and min diameter in canopy         * 1  0.1
        *Mean trunk diameter and s.d.                    * 0.2  0.05
        *Trunk reflectance                               * 0.11
        *Crown shape (0..3)                              *0
        *Canopy height and s.d.                          * 6.0  0.5
        (cas crown shape = 0     ellipsoïde)
                *First axis of horizontal ellipse and s.d.       * 5.0  0.1
                *Second axis of horizontal ellipse and s.d.      * 5.0  0.1
        (cas crown shape = 1   ellipsoïde composé)
                *First axis of horizontal ellipse and s.d.       * 5.0  0.1
                *Second axis of horizontal ellipse and s.d.      * 5.0  0.1
                *Half height of lower ellipsoïd        and s.d.          * 2.0  0.1
(cas crown shape = 2  truncated cone )
        *Radius of the base of the cone and s.d.         * 6.0  0.1
        *Radius of the top of the cone and s.d.          * 1.0  0.05
(cas crown shape = 3 trapezoid)
        *Length of the base and s.d.                     * 6.0  0.1
        *Width of the base and s.d.                      * 4.0 0.1
        *Length at the top and s.d.                      * 2.0 0.05
        *Width at the top and s.d.                       * 1.5  0.05

        *LAI distribution in tree crowns (nb levels)     * 3
(si nb levels >0)
*% of empty leaf cells at each level          * 0.8 0.6 0.4
        *LAI                                             * 6
(pour chaque espèce d'arbre)
*Phase function name                          * leafs
        *Phase function indice                                   * 1
        *Dimensions dx and dy of the grid                * 15 15
        *Standard deviation on tree position             * 1.2
        *Trunk diameter for priority over leaf cells     * 0.5

*Spectral domain VIS(0), TIR(1), VIS+TIR(2)              * 0
*Normal(0), Discrete Illumination(1), Fluo(2)            * 0
*Gauss Siedel accelerating technique  (0,1)   * 1
```

(Sorties du modèle)
*Reflectance products * 1
*BRF product * 1
*Image float Yes(1), No(0) * 1
*Image byte Yes(1), No(0) * 0
*Extrapolation Yes(1), No(0) * 0
*All iterations images Yes(1), No(0) * 0
*Maximal theta of the images * 30.000000
*Scattering+Intercepted+Incident matrices Yes(1), No(0) * 0
*Leaf scattering images * 0
*3-D scattering outfile Yes(1), No(0) * 0
*Radiative budget products * 1
• fR and fAR profiles Yes(1), No(0) * 1 *3D fR and fAR matrices Yes(1), No(0) * 1 *Scattering+Intercepted+Incident matrices Yes(1), No(0) * 0
*LAI products * 1
*LAI profile Yes(1), No(0) * 1
*LAI 3D matrix Yes(1), No(0) * 1
*BRF component * 0
(
cas BRF component :
0 – FRD totale
1 – FRD direct-direct
2 – FRD direct-total
3 – FRD diffus-direct
4 – FRD diffus-total
5 – FRD atmosphérique
)
*Value of threshold for light propagation T2 * 0.001
*Value of threshold for albedo T3 * 0.001
*Number of iteration * 4
(Définition de l'atmosphère)
*Atmosphere [0,1,2,3] * 3
(cas Atmosphere = 1 Illumination isotrope)
*SKYL * 0.17
(cas Atmosphere =2 Illumination anisotrope par fichier)
*Illumination file name * illumination.txt
(cas Atmosphere = 3 Simulation du transfert radiatif atmosphérique)
*Atmosphere parameters file's name * atmosphere.src
(Définition du mur autour de la scène)
*Walls in the scene * 4
*Height of the wall x=0 * 10.0
*Height of the wall x=xmax * 10.0
*Height of the wall y=0 * 10.0
*Height of the wall y=ymax * 10.0
*Reflectance of the wall * 0.015

(Définition des zones urbaines)
*Kind of Urban Areas * 4
(Radiometric sensor simulation)
*Simulation of radiometric sensor * 1 (oui=1/non=0)

(cas Simulation of radiometric sensor)
*Impulsional response file and dimension * ir.txt 5
*Parameters A1 and S0 * 0.1 0.1

2. *Format du fichier donnant la position exacte des arbres dans la maquette*

Cas	Espèce	X	Y	HMT	HMTC	DMT	DMTC	Type Houppier	HMC	A	B	C	D
Ellipse					< 0			0					
					≥0								
Ellipse composée					< 0			1					
					≥0								
Cône					< 0			2					
					≥0								
Trapèze					< 0			3					
					≥0								
Cône composé					< 0			5					
					≥0								

HMT: Hauteur moyenne du tronc. HMTC: Hauteur moyenne du tronc dans le houppier.

DMT : Diamètre moyen du tronc . DMTC : Diamètre moyen du tronc dans le houppier.

HMC: Hauteur moyenne du houppier. A, B, C, D : *cf.* fichier *saisie.bat* (génération aléatoire de forêt)

Annexe 2 : Fichiers d'entrée de DART-EB, exemples

1. Fichier avec variables d'entrée

La tableau suivant montre un exemple de paramètres d'entrée qui varient au cours du temps pour le site du Bray.

Instant	Jour julien	heure TU	Rg (W/m2)	θ_s (°)	φ_s (°)	R_a (W/m2)	$T_{air,ref}$ (K)	u_{ref} (m/s)	H_{ref}	$P_{CO2,ref}$ (Pa)	P_{atm} (Pa)
0	257	23.5	0	90	2.00	314	283.77	2.083	0.823	37.17	101500
5	257	0	0	90	21.61	310.5	283.57	1.66	0.848	37.41	101500
10	257	0.5	0	90	21.61	310.3	283.43	1.624	0.86	37.45	101500
15	257	1	0	90	36.39	312.9	283.13	1.92	0.893	37.40	101500
20	257	1.5	0	90	41.79	317.1	282.87	1.918	0.91	37.50	101500
25	257	2	0	90	49.32	319.7	282.76	1.955	0.897	37.89	101500
30	257	2.5	0	90	54.00	320.1	282.31	1.863	0.917	38.16	101500
35	257	3	0	90	66.67	322.4	282.37	1.828	0.921	38.17	101500
40	257	3.5	0	90	66.67	323.3	282.11	1.867	0.931	38.57	101500
45	257	4	0	90	76.11	321.1	281.71	1.859	0.931	39.19	101500
50	257	4.5	0	90	79.71	321.5	281.75	1.844	0.933	39.17	101500
55	257	5	0	90	85.00	321.3	281.25	1.477	0.939	39.69	101500
60	257	5.5	77.2	93.582	88.50	310.1	281.35	1.586	0.919	40.03	101500
65	257	6	140.8	104.25	99.15	307.1	282.15	1.441	0.89	40.18	101500
70	257	6.5	234.5	104.25	99.15	301.3	283.87	1.147	0.831	39.43	101600
75	257	7	369.1	112.9	108.66	304.7	286.13	1.194	0.761	38.76	101600
80	257	7.5	304.9	116.24	112.74	308.3	287.1	1.557	0.711	37.25	101600
85	257	8	415	121.04	119.28	304	288.37	1.678	0.657	36.78	101600
90	257	8.5	453.3	124.08	123.98	306.4	289.69	1.517	0.611	36.14	101600

2. Fichier caractérisant les paramètres du sol

Le texte présenté ci-dessous correspond à des extraits de programme où sont renseignées les caractéristiques du sol :

Texture du sol et fraction de sable et d'argile contenu dans le sol (valeurs par défaut)

```
YCLASS(:)= (/'Sand           ', 'Loamy Sand     ', 'Sandy Loam     ', &
          'Silt Loam      ', 'Loam           ', 'Sandy Clay Loam', &
          'Silty Clay Loam', 'Clay Loam      ', 'Sandy Clay     ', &
          'Silty Clay     ', 'Clay           ' /)
!
! Texture fractions:
!
ZSAND(:) = (/0.92, 0.82, 0.58, 0.17, 0.43, 0.58, 0.10, 0.32, 0.52, 0.06, 0.22 /)
ZCLAY(:) = (/0.03, 0.06, 0.09, 0.14, 0.19, 0.28, 0.34, 0.34, 0.43, 0.49, 0.63 /)
```

- Renseignements par l'opérateur de la texture du sol pour chaque couche, de l'épaisseur des couches et de la fraction racinaire dans chaque couche.

```
! soil class (give a profile):

jclass(:)   =  (/  3,     3,     2,     1,     1/)

! soil layer thicknesses (top-down): m
zd_g(:)     = (/  0.01,   0.03,   0.1,   0.27,   0.81/)

! root fraction:
zrootfr(:)  = (/  0.00,   0.0,   0.2,   0.8,   0.00/)
```

3. Fichier nombre d'espèce et sorties de DART-EB

*type de modélisation 1 ==SOL 2==SOL+végétation * 2

*type de maquette végétation * 1

*nombre espèces * 2

*type de végétation pour espèce 1 * 9

*type de végétation pour espèce 2 * 4

*Fichier contenant données dans le PAR * ./BRAY/PAR

*Fichier contenant données moyennes * ./BRAY/60

*Fichier contenant données dans le MIR * ./BRAY/MIR

*Fichier contenant données dans le PIR * ./BRAY/PIR

*Fichier contenant données thermique *./BRAY/TIR

* niveau de référence *25.000000

*Nom du fichier de données *./DATA/donnees257-264-bis.tx

Résumé

La plupart des nombreux modèles de transfert sol-végétation-atmosphère (SVAT) qui simulent le transfert radiatif, le bilan d'énergie et le fonctionnement des couverts végétaux reposent sur des hypothèses très simplificatrices pour représenter le couvert. Ainsi, l'architecture tridimensionnelle (3D) des couverts est en général représentée par un milieu turbide, ce qui tend à induire de fortes erreurs sur la simulation des propriétés optiques et du fonctionnement des couverts.

C'est dans ce contexte que le SVAT 3D appelé DART-EB a été développé. Il simule avec précision le transfert radiatif et les principaux processus de surface (activité photosynthétique des couverts, flux de chaleur et d'eau dans le sol, flux convectifs dans le couvert, etc.). Une de ses principales originalités est d'introduire, de manière réaliste, l'architecture 3D du milieu et de couvrir une large gamme d'échelles spatiales, de la parcelle à un ensemble de parcelles agricoles et boisées.

DART-EB utilise le modèle 3D de transfert radiatif DART (Discrete Anisotropic Radiative Transfer) (Gastellu-Ethegorry *et al.*, 1996, 2004 ; Martin, 2006) pour simuler à la fois les paysages (naturels et urbains, avec atmosphère et relief) et leurs bilan radiatif et images de télédétection, dans les domaines spectraux du visible à l'infrarouge thermique. La modélisation de la photosynthèse foliaire s'inspire du modèle de Collatz, modifié pour s'appliquer à une architecture 3D. Les échanges turbulents au sein du couvert (*i.e.*, profils de température, humidité et concentration en CO_2) sont déterminés par la "Localized Near Field Theory" de Raupach (1989). Ils sont calculés actuellement en une dimension mais doivent évoluer vers une approche 3D. Enfin, les échanges d'énergie et de masse au niveau du sol sont modélisés via une approche diffusive type ISBA-df.

DART-EB a été testé de manière concluante avec des mesures terrain sur les sites de MUREX et du Bray. Il est un outil efficace pour étudier le fonctionnement des couverts et l'impact de leur architecture 3-D sur leurs propriétés radiatives et énergétiques (*e.g.*, écarts de température de près de 1K sur un même niveau de houppier).

Un SVAT 3D capable de simuler des images de télédétection spatiale, tel que DART-EB, offre des perspectives très intéressantes pour étudier les surfaces terrestres par télédétection. Ainsi, il permet d'évaluer l'impact de l'hétérogénéité de surface sur les températures de brillance observées, d'estimer par télédétection certains paramètres de surface, etc.

Mots clefs : cycles biogéochimiques, échanges végétation-atmosphère, hétérogénéité de surface, modélisation 3D, DART, DART-EB