HAL
open science

Partition de l'évapotranspiration réelle en évaporation du sol et transpiration des couverts végétaux à partir du traçage isotopique (18O) en milieu contrôlé : expérimentation et modélisation SiSPAT_Isotope

Youri Rothfuss

To cite this version:

Youri Rothfuss. Partition de l'évapotranspiration réelle en évaporation du sol et transpiration des couverts végétaux à partir du traçage isotopique (18O) en milieu contrôlé : expérimentation et modélisation SiSPAT_Isotope. Sciences de l'environnement. Thèse de doctorat, spécialité Biogéochimie isotopique de l'eau, Université Pierre et Marie Curie, 2009. Français. NNT : . tel-02593207

HAL Id: tel-02593207

https://hal.inrae.fr/tel-02593207

Submitted on 15 May 2020

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

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

THESE DE DOCTORAT DE
L'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE

Spécialité
Biogéochimie isotopique de l'eau

Présentée par
M. Youri ROTHFUSS

Pour obtenir le grade de
DOCTEUR de l'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

Sujet de la thèse :

Partition de l'Evapotranspiration réelle en Evaporation du sol et Transpiration des couverts végétaux à partir du traçage isotopique (^{18}O) en milieu contrôlé : expérimentation et modélisation SiSPAT_Isotope

soutenue le 17 novembre 2009

devant le jury composé de :

M. Thierry BARIAC, Directeur de recherche CNRS (Directeur de Thèse)
Mme Isabelle BRAUD, Directrice de recherche CEMAGREF (Directrice de thèse)
M. Jean JOUZEL, Directeur de recherche CEA (Examinateur)
M. André MARIOTTI, Professeur UMPC (Président)
M. Serge RAMBAL, Ingénieur de recherche CNRS (Rapporteur)
M. Pierre RIBSTEIN, Professeur UMPC (Examinateur)
M. Michel VAUCLIN, Directeur de recherche CNRS (Examinateur)
M. Giovanni Maria ZUPPI, Professeur Université Rome (Rapporteur)

numéro de thèse : UFR 918, 2009 – 15

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

Partition de l'Evapotranspiration réelle en Evaporation du sol et Transpiration des couverts végétaux à partir du traçage isotopique (^{18}O) en milieu contrôlé : expérimentation et modélisation SiSPAT_Isotope

Thèse de doctorat UPMC – Paris VI

Youri ROTHFUSS

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

Bioemco
Biogéochimie et écologie des milieux continentaux

Cemagref
Sciences, eaux & territoires

UPMC
PARIS UNIVERSITAS

École doctorale des sciences de l'environnement

Cette thèse de doctorat a été conduite d'octobre 2006 à août 2009 à l'Unité Mixte de Recherche 7618 « Biogéochimie et Ecologie des Milieux Continentaux (BioEMCo) » (Campus AgroParisTech, Bâtiment EGER, Aile 1C, 78850 Thiverval – Grignon) et à l'Unité de Recherche « Hydrologie – Hydraulique du Cemagref de Lyon (HHLY) » (3bis quai Chauveau, CP 220, 69336 Lyon Cedex 09).

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

RESUME

L'évapotranspiration est un terme majeur du recyclage des précipitations au niveau des surfaces continentales. En vue de compléter notre connaissance du cycle de l'eau à différentes échelles, il est donc essentiel de connaître à la fois les quantités d'eau libérées par évapotranspiration dans l'atmosphère ainsi que leurs origines possibles (évaporation du sol et/ou transpiration des couverts végétaux).

L'utilisation des isotopes stables et lourds de l'eau lors d'une série d'études réalisées sur monolithes de sol en milieu contrôlé (réacteur biogéochimique) nous a permis de déterminer l'évolution de la partition de l'évapotranspiration en évaporation du sol et transpiration des plantes au cours du développement d'un couvert de fétuque élevée. Il a fallu pour cela maintenir le système sol-plante en régime hydrique permanent de manière à ce qu'il atteigne l'état isotopique stationnaire. La contribution de l'évaporation du sol à l'évapotranspiration réelle a diminué durant l'expérience de 100% (sol nu) à 94% (16 jours suivant le semis), 83% (28 jours), 70% (36 jours) pour finalement atteindre 5% (43 jours). Le recours au milieu contrôlé nous a permis d'atteindre l'état isotopique stationnaire recherché et associer à chaque valeur de partition une description détaillée du couvert végétal (indice foliaire, profil de densité racinaire) ainsi que des conditions climatiques dans l'atmosphère du réacteur et hydriques dans le sol.

La nature et la quantité de données à disposition permettent l'évaluation du fonctionnement d'un modèle de flux de chaleur, d'eau et d'isotopes à travers le continuum sol-plante-atmosphère SiSPAT_Isotopes (**Si**mple **S**oil **P**lant **A**tmosphere **T**ransfer model, Braud *et al*., 1995 ; 2000 ; 2002). On a pu constater que la structure du modèle était suffisamment souple pour être adaptée aux conditions expérimentales. Ce travail a tout particulièrement permis l'évaluation du module de transport des isotopes dans le sol et la plante : on a pu modéliser les profils ainsi que les flux d'isotopes dans le sol et déterminer les profondeurs d'extraction racinaire. Il a été possible de simuler l'expérience en continu, y compris en régime transitoire et d'analyser plus en détail, en s'appuyant sur les sorties du modèle non accessibles à la mesure, les hypothèses faites lors de l'expérience, notamment l'atteinte de régime hydrique permanent et d'état isotopique stationnaire.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

TITLE AND ABSTRACT

Partitioning of Evapotranspiration into Soil Evaporation and Plant Transpiration using isotopes of water in controlled conditions: experiments and SiSPAT_Isotopes modelisation

Evapotranspiration (*ET*) is a major component of continental precipitation recycling. In order to improve our knowledge of the water cycle at different scales, it is therefore crucial to know the amount and origin of water lost to the atmosphere through ET (*i.e.* Soil Evaporation and/or Plant Transpiration).

ET from a monolith of soil with a tall fescue cover (*Festuca arundinacea L.*) was measured in a series of controlled conditions (climat chamber) experiments over the course of the growing period. Heavy stable isotopes were used to partition ET into Soil Evaporation and Plant Transpiration components at different stages of growth from bare soil to full canopy. The contribution of Soil Evaporation to Evapotranspiration decreased during the experiment from 100% (bare soil) to 94% (at 16 days after seeding), 83% (at 28 days), 70% (at 36 days) and finally dropped down to 5% (at 43 days). Experiment under controlled conditions allowed each partition value to be associated with a detailed description of vegetation characteristics (Leaf Area Index, Root Distribution Densitiy) as well as soil and climat conditions.

The nature and amount of data gathered here gave us the opportunity to evaluate the performance of a model of heat, water and isotopes transfer through the soil, vegetation and atmosphere, SiSPAT_Isotopes (**Si**mple **S**oil **P**lant **A**tmosphere **T**ransfer model, Braud *et al*., 1995; 2000; 2002). The model proved reliable under the monolith experimental conditions. Moreover, this study enabled the evaluation of the model's isotopes transfer module within the soil and the plant: isotopic profiles and fluxes within the soil as well as plant extraction depths could be modelled. It was possible to simulate continuously the experiment and analyse into more details the outputs of the model that cannot be normally measured.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

Mots – clés / Key words

Evapotranspiration ; évaporation du sol ; transpiration des plantes ; isotopes stables de l'eau ; réacteur biogéochimique RUBIC ; Expérience de laboratoire ; Modèle de transfert dans le continuum sol-plante-atmosphère

/

Evapotranspiration; soil evaporation; plant transpiration; water stable isotopes; RUBIC chamber; laboratory experiment ; soil-vegetation-atmosphere transfer model

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

TABLE DES MATIERES

RESUME i
TITLE AND ABSTRACT ii
Mots – clés / Key words iii
TABLE DES MATIERES iv
LISTE DES FIGURES, TABLEAUX ET PHOTOS ix
Figures ix
Tableaux ix
Photos xiii
AVANT-PROPOS xiv
INTRODUCTION GENERALE 1
1 LES ISOTOPES STABLES ET LOURDS DE L'EAU DANS L'ETUDE DU CONTINUUM SOL – PLANTE – ATMOSPHERE 11
1.1 Définitions et notations 11
1.2 Principes fondateurs du modèle d'évaporation des isotopes de l'eau libre (Craig et Gordon, 1965) (Cas d'un réservoir liquide homogène) 13
1.2.1 L'équilibre isotopique liquide-vapeur 13
1.2.2 L'évaporation des isotopes hors équilibre 15
1.2.3 L'état isotopique stationnaire 21
1.2.3.1 Définition de l'état isotopique stationnaire 21
1.2.3.2 Expression différentielle de la signature isotopique du liquide δ_{liq} 23
1.2.3.3 Expression instantanée de δ_{Ev} 23
1.2.3.4 Expression de la signature isotopique de l'évaporation δ_{Ev} 25
1.2.3.5 Vérification de la conservation de la masse 27
1.3 Evaporation de l'eau d'un sol et transpiration foliaire *(Cas d'un réservoir liquide non homogène)* 27
1.3.1 Evaporation de l'eau d'un sol isotherme en régime permanent 29
1.3.1.1 Evaporation d'un sol saturé 29
1.3.1.2 Evaporation d'un sol non saturé 31
Région de transport en phase vapeur (V) 31
Région de transport en phase liquide (L) 33
1.3.2 Les isotopes stables de l'eau lors de la transpiration 33
1.3.2.1 L'eau foliaire 33
1.3.2.2 Les isotopes de la transpiration à l'état stationnaire 36
1.3.2.3 Extraction racinaire et eau d'alimentation de la plante 36

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

1.4 Etude isotopique de l'évapotranspiration et partition en évaporation du sol et transpiration des végétaux 38
1.4.1 Partition de l'*ET* en conditions réelles 38
1.4.2 Utilité de la partition de *ET* en *Ev* et *Tr* en conditions contrôlées 43
1.4.3 L'évapotranspiration : un terme majeur du recyclage des précipitations au dessus des continents 43
2 OUTILS : APPROCHE COUPLEE EXPERIMENTATION EN MILIEU CONTROLE – MODELISATION PAR LE MODELE SiSPAT_I 45
2.1 RUBIC I : un dispositif expérimental pour l'étude de l'évaporation et de l'évapotranspiration en milieu controlé 45
2.1.1 Description du dispositif 45
2.1.2 Limites du dispositif RUBIC 47
2.2 SiSPAT_I, un modèle de transfert de chaleur, d'eau et des isotopes de l'eau dans le continuum sol – plante – atmosphère 49
2.2.1 Le modèle SiSPAT 49
2.2.2 Modélisation de l'extraction racinaire dans SiSPAT 51
2.2.2.1 Profil de distribution racinaire 51
2.2.2.2 Module d'extraction racinaire initialement codé dans SiSPAT 53
2.2.2.3 Module d'extraction racinaire Li *et al*. (2001) 54
2.2.3 Le module de transport des isotopes 55
2.2.3.1 Sol nu 55
2.2.3.2 Présence de végétation 59
2.2.4 Méthode de résolution numérique par discrétisation 59
2.2.5 Tests de validation/évaluation de SiSPAT_I 59
3 ETUDE DE L'EVAPORATION DE L'EAU LIBRE 63
3.1 Matériel 63
3.2 Méthode et protocole d'échantillonnage 63
3.3 Résultats 65
3.3.1 Résolution du bilan de masse 65
3.3.2 Stabilité des paramètres atmosphériques 65
3.3.3 Evolutions des signatures isotopiques dans les différents compartiments 67
3.3.4 Comparaison entre résultats et modèle d'atteinte de l'état isotopique stationnaire de Craig et Gordon (1965) 69
3.3.5 Détermination des valeurs de ε_K et erreurs associées 73
3.4 Conclusion 73
4 ETUDE DE L'EVAPOTRANSPIRATION D'UN COUVERT DE FETUQUE : EXPERIENCE SUR MONOLITHE DE SOL 75

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

4.1 Matériel 75
4.1.1 Préparation des monolithes de sol et mesures effectuées. 75
4.1.2 Le couvert végétal 77
4.2 Méthode 77
4.2.1 Monolithe I 77
4.2.1.1 Installation et semis 77
4.2.1.2 Protocole d'échantillonnage 79
4.2.2 Monolithes II 79
4.3 Détermination des signatures de *Ev*, *Tr* et *ET* 81
4.3.1 Evaporation 81
4.3.2 Transpiration 82
4.3.3 *ET* 82
4.3.4 Calcul de l'erreur associée à la détermination de *x* 82
4.4 Profils isotopiques dans le sol 83
4.5 Caractérisation des états isotopiques stationnaires pour l'eau du sol 84
4.6 Analyses isotopiques 85
5 RESULTATS ET DISCUSSION DES EXPERIENCES SUR MONOLITHES DE SOL 87
5.1 Résolution du bilan de masse 87
5.1.1 Echelle horaire 87
5.1.2 Echelle de la journée 87
5.2 Stabilité des paramètres du module atmosphérique de RUBIC I 89
5.2.1 Déficit de pression de vapeur de l'atmosphère 89
5.2.2 Vitesse du vent 91
chambre) avant le jour 101 (levée de la végétation), même si elle est plus faible que celle mesurée au niveau intermédiaire, reste importante et que le régime associé est turbulent. C'est pour cela que l'on utilisera par la suite une valeur de fractionnement cinétique α_K = 1.0141 (Merlivat, 1978). 93
5.3 Flux d'eau dans le sol des monolithes 93
5.4 Comparaison entre profils isotopiques dans le sol mesurés lors des expériences *Monolithe I* et *II* 95
5.5 Résultats de la partition 97
5.6 Ajustements des modèles de Craig et Gordon (1965) et de Barnes et Allison (1983) sur les données sol nu 99
5.7 Conclusion 102
6 RESULTATS DE LA MODELISATION SiSPAT_I 105
6.1 Adaptation du modèle SiSPAT_I aux types de données analysées et aux mesures faites lors de *Monolithe I* 105
6.1.1 Le module atmosphérique : conditions à la limite supérieure 105

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

6.1.1.1 Flux de chaleur et d'eau 105
6.1.1.2 Flux d'isotopes 107
6.1.2 Le module plante 109
6.1.2.1 Choix des modules d'extraction dans SiSPAT_I 109
6.1.2.2 Profils de densité racinaire utilisés 111
6.1.3 Le module sol 113
6.1.3.1 Conditions à la limite inférieure 113
Teneurs en eau et potentiels matriciels 113
Teneurs en isotopes de l'eau 113
6.1.3.2 Courbes de rétention hydraulique et conductivité hydraulique dans le sol 113
6.1.3.3 Discrétisation du sol et nœuds de calcul du modèle 115
6.2 Modélisation des teneurs en eau, tensions matricielles et températures dans le sol : simulation de référence 117
6.2.1 Simulation des tensions en eau dans le sol 117
6.2.2 Simulation des humidités volumiques dans le sol 119
6.2.3 Simulation des températures dans le sol 119
6.2.4 Simulation des flux de chaleur dans le sol 121
6.2.5 Qualité d'ajustement entre données et simulation de référence 121
6.3 Modélisation des profils hydriques et isotopiques dans le sol lors des jours de partition : simulation de référence 123
6.4 Analyses de sensibilités de SiSPAT_I 125
6.4.1 Sensibilité du modèle aux nombres d'horizons de sol 125
6.4.2 Sensibilité du modèle à différents paramètres de sol 127
6.4.2.1 Sensibilité des teneurs en eau aux valeurs prises par η et K_{sat} 127
Paramètre de forme η 127
Conductivité hydraulique à saturation K_{sat} 127
6.4.2.2 Sensibilité des teneurs en isotopes à la valeur de la tortuosité τ 127
6.4.2.3 Sensibilité des teneurs en isotopes à la valeur de la dispersivité Λ 129
6.4.3 Sensibilité du modèle à la valeur de la partition x (paramètre b) 131
6.4.4 Sensibilité du modèle à la condition à la limite supérieure du module sol 131
6.5 Simulation des flux d'eau et d'isotopes dans le sol : régime hydrique permanent et état isotopique stationnaire ? 135
6.5.1 Régime des flux d'eau et d'isotopes de l'eau, sol nu 135
6.5.2 Evaluation de l'existence d'un état isotopique stationnaire avec extraction racinaire 137
6.5.3 Parts convective et diffusive du flux d'isotopes 137
6.6 Modélisation de l'extraction racinaire 139

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

6.6.1 Simulation de la signature isotopique du chaume δ_{chaume} 139
6.6.2 Simulation des profondeurs d'extraction racinaire 141
6.7 Conclusion 141
CONCLUSION GENERALE 145
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES 151
ANNEXES I
A: Symboles, intitulés et unités des variables utilisées I
B: Calculs des erreurs analytiques liées au protocole d'échantillonnage. V
B1: Calcul de l'erreur faite sur la détermination du fractionnement cinétique α_K V
B2: Calcul de l'erreur faite sur la détermination de δ_{surf} VII

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

LISTE DES FIGURES, TABLEAUX ET PHOTOS

Figures

Figure intro 1. Résultats de la partition de l'ET en Ev et Tr fournis par le modèle d'évaporation de Ritchie (1972)..... 2
Figure intro 2. Modèle de mélange des isotopes de la vapeur atmosphérique dit "Keeling Plot". 4
Figure 1. Représentation simplifiée du modèle de Craig et Gordon (1965) d'après Gat (2000) avec $x = 1 - h_{atm}$ et $y = R_{liq} / \alpha_{eq} - h_{atm} R_{atm}$ 14
Figure 2. Paramètres intervenant dans les expressions de δ_{liq} et δ_{Ev} données par Craig et Gordon (1965) 20
Figure 3. Courbes exponentielles d'atteinte de l'état isotopique stationnaire par l'eau liquide et le flux d'évaporation..... 24
Figure 4. Profil isotopique stationnaire de l'eau d'un sol porté à saturation (Barnes et Allison, 1983)28
Figure 5. Profil isotopique théorique d'un sol insaturé isotherme d'après Barnes et Allison (1983) ... 30
Figure 6. Hétérogénéité des signatures isotopiques de l'eau d'une feuille primaire d'un plant de haricot (Phaseolus vulgaris) cultivé en conditions contrôlées (Bariac et al., 1988 ; 1994a) 34
Figure 7. Signatures isotopiques (^{18}O) des composantes de ET, des précipitations (δ_{prec}), produites par condensation de la vapeur d'eau des masses nuageuses (δ_{vap_eq}). La composition isotopique de l'eau d'alimentation de la plante est considérée identique à celle de la recharge des nappes après précipitations (..... 42
Figure 8. Dispositif expérimental RUBIC I 44
Figure 9. Schéma du modèle SiSPAT (analogie électrique) 48
Figure 10. Exemple d'évolution de la fonction de distribution racinaire dont l'expression exponentielle est donnée par Li et al. (1999, 2001) (Eqs (62 et 63)). 52
Figure 11. Modélisation de l'extraction racinaire dans SiSPAT (Federer, 1979) 52
Figure 12. Couches utilisées pour la discrétisation des équations de bilan hydrique. 58
Figure 13. Dispositif d'alimentation automatique du réservoir d'eau 62
Figure 14. Evolutions de δ_{alim}, δ_{liq}, δ_{Ev}, δ_{atm_calc} et δ_{atm_mes} durant IsoPAN 66
Figure 15a et b. Comparaison entre les évolutions de 70
Figure 16. Valeurs de 70
Figure 17. Valeurs de 72
Figure 18. Emplacement des sondes lors des expériences sur monolithe de sol 74
Figure 19. Répartition dans le temps des journées de la partition lors de Monolithe I 78

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

Figure 20. Comparaison des évolutions des densités de flux horaires de ET déduits de la pesée des condensats et des pertes mesurées par la balance au jour 137 de l'expérience Monolithe I 86
Figure 21a et b. (a) Comparaison des évolutions des flux diurnes (8:00 – 20:00) de ET déduits de la pesée des condensats (ET 86
Figure 22. Evolutions des humidités relatives aux trois niveaux de mesure au jour 137 de l'expérience Monolithe I 88
Figure 23. Evolutions des composantes verticale et horizontale de la vitesse du vent (niveau intermédiaire) 90
Figure 24a, b, c, d et e. Evolutions des charges hydrauliques calculées à partir des valeurs tensiométriques aux 4 profondeurs de mesures (-0.12 m, -0.09 m, -0.06 m, 0.03 m) lors des jours de partition (a. Jour 98, b. Jour 110, c. Jour 122, d. Jour 130 et e. Jour 137)..... 92
Figure 25. Evolutions des charges hydrauliques aux 4 profondeurs de mesure durant Monolithe I..... 92
Figure 26a et b. Profils d'humidité volumique et de composition isotopique dans le sol pour les journées de la partition 94
Figure 27. Profil de teneurs en eau volumique et de composition isotopique moyennés à partir des différents prélèvements de sol effectués à 12:00 et 18:00 lors des expériences Monolithe II . 94
Figure 28. Evolutions de δ_{Ev}, δ_{Tr} et δ_{ET} durant Monolithe I 96
Figure 29a. Evolutions de ET, Ev et Tr durant Monolithe I. Ev et Tr sont calculés à partir de la partition x. Erreur minimale. 96
Figure 29b. Evolutions de ET, Ev et Tr durant Monolithe I. Ev et Tr sont calculés à partir de la partition x. Erreur maximale. 98
Figure 30a, b et c. Comparaison entre les profils isotopiques prélevés lors de Monolithe I – Jour (DoY) 98 et Monolithe II_A avec l'expression de Barnes et Allison (1983) (Eq. (36b)). Forçage par les flux d'Ev..... 100
Figure 31a et b. Comparaison entre les profils isotopiques prélevés lors de Monolithe II_A (12:00 et 18:00) avec l'expression de Barnes et Allison (1983) (Eq. (36b)). Forçage avec τ=0.7..... 100
Figure 32. Représentations graphiques de la loi simplifiée de type Beer-Lambert avec différentes valeurs de b et comparaison avec les résultats de la partition (x +/- dxmax) en fonction de l'indice foliaire (IF) 106
Figure 33. Evolution du profil racinaire initialement codé dans SiSPAT_I..... 110
Figure 34a et b. (a) Ajustement de l'expression de la fonction de distribution racinaire donnée par Li et al. (1999 ; 2001) sur les données des deux dernières journées de la partition (obtenues respectivement à la fin des expériences Monolithe II_C et II_D) ; (b) évolution de la fonction de distribution racinaire sur toute la durée de Monolithe I 110
Figure 35. Courbes de rétention tracées à partir des données (phases dessication uniquement) et comparaison avec les représentations graphiques de l'équation de Van Genuchten (VG). ... 114

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

Figure 36a et b. Profondeur dans le sol en fonction du numéro de nœud de calcul. (a) horizon unique, (b) 4 horizons. 114
Figure 37a. Evolutions des tensions matricielles mesurée et modélisée dans le sol : condition à la limite inférieure 116
Figure 37b, c et d. Evolution des tensions matricielles mesurées et modélisées dans les horizons de surface du sol (-0.03 m, -0.06 m et -0.09 m) 116
Figure 37e. Evolution de la tension matricielle calculée par SiSPAT_I à la surface du sol 116
Figure 38a, b, c, d et e. Evolution des humidités volumiques mesurées et calculées à partir des courbes de rétention renseignées en surface (a) et aux autres profondeurs (b, c, d et e) 118
Figure 39a. Evolutions des températures mesurée dans le sol et modélisée par SiSPAT_I : condition à la limite inférieure 118
Figure 39b, c, et d. Evolution des températures mesurées dans le sol et modélisée par SiSPAT_I aux profondeurs de mesure -0.03 m, -0.06 m et -0.09 m. 120
Figure 39e. Evolution de la température calculée par SiSPAT_I à la surface du sol 120
Figure 40. Evolution des flux de chaleur mesurés par les flux-mètres positionnés à -0.06 m et modélisés par SiSPAT_I 120
Figure 41a, b, c, d et e. Profils d'humidité volumique et isotopiques dans le sol de Monolithe I modélisés par SiSPAT_I (simulation de référence) et comparaison avec les résultats lors des journées de la partition 122
Figure 42a, b, c, d et e. Sensibilité du modèle SiSPAT_I au type de discrétisation du sol lors de Monolithe I : profils hydriques et isotopiques dans le sol lors de la partition selon que l'on définisse 1 ou 4 horizons de sol..... 124
Figure 43. Sensibilité du modèle aux valeurs possibles de conductivité hydraulique à saturation K_{sat} (5.10^{-8}, 10^{-7} et 10^{-6} m s^{-1}) : profils de teneur en eau dans le sol lors de la partition 126
Figure 44. Sensibilité du modèle aux valeurs possibles de tortuosité τ (0.1, 0.4 et 0.67) : profils isotopiques dans le sol lors de la partition..... 128
Figure 45. Sensibilité du modèle aux valeurs possibles de dispersivité Λ (0, 10^{-3}, 2 10^{-3} et 5 10^{-3} m) : profils isotopiques dans le sol lors de la partition 128
Figure 46. Sensibilité du modèle aux valeurs possibles de la partition b (0.1, 0.2 et 0.3): profils isotopiques dans le sol lors de la partition..... 131
Figure 47. Sensibilité du modèle à la condition de forçage à limite supérieure du module sol… 130
Figure 48. Profils de flux (m s^{-1}) d'eau dans le sol, de 12:00 à 17:00 lors de la partition (Jour 98 à 137),option A. Axe des flux vertical descendant 134
Figure 49. Profils de flux (kg m^{-2} s^{-1}) en isotopes de l'eau dans le sol, de 12:00 à 17:00 lors de la partition (Jour 98 à 137), option A. Axe des flux vertical descendant..... 134
Figure 50. Vérification de l'égalité entre les termes gauche (grad(qi)) et droite (- S*Ci) de l'Equation (86). 136

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

Figure 51. Profils de flux (kg m^{-2} s^{-1}) en isotopes de l'eau par convection dans le sol, de 12:00 à 17:00 lors de la partition (Jour 98 à 137), option A. Axe des flux vertical descendant 136
Figure 52. Profils de flux (kg m^{-2} s^{-1}) en isotopes de l'eau par diffusion dans le sol, de 12:00 à 17:00 lors de la partition (Jour 98 à 137), option A. Axe des flux vertical descendant 136
Figure 53a et b. Evolution des signatures mesurées et modélisées de l'eau du chaume lors de l'expérience Monolithe I ; (a) Profil de densité racinaire initialement codé dans SiSPAT_I, (b) Profil de densité racinaire de Li et al., (1999 ; 2001) 138

Tableaux

Tableau I. Constantes caractéristiques de l'expression du fractionnement isotopique à l'équilibre α_{eq} (Majoube, 1971) 12
Tableau II. Valeurs de α_K en fonction du régime aérodynamique de la couche d'air, indiqué par l'exposant n (Dongmann et al, 1974) 18
Tableau III. Comparaison entre les densités de flux de condensation (L_{cond}) et d'alimentation en eau du bac (L_{alim}) lors de isoPAN. Les 1ère et 2ème atteintes de l'état isotopique stationnaire correspondent aux 2 étapes successives de l'expérience. 64
Tableau IV. Humidité relative h_{atm} (mesurée), température T_{atm} (mesurée) et déficit de pression de vapeur vpd_{atm} (calculé) de l'atmosphère de RUBIC I. Moyennes sur les périodes de temps correspondantes aux 1ère et 2ème atteintes de l'état isotopique stationnaire..... 64
Tableau V. Composante horizontale et verticale de la vitesse du vent mesurée au niveau intermédiaire de la chambre. Moyennes et écarts types sur les périodes de temps correspondantes aux 1ère et 2ème atteintes de l'état isotopique stationnaire. 66
Tableau VI. Quelques propriétés physique et granulométrique du sol utilisé (Chabbi et al., 2009)..... 76
Tableau VII. Evolution de l'indice foliaire, de la hauteur de végétation et des flux d'ET lors de Monolithe I 86
Tableau VIII. Evolution de l'humidité relative (%) et de la température de l'air (°C) mesurées par les sondes capacitives basse et haute dans RUBIC I et évolution du déficit de pression de vapeur calculé. 88
Tableau IX. Valeurs des signatures isotopiques de la vapeur atmosphérique de RUBIC I..... 96
Tableau X. Propriétés hydriques du sol du monolithe et qualité de l'ajustement entre données et modèle de Van Genuchten (1980) : cas d'un seul horizon..... 112
Tableau XI. Propriétés hydriques du sol du monolithe et qualité de l'ajustement entre données et model de Van Genuchten (1980) : cas de plusieurs horizons 114

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

Tableau XII. Efficience d'ajustement (E_f), coefficient de corrélation linéaire (R^2), RMSE et biais entre les valeurs modélisées de tension matricielle, humidité volumique, température et de flux de chaleur dans le sol (simulation de référence) et les mesures réalisées lors de l'expérience Monolithe I 123
Tableau XIII. Efficience d'ajustement (E_f), coefficient de corrélation linéaire (R^2), RMSE et biais entre la simulation de référence et les profils de teneur en eau et en isotopes 125
Tableau XIV. Efficience d'ajustement (E_f), coefficient de corrélation linéaire (R^2), RMSE et biais entre résultats de SiSPAT_I et profils de teneur en eau quand on considère 4 horizons de sol 126
Tableau XV. Efficience d'ajustement (E_f), coefficient de corrélation linéaire (R^2), RMSE et biais entre résultats de SiSPAT_I et profils de teneur en eau quand on considère 2 valeurs de K_{sat} 126
Tableau XVI. Efficience d'ajustement (E_f), coefficient de corrélation linéaire (R^2), RMSE et biais entre résultats de SiSPAT_I et profils isotopiques quand on considère 3 valeurs de τ 128
Tableau XVII. Efficience d'ajustement (E_f), coefficient de corrélation linéaire (R^2), RMSE et biais entre résultats de SiSPAT_I et profils isotopiques suivant le type de forçage du module sol (options A, B1 et B2) et suivant la valeur de α_K.. 140
Tableau XVIII. Evolution des contributions des différentes couches des profils racinaires (profil initial SiSPAT_I, fonction de distribution racinaire Li et al., (1999 ;2001)) à l'extraction racinaire totale lors des quatre journées de la partition 140

Photos

Photo 1. Dispositif expérimental isoPAN 62
Photo 2. Installation du monolithe de sol dans RUBIC I 74
Photo 3. Couvert de fétuque en fin d'expérience Monolithe I 76
Photo 4. Feuilles de fétuque scannées. Chaque photographie correspond à un plant de fétuque..... 80
Photo 5. Observation de la profondeur d'enracinement du monolithe à travers le rhizotron..... 80

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

AVANT-PROPOS

Pour un enfant des villes, un « produit de l'asphalte parisienne », vouloir à tout prix faire de la biologie peut paraître contre-nature. Mais concrétiser cette envie, entreprendre les études appropriées, devenir ingénieur agronome – ne sachant à la base pas faire la différence entre un blé et un mais, puis enfoncer le clou par une thèse en sciences de la Terre, voilà qui pourrait être pris pour un acharnement curieux !

Pourtant nombreux sont ceux qui ont fait et feront ce choix.

Cette envie, quant à moi, je la dois à un endroit particulier situé dans le sud-ouest allemand, une forêt dont « la cime se détache toujours de la nuit, même la plus noire ». Si l'asphalte résonnait la plus grande partie de l'année sous mes pieds, j'avais la tête emplie des sons et images de la Forêt Noire souabe. Elle a été mon premier vrai contact avec la nature.

Un jour, j'ai appris que cette forêt, telle que je la voyais, avait été presque entièrement replantée et n'était en sorte qu'un champ d'arbres parfaitement ordonné. « Pas d'hommes sans nature ni de nature sans hommes ». D'un endroit fantasmé, la forêt m'est apparue comme elle l'était vraiment : un espace naturel fortement marqué par la présence de l'Homme. La déception passée, cette révélation a peut-être été à l'origine de mon envie de comprendre *la nature, et non plus uniquement de l'*admirer.

Je remercie la providence d'avoir grandi entre Paris et le Baden – Württemberg.

Je tiens à remercier le professeur de l'Université Pierre et Marie Curie – Paris VI, Monsieur André Mariotti, *d'avoir accepté de présider mon jury de thèse. Je remercie également Monsieur* Serge Rambal*, ingénieur de recherche au Centre d'Ecologie Fonctionnelle et Evolutive à Montpellier et Monsieur* Giovanni Maria Zuppi*, professeur de l'Université de Venise pour leurs corrections du manuscrit de thèse en tant que rapporteurs. Je remercie le directeur de recherche* Jean Jouzel *du Commissariat à l'Energie Atomique de Saclay, le directeur de recherche* Michel Vauclin *du Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement de Grenoble ainsi que* Pierre Ribstein*, Professeur de l'Université Pierre et Marie Curie – Paris VI, d'avoir accompagné les tous derniers pas de ma thèse en tant qu'examinateurs.*

Je remercie Jean-Louis Durand*, chargé de recherche à l'Institut National de la Recherche Agronomique de Lusignan, pour nos discussions passionnées, pour ses conseils en écophysiologie des couvertures fourragères et pour m'avoir donné l'opportunité de participer à des expériences de terrain lors de ce travail. Je remercie* Jean-Paul Gaudet*, ingénieur de recherche au Laboratoire*

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement pour ses remarques et son aide lors des réunions du comité de thèse.

Je remercie mes directeurs de thèse Thierry Bariac *et* Isabelle Braud *pour m'avoir guidé durant ces trois années et m'avoir accordé leur confiance. Vous formez un couple de choc absolument complémentaire ! Je ne pouvais rêver de problématique plus vaste et enrichissante !*
Je remercie de tout cœur mes collègues au laboratoire BioEMCo – Grignon, équipe « eau », et en particulier Philippe Biron *et* Patricia Richard*, ingénieur et technicienne de recherche, sans qui les expériences sur monolithes et bacs d'évaporation n'auraient pas été réalisables. Merci pour votre complicité et votre motivation de tous les jours. Je fais un clin d'œil à mes collègues « d'en face », l'équipe de recherche MOS de BioEMCo et les remercie pour leur bonne humeur mais aussi pour leurs conseils avisés.*

Je n'oublie pas que je dois aussi ma présence à la patience de mes professeurs et à l'intérêt qu'ils ont porté à ma formation. Je pense notamment à Alain Perrier *et* Claire Chenu*, professeurs à AgroParisTech.*

Je remercie ma famille et mes amis proches : mes parents pour avoir réussi l'improbable, c'est-à-dire susciter sans montrer, guider sans diriger, proposer sans imposer ; ma sœur pour son soutien à distance depuis Münster, Berlin et Bruxelles ; mes amis pour ma vie sociale (!)

J'ai enfin une pensée toute particulière pour mon amie à qui je dois tout simplement ma stabilité, sans laquelle tout travail constructif n'aurait pas été possible.

Youri Rothfuss

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

Je dédie ce travail à ma grand mère Ilse Rothfuss*, grande admiratrice de* Johann Wolfgang von Goethe*, poète mais également observateur éclairé de la nature, qui écrivit à propos de l'eau :*

Ausschnitt von dem Gedicht
« Gesang der Geister über den Wassern »

Des Menschen Seele
Gleicht dem Wasser.
Vom Himmel kommt es,
Zum Himmel steigt es,
Und wieder nieder
Zur Erde muß es,
Ewig wechselnd.

L'âme des humains
Est telle l'eau.
Elle descend du ciel,
Y remonte,
Et sans cesse à nouveau
Doit regagner la Terre

Extrait du poème
« Chants des esprits au dessus des eaux »

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

INTRODUCTION GENERALE

Le cycle de l'eau est le plus « océanique » des cycles biogéochimiques, et c'est pourtant celui qui affecte le plus visiblement les espaces continentaux sur lesquels nous vivons. Moins de 1% de la masse totale d'eau présente sur Terre est accessible et utilisable par la biosphère continentale, 1/4 des précipitations globales et 1/6 de l'évaporation planétaire affectent les continents (Chahine, 1992). Mais de faibles écarts autour de ces estimations ont de grandes répercussions : inondations répétées en certains endroits du globe, aridification jusqu'à désertification dans d'autres. L'anomalie positive des températures moyennes des basses couches de l'atmosphère observée depuis bientôt trente ans (IPCC, 4ème rapport annuel, 2007) a pour conséquence directe d'augmenter la capacité de l'atmosphère à mobiliser l'eau sous forme vapeur. Il en résulte une modification à l'échelle globale du régime de l'évaporation et des précipitations. Il semble donc plus que jamais d'actualité de comprendre le cycle de l'eau à travers ses différentes étapes pour en déduire les changements futurs liés à l'évolution du climat.

Parmi les différentes étapes du cycle de l'eau, le recyclage partiel des précipitations par l'évapotranspiration depuis les surfaces continentales demeure le moins bien analysé. Cela vient du fait qu'il est naturellement difficile de prendre en compte spatialement et temporellement la mosaïque des paysages ruraux, péri-urbains et urbains et de leur associer une compréhension rigoureuse des dynamiques microclimatiques à l'origine même de ces flux d'évapotranspiration (Raupach et Finnigan, 1997). Le terme évapotranspiration réelle (*ET*) regroupe ici l'évaporation des sols (*Ev*) et la transpiration des couverts végétaux (*Tr*). Il représente une partie majeure de ce recyclage (Chahine, 1992), à côté de l'évaporation des lacs et des réservoir artificiels (Gibson, 2001) et de l'eau pluviale interceptée par les feuilles (Gash, 1979; Lloyd *et al.*, 1988).
Dans les calculs de bilan hydrologique annuel à l'échelle du bassin versant, par exemple, le terme d'évapotranspiration est estimé comme la différence entre les précipitations et le débit à l'exutoire, en considérant que la variation de stock d'eau dans les sols et les nappes est nulle. Cette estimation indirecte est donc grandement dépendante des erreurs commises sur ces derniers termes. Il est donc essentiel de savoir mesurer directement l'évapotranspiration. Pour ce faire, il faut considérer le problème aux échelles d'étude inférieures où les couverts végétaux, la nature physique et hydrique des sols ainsi que les champs de variables climatiques sont théoriquement plus homogènes.

Il existe deux grandes catégories de méthodes de mesures de l'évapotranspiration à l'échelle du champ : les méthodes directes et indirectes (Rana et Katerji, 2000).

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

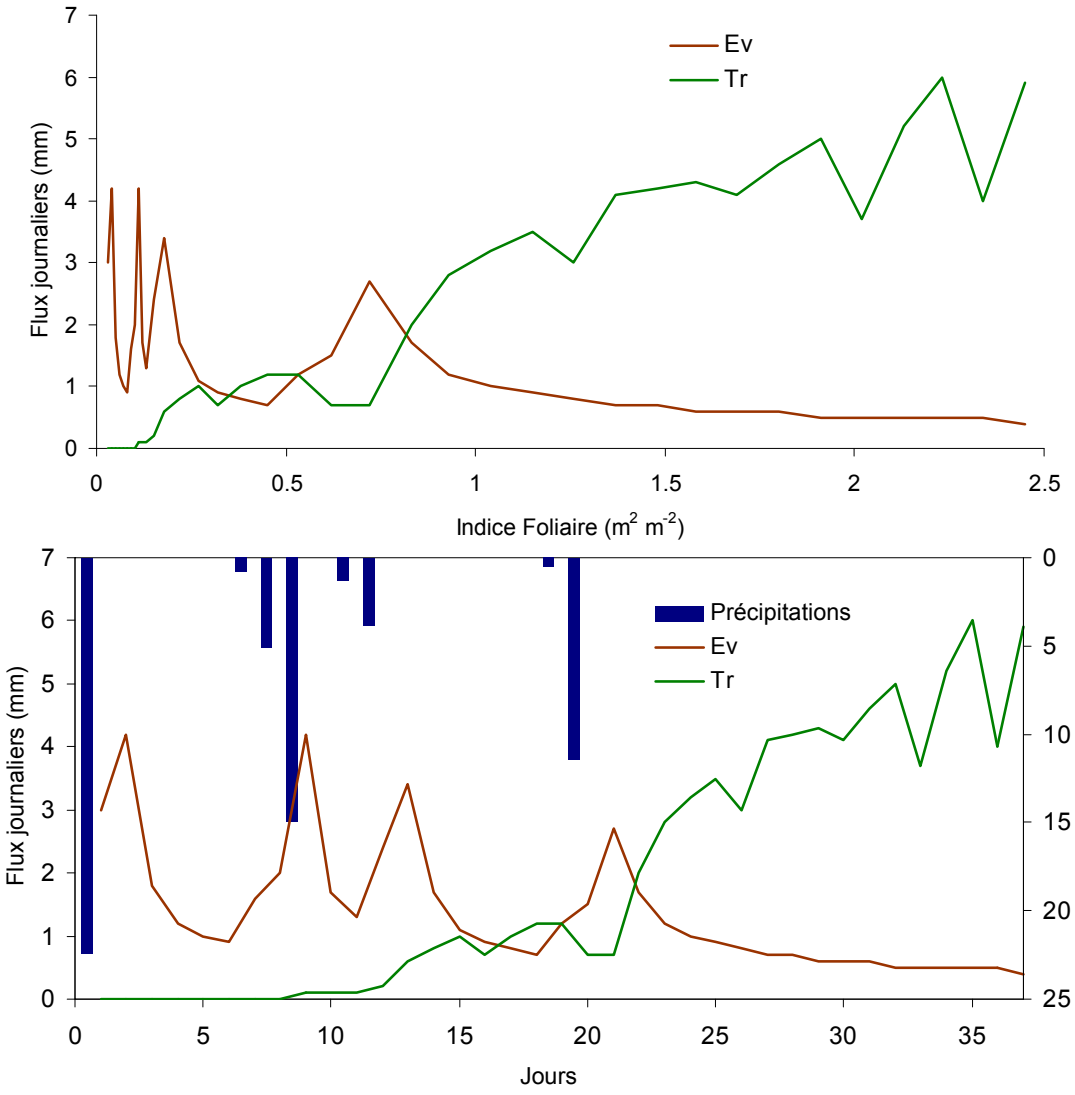


Figure intro 1. Résultats de la partition de l'ET en Ev et Tr fournis par le modèle d'évaporation de Ritchie (1972)

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

Si certaines méthodes directes mesurent en fait une demande climatique (atmomètre, évaporomètre Piche, bacs d'évaporation), d'autres telles que les lysimètres et micro-lysimètres, plus complexes à installer *in situ*, donnent directement accès à l'évapotranspiration réelle du couvert. D'autres encore mesurent la variation de stock d'eau dans le sol (méthodes gravimétrique et tensiométrique, méthodes de l'humidité neutronique et de réflectométrie dans le domaine temporel TDR) et en déduisent l'évapotranspiration par bilan hydrique à la condition que tous les autres termes de ce bilan aient été mesurés (précipitations, drainage, ruissellement et éventuellement irrigation). Les mesures directes nécessitant généralement un matériel lourd et coûteux, la bioclimatologie a cherché à développer des méthodes indirectes d'évaluation de l'évapotranspiration réelle. la méthode aérodynamique par détermination des gradients verticaux de pression de vapeur d'eau (Baldocchi *et al*., 1988), celle du bilan d'énergie (rapport de Bowen, *e.g.* Cellier et Olioso, 1993), la méthode des fluctuations turbulentes (Verma *et al*., 1986 ; Wilson et Baldocchi, 2000), celle de la mesure de la température de surface (radiodétection, Seguin et Itier, 1983) en constituent une liste non exhaustive. L'utilisation récente de scintillomètres permet de faire des mesures sur des transects de quelques km^2 et d'avoir un résultat intégré sur des surfaces hétérogènes (*e.g.* Bsaibes, 2007).

Bien mesurer ou estimer l'évapotranspiration permet d'approfondir les connaissances des besoins en eau des cultures et par conséquent de mieux optimiser les pratiques d'irrigation. A ce titre, cela intéresse l'agronome, mais également le bioclimatologue, car cette réponse des cultures à la demande climatique a, en retour, un impact sur la formation et l'entretien des microclimats.

Il apparaît aussi important de connaître les parts respectives de l'évaporation et de la transpiration dans le bilan de l'évapotranspiration : isoler à partir du flux brut d'évapotranspiration le flux net de transpiration nous informe sur les besoins en eau de la plante. A ce titre, cela intéresse l'agronome et l'écophysiologiste végétal. Sur le terrain, on peut accéder au terme de transpiration par mesure du flux de sève (Granier, 1987). On en déduit ainsi le flux d'évaporation du flux total d'évapotranspiration.
De nombreuses estimations de l'évapotranspiration, l'évaporation et la transpiration sont disponibles dans la littérature (Monteith, 1964; Tanner *et al.*, 1985; Tuzet *et al.*, 1997; Wilson *et al.*, 2001). Ritchie (1972) a proposé un modèle agro-climatique semi-empirique, repris et complété, entre autres auteurs, par Brisson et Perrier (1991), Daamen *et al.* (1995) et Wallace *et al.* (1999). Il donne une estimation des deux composantes de l'*ET* à partir de la résolution séparée des bilans d'énergie à la surface du sol et du couvert (Figure intro 1). Il ne considère qu'une couche de sol dont l'état hydrique est limitant vis-à-vis de *Ev* au delà d'une certaine évaporation cumulée depuis le dernier épisode pluvieux (ou d'irrigation). Ce modèle initial nécessite cependant des mesures fiables de *ET*, *Ev* et *Tr*, accessibles à l'aide des méthodes précitées, méthodes qui ont leurs limitations, en particulier en ce qui concerne la représentativité spatiale (Ehleringer et Field, 1993). Passer du couvert végétal à l'écosystème entier apparaît donc souvent comme problématique (Jarvis, 1995).

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

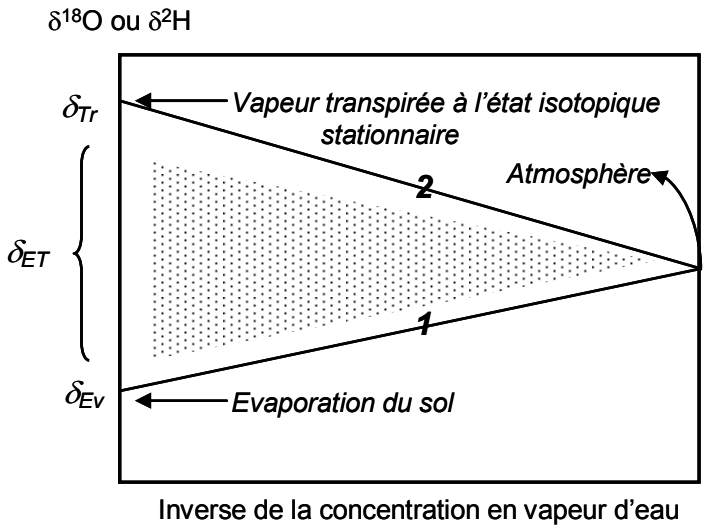


Figure intro 2. Modèle de mélange des isotopes de la vapeur atmosphérique dit "Keeling Plot". Relations possibles entre les signatures isotopiques ($\delta^{18}O$ or $\delta^{2}H$) et l'inverse de la concentration en vapeur d'eau dans l'atmosphère. La ligne 1 représente le cas d'un sol nu (100% évaporation du sol). La ligne 2 représente le cas où la végétation contribue entièrement à l'évapotranspiration (100% transpiration). L'espace intermédiaire grisé correspond à de l'évapotranspiration générée par un mélange d'évaporation et de transpiration.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

Il est donc utile d'avoir recours à d'autres méthodes d'estimation ou de mesure de l'*ET* et de ses composantes de sorte à aborder sous un angle différent la problématique et apporter des informations complémentaires. A ce titre, l'on peut utiliser la biogéochimie isotopique. Les isotopes stables et lourds : l' « oxygène 18 », $H_2{}^{18}O$ et le « deutérium » $HD^{16}O$, sont des traceurs de l'origine et de l'histoire de l'eau (Zundel *et al.*, 1978 ; Bariac *et al.*, 1983 ; Rundel *et al.*, 1988; Ehleringer et Osmond, 1992; Yakir et Sternberg, 2000). Ils sont naturellement présents dans l'environnement et sont donc accessibles à l'analyse par simple échantillonnage sans marquage artificiel.

Leur concentration dans l'eau est l'expression de leurs différences de propriétés physiques par rapport aux éléments légers : plus lourds, ils tendent à se concentrer dans la phase liquide lors du processus d'évaporation (Craig et Gordon, 1965) et sont plus sensibles à la résistance au transfert qu'oppose le milieu qu'ils traversent (Ehhalt et Knott, 1965 ; Merlivat, 1978 ; Cappa *et al.*, 2003).
Sous certaines hypothèses, il est alors possible de reconstituer les principales étapes qui ont conduit à la formation d'un réservoir d'eau donné. On peut déterminer si l'eau présente dans un sol est le résultat de l'infiltration directe des précipitations (Fritz *et al.*, 1987a), ou s'il y a eu un épisode de ré-évaporation, et sous certaines conditions, accéder au flux d'évaporation (Barnes et Walker, 1989). On peut également estimer les profondeurs d'extraction racinaire (Moreira *et al.*, 2000 ; Durand *et al.*, 2007). Les isotopes stables et lourds de l'eau sont aussi largement utilisés pour effectuer des partitions de flux net en flux bruts, notamment de l'évapotranspiration en évaporation et transpiration, mais aussi de la transpiration totale en transpiration de strates végétatives différentes (strate arborée et arbustive, Yepez *et al.*, 2003).

Des expériences de terrains ont été menées pour mesurer l'évapotranspiration, l'évaporation et la transpiration aux échelles de la parcelle et de l'écosystème, en milieu humide (Martinelli *et al.*, 1996 ; Hsieh *et al.*, 1998) et semi aride (Yepez *et al.*, 2005). En combinant la méthode des fluctuations turbulents avec des mesures de flux de sèves et isotopiques, Williams *et al.* (2004) ont notamment estimé l'évaporation et la transpiration avant et après irrigation.
Pour effectuer cette partition, on considère généralement que :

(i) La signature isotopique de l'évapotranspiration peut être estimée par la méthode du « Keeling Plot » (Keeling, 1958 ; Moreira *et al.*, 1997) en considérant que la vapeur ambiante au sein de la couche limite de la couverture végétale est un mélange de l'évapotranspiration avec la vapeur régionale (il est en effet impossible, dans les conditions de terrain, de mesurer uniquement la signature isotopique issue de l'évapotranspiration car cette dernière se mélange instantanément avec la vapeur régionale). Dans ce cas, la signature isotopique de l'évapotranspiration est donnée par l'ordonnée à l'origine de la régression entre la signature de la vapeur ambiante et l'inverse de l'humidité absolue de l'atmosphère (Figure intro 2) ;

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

(ii) l'eau foliaire soumise à la transpiration doit être à l'état isotopique stationnaire (*i.e.* sa signature isotopique doit être indépendante du temps – nous reviendrons plus en détails sur cette notion d'état isotopique stationnaire au chapitre 1), pour que l'on puisse par simple bilan de masse isotopique déduire la valeur de la signature isotopique de la transpiration à partir de celle des remontées xylémiques (Wang and Yakir, 2000) ;

(iii) la vapeur issue du sol par évaporation n'a, en général, pas eu le temps d'atteindre l'état isotopique stationnaire : le volume d'eau contenu dans les pores du sol et mobilisé par le processus d'évaporation est beaucoup plus important et moins accessible que celui contenu dans le volume foliaire soumis à la transpiration. Pour avoir accès à sa signature, on utilise les résultats dérivés du modèle d'évaporation des isotopes de l'eau de Craig et Gordon (1965) : la signature isotopique de l'évaporation est liée à la signature isotopique de l'eau du sol au front d'évaporation (situé en surface si le sol est suffisamment humide), de l'humidité relative, de la signature isotopique et du régime aérodynamique de la couche d'air au delà du front d'évaporation.

Le second point (ii) est généralement admis par la majorité des « auteurs isotopiques », pour peu que les conditions atmosphériques au contact de la feuille (rayonnement, température, vitesse du vent) soient stables dans le temps. Certains, pourtant, ont récemment mis en doute cette dernière hypothèse et calculent, toujours à partir des valeurs de la signature des remontées xylémiques celles de la transpiration (Yepez *et al*., 2005) à l'état isotopique *transitoire*. Dès lors, la valeur de la partition est modifiée.

Le troisième point (iii) prête à caution, car la validation du modèle de Craig et Gordon étendu aux sols insaturés (Barnes et Allison, 1983 ; 1984, Melayah *et al.*, 1996 ; Mathieu et Bariac, 1996a, 1996b) n'a pas encore été étudiée en détails. Des expériences récentes en milieu contrôlé ont néanmoins permis d'en évaluer certains aspects (Braud *et al.*, 2009a, b). Par ailleurs, comme mentionné plus haut, dans les conditions de terrain, il est impossible de mesurer uniquement la signature isotopique issue de l'évapotranspiration à cause du mélange instantané avec la vapeur régionale, elle-même difficile à quantifier).

Malgré les progrès réalisés sur la compréhension des signatures isotopiques des différents compartiments, plusieurs points ou hypothèses suscitent encore des interrogations. Il s'agit notamment de :

- l'hypothèse d'état isotopique stationnaire pour la plante : dans quelles conditions est-il vraiment atteint, quelle est la signature de la transpiration si cet état stationnaire n'est pas atteint ?
- la validité du modèle de Craig et Gordon pour l'évaluation de la signature isotopique de l'évaporation d'un sol, tout particulièrement en conditions non saturées. Où se produit alors l'évaporation dans le sol, autrement dit, où se trouve le front d'évaporation quand le sol quitte

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

la saturation ? Avec quelle précision pouvons-nous le déterminer, compte tenu des difficultés d'échantillonnage du sol ? Enfin, quelle valeur de fractionnement cinétique convient-il d'utiliser dans l'application du modèle à un sol nu insaturé ? Ces incertitudes vont directement influer sur la valeur de la partition entre évaporation et transpiration, *a fortiori*, dans les conditions de terrain où la variabilité spatiale et temporelle des conditions environnementales est forte. Il est donc nécessaire de mieux comprendre ces points en limitant, autant que faire se peut, le nombre de variables.

Ces deux observations nous mènent à une impasse : doit-on considérer que la feuille est à l'état isotopique transitoire ou que la part de l'évaporation dans l'évapotranspiration est différente ?

Afin de s'affranchir de ces problèmes et pour tenter d'analyser les processus physiques, chimiques et biologiques qui contrôlent les compositions isotopiques des différentes composantes de l'évapotranspiration et pour faire abstraction des variabilités spatiale et temporelle inhérentes aux conditions de terrain, les expériences en milieu contrôlé sont nécessaires. L'équipe de recherche **TRANSFERTS** de l'UMR BioEMCo à Grignon a développé et décliné sous plusieurs versions les **R**éacteurs **U**tilisés pour la **B**iogéochimie **I**sotopique **C**ontinentale (**RUBIC**, Bariac *et al*., 1991) dans lesquels on impose à de l'eau (libre ou liée dans la matrice d'un sol ou dans les tissus des végétaux) une demande climatique donnée.

En mesurant et régulant les paramètres atmosphériques (humidité relative, température de l'air, vitesse du vent, rayonnement net reçu), les conditions hydriques du sol et l'état de contrainte hydrique de la plante, on crée les conditions qui vont faciliter la mesure des flux élémentaires et la détermination de leur signature isotopique. Les questions posées précédemment étant complexes, *nous avons, dans cette première série d'expériences, volontairement réduit la complexité du problème en nous plaçant dans des conditions où l'état isotopique stationnaire pour le sol et la végétation sont atteints.* Ceci nous permet de nous concentrer sur l'analyse des conditions d'obtention d'un tel régime, des valeurs de fractionnement cinétique pertinentes dans ces conditions. Pour approfondir ce dernier point, des expérimentations sur bac d'eau libre, encore plus simples, ont d'ailleurs aussi été menées.
Nous illustrerons aussi par la suite comment il est possible, grâce au dispositif expérimental RUBIC I, de mesurer directement les flux d'évapotranspiration, d'obtenir l'atteinte d'un état isotopique stationnaire pour un système sol-plante et de mesurer directement les contributions de l'évaporation et de la transpiration à l'évapotranspiration.

Toujours dans l'optique d'acquérir une vision *mécaniste* des processus, il est très intéressant de confronter les données collectées lors d'expériences en milieu contrôlé aux résultats de modèles physiques déterministes. Cette approche dite « couplée », par ses aller et retour entre une réalité

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

« orientée » et la conception quasi-mathématique qu'en fait le scientifique, lui donne matière à mieux comprendre les processus qu'il étudie.

Nous avons utilisé pour cela le modèle **SiSPAT_Isotopes**.

SiSPAT (**Si**mple **S**oil **P**ant **A**tmosphere **T**ransfer model) est un modèle de transport unidimensionnel de chaleur et d'eau à travers le continuum sol-plante-atmosphère (Braud *et al*., 1995 ; Braud, 2000 ; 2002). Il a été couplé avec un **module d'isotopes de l'eau** ($H_2{}^{18}O$ et $HD^{16}O$) et a été validé sur sol nu en conditions contrôlées (Braud *et al*., 2005a et b ; Braud *et al*., 2009a et b).

Partant de ces constats et acquis, nous avons défini les objectifs suivants pour cette thèse :

(i) Calibrer le réacteur biogéochimique RUBIC I dans le contexte de l'évaporation d'un volume d'eau libre. On vérifiera qu'il est bien possible d'obtenir le régime hydrique permanent et l'état isotopique stationnaire recherchés par une bonne régulation des paramètres atmosphériques de la chambre. Pour cela on réalisera une expérience sur bac d'évaporation, *isoPAN*. Ce sera l'occasion de mesurer les flux d'évaporation, leurs signatures isotopiques et confronter les résultats obtenus avec le modèle d'évaporation des isotopes donné par Craig et Gordon (1965) ;

(ii) Chercher à quantifier, en milieu contrôlé, les parts respectives de l'évaporation du sol et de la transpiration dans l'évapotranspiration totale en fonction de l'état de développement du couvert végétal. On développera pour cela un protocole expérimental adapté et bien particulier : maintenir à la fois plante et sol en régime hydrique permanent et état isotopique stationnaire (série d'expériences *Monolithe I* et *II*). On associera également à chaque valeur de partition une incertitude liée à la précision d'analyse et au protocole expérimental.

(iii) Profiter des conditions expérimentales bien particulières (état isotopique stationnaire) pour confronter les résultats isotopiques dans le sol avec le modèle de Barnes et Allison (1983) et leur adaptation du modèle de Craig et Gordon (1965) au cas de l'évaporation d'un sol nu saturé.

(iv) Vérifier dans un dernier temps si le recours à un modèle mécaniste de transfert d'eau, de chaleur et d'isotopes de l'eau dans le continuum Sol – Végétation – Atmosphère SiSPAT_Isotopes nous permet de mieux rendre compte de l'expérience *Monolithe I* dans sa complexité. On y aura ajouté pour cela la prise en compte de la végétation dans le module de transport des isotopes. Le modèle ne sera pas utilisé dans sa totalité : nous tirerons justement parti du type de données récupérées durant *Monolithe I* pour tester, via une analyse de sensibilité, certaines hypothèses concernant, entre autres, les valeurs de fractionnement cinétique, les types de profils de densité racinaire et d'extraction racinaire. L'intérêt sera ici d'utiliser le modèle pour « interpoler » entre les mesures disponibles et simuler les régimes transitoires afin de mieux comprendre les processus dominants et

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

contrôlant les résultats expérimentaux obtenus. La modélisation permettra aussi d'analyser des variables non accessibles à la mesure telles que les valeurs de profils de flux d'eau et d'isotopes.

Nous aborderons dans une première partie les bases théoriques de l'utilisation des isotopes stables et lourds de l'eau pour la caractérisation des régimes hydriques ainsi que la présentation de l'outil de modélisation utilisé. Un premier chapitre abordera l'eau dans différents états de liaison : l'eau libre, l'eau liée à la matrice d'un sol et l'eau liée dans les tissus des végétaux. Nous présenterons dans un second chapitre les outils utilisés lors de ce travail : on décrira dans un premier temps le dispositif expérimental RUBIC I dans lequel ont été effectuées les expériences puis dans un second le modèle SiSPAT-I et tout particulièrement son module de biogéochimie isotopique.

Dans une seconde partie nous nous focaliserons sur les expériences de laboratoire. Le chapitre 3 présentera le protocole mis en œuvre pour l'étude de l'évaporation d'eau libre et donnera les résultats ainsi que leurs comparaisons avec la théorie (Craig et Gordon, 1965). Nous finirons dans cette partie par le descriptif détaillé des expériences permettant l'étude de l'évapotranspiration d'un couvert de fétuque élevée (*Festuca arundinacea L.*) dans un monolithe de sol tout au long de sa croissance et l'estimation des contributions respectives de l'évaporation et de la transpiration par mesures isotopiques (chapitre 4). Dans le cinquième chapitre, nous présenterons et discuterons les résultats de chacune des expériences sur monolithe de sol.

Enfin, la troisième partie du mémoire sera consacrée aux travaux de modélisation. Nous traiterons dans le sixième chapitre des modifications apportées au modèle SiSPAT-Isotopes pour inclure le transport des isotopes en tenant compte de la végétation et pour l'adapter à la nature particulière des données récoltées lors des expériences sur monolithes (accès direct aux flux d'évapotranspiration, modification du type de conditions initiales et aux limites du module isotopique etc.). Nous finirons par la présentation des résultats de la modélisation.

Nous conclurons ensuite le mémoire par une synthèse des résultats principaux obtenus et un aperçu des perspectives possibles qui s'en dégagent.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

1 LES ISOTOPES STABLES ET LOURDS DE L'EAU DANS L'ETUDE DU CONTINUUM SOL – PLANTE – ATMOSPHERE

Les isotopes stables et lourds de l'eau peuvent être utilisés en tant que traceurs biogéochimiques. Leurs variations en concentration tout au long du cycle de l'eau sont autant d'indicateurs de l'origine et de l'histoire des réservoirs d'eau correspondants.

1.1 Définitions et notations

Nous ne considérerons ici que deux isotopes stables et « lourds » de l'eau, les autres étant considérés ici comme quantités négligeables : la molécule $^{1}H^{2}H^{16}O$ (=$^{1}HD^{16}O$), l'eau « deutérée » et la molécule $^{1}H_2{}^{18}O$, l'eau « 18 ». Le rapport R_i en isotopes lourds de l'eau i, dans les deux phases liquide et gazeuse est défini par le ratio :

$$R_i = \frac{N_i}{N} \qquad (1)$$

avec N_i le nombre de molécules d'eau « lourdes » de formule $^{1}H^{2}H^{16}O$ ou $^{1}H_2{}^{18}O$, et N le nombre de molécule légères $^{1}H_2{}^{16}O$. On remarque que le rapport isotopique n'est pas une concentration (on parle alors d'abondance isotopique $a_i=N_i/(N+N_i)$).

Compte tenu de la faible valeur des rapports isotopiques, et pour que les analyses soient comparables entre elles entre laboratoires différents, on convertit les mesures en notation δ :

$$\delta_i = \frac{R_i - R_{V-SMOW}}{R_{V-SMOW}} 1000 \qquad (2)$$

où V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) est l'étalon de référence international dont la composition isotopique a été fixée par l'AIEA (Agence Internationale de l'Energie Atomique basée à Vienne, Autriche). Ce standard a été préparé à partir d'une eau de mer distillée et modifiée de sorte que sa composition isotopique soit proche du SMOW (Standard Mean Ocean Water) introduit par Craig (1961a) et provenant à l'origine de la rivière Potomac (Etats-Unis d'Amérique). Bien que son nom l'indique, le V-SMOW n'est donc pas tout à fait représentatif des eaux océaniques moyennes.

Les rapports du V-SMOW pour les deux isotopes sont (Gonfiantini, 1978) :

$$R_{^1H^2H^{16}O,V-SMOW} = (155{,}76 \pm 0.05).10^{-6}$$

$$R_{^1H_2{}^{18}O,V-SMOW} = (2005{,}2 \pm 0.45).10^{-6}$$

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

	a	b	c
$^{1}H_2{}^{18}O$	1137	$-4.16\ 10^{-1}$	$-2.07\ 10^{-3}$
$^{1}H^{2}H^{16}O$	24844	-76.25	$5.26\ 10^{-2}$

Tableau I. Constantes caractéristiques de l'expression du fractionnement isotopique à l'équilibre α_{eq} (Majoube, 1971)

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

Par la suite et pour simplifier les notations, les signatures isotopiques en eau « 18 » et en eau « deutérée » seront écrites respectivement $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$.

1.2 Principes fondateurs du modèle d'évaporation des isotopes de l'eau libre (Craig et Gordon, 1965) (Cas d'un réservoir liquide homogène)

1.2.1 L'équilibre isotopique liquide-vapeur

Si l'on considère dans un premier temps une lame d'eau libre en équilibre thermodynamique avec l'air à son contact (humidité relative à 100 %), il y aura égalité parfaite entre flux d'évaporation ϕ^{Ev} et flux de condensation ϕ^{cond} :

$$\phi^{Ev} = \phi^{cond} \tag{3}$$

Sous ces conditions bien particulières, il s'établit un équilibre isotopique en faveur du liquide : les liaisons faibles moléculaires de type ^{18}O-^{1}H étant plus difficiles à rompre que celles de type ^{16}O-^{1}H (de même que les liaisons faibles ^{16}O-^{2}H rompent plus difficilement que les liaisons ^{16}O-^{1}H), les isotopes lourds de la vapeur d'eau ont une pression de vapeur saturante partielle inférieure à celle des espèces légères à même température. Ils ont donc tendance à rester dans la phase liquide. On observe la relation suivante :

$$R_{liq} = \alpha_{eq} R_{vap_eq} \tag{4}$$

$$= (1+\varepsilon_{eq}) R_{vap_eq} \tag{5}$$

avec R_{liq} et R_{vap_eq} les rapport isotopique de l'eau dans les phases liquide et vapeur. α_{eq} (respectivement ε_{eq}) est le fractionnement isotopique à l'équilibre (>0) (respectivement l'enrichissement isotopique à l'équilibre du liquide par rapport à la vapeur, compris entre 0 et 1) α_{eq} s'exprime comme le rapport des pressions de vapeur saturante (Pa) des espèces légère et lourde à la température de l'interface liquide-vapeur T_{int} (Majoube, 1971) :

$$\alpha_{eq} = \frac{P_{sat}}{P^{i}_{sat}}(T_{\text{int}}) \tag{6}$$

Majoube (1971) a également donné l'expression empirique de α_{eq} en fonction de T_{int} (K) :

$$\ln(\alpha_{eq}) = \left(\frac{a}{T^{2}_{\text{int}}} + \frac{b}{T_{\text{int}}} + c \right) \tag{7}$$

a, b et c sont des valeurs caractéristiques de l'espèce isotopique (Tableau I).

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

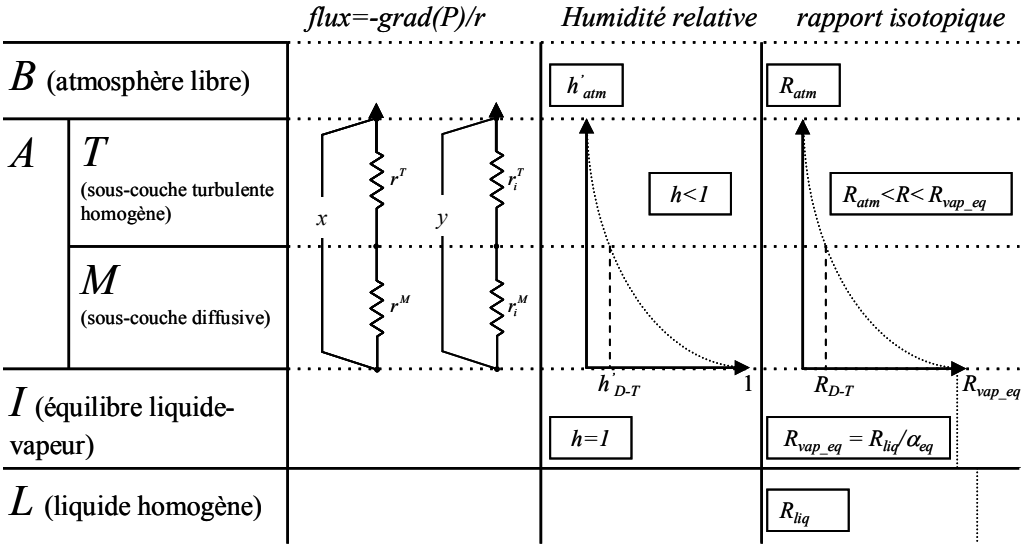


Figure 1. Représentation simplifiée du modèle de Craig et Gordon (1965) d'après Gat (2000)

avec $x = 1 - h_{atm}$ *et* $y = R_{liq} / \alpha_{eq} - h_{atm} R_{atm}$

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

On remarque ici que plus la température du liquide est élevée, plus α_{eq} est faible. En d'autres termes, les isotopes lourds et légers ont des comportements de plus en plus proches lors du processus d'évaporation lorsque l'énergie interne de l'interface liquide-vapeur est élevée.
On constate que l'eau « deutérée » se concentre bien plus dans la phase liquide que ne le fait l'eau « 18 ». Pour un équilibre liquide-vapeur hypothétique établi à 25°C pour l'océan, on calcule :

$$\delta^{18}O_{vap_eq} = \delta^{18}O_{liq} - \varepsilon^{18}O_{eq}(T = 25°C) = 0 - 9.3 = -9.3‰$$

$$\delta^{2}H_{vap_eq} = \delta^{2}H_{liq} - \varepsilon^{2}H_{eq}(T = 25°C) = 0 - 76.0 = -76.0‰$$

Les eaux dites météoriques, produites par condensation dans les nuages, ont la particularité de se répartir sur la droite du même nom dont l'équation est (adapté de Craig, 1961b ; Yurtsever et Gat, 1981) :

$$\delta^{2}H_{eaux_météoriques} = (8.17 \pm 0.08)\delta^{18}O_{eaux_météoriques} + (10.6 \pm 0.6) \text{ ‰ V-SMOW} \quad (8)$$

(relation significative au seuil P=0.01 ; n = 153, R^2 =0.99)

1.2.2 L'évaporation des isotopes hors équilibre

Dans la grande majorité des cas observés dans la nature (notamment océans, lacs et eau du sol sous évaporation, eau de la feuille sous transpiration), le changement de phase liquide-vapeur se produit hors-équilibre : il y a déficit de pression de vapeur de la couche d'air (*i.e.* son humidité relative est inférieure à 100%) au contact du liquide.
Craig et Gordon (1965) ont modélisé l'évaporation des isotopes de l'eau en discrétisant l'interface liquide-vapeur au sens large en couches superposées où les flux ne s'effectueraient que selon un mécanisme de transport donné (Figure 1) :

1) la phase liquide (*L*) ;
2) l'interface liquide-vapeur senso stricto (*I*) où s'effectue le changement de phase : Craig et Gordon considèrent ici que cette interface saturée existe, bien que l'atmosphère au dessus soit libre et insaturée. Comme dit précédemment, on constate une première résistance au transfert des isotopes que l'on traduit par le fractionnement isotopique à l'équilibre thermodépendant $\alpha_{eq}(T_{int})$;
3) une couche *A*, composée de deux sous-couches d'air successives (*M*) et (*T*) où l'humidité est inférieure à 100% et où les transferts d'isotopes se font restrictivement par diffusion (*D*) ou par transport turbulent (*T*).

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

En adaptant la loi de Fick au cas du transport de la vapeur d'eau et des isotopes de la vapeur depuis l'interface liquide-vapeur vers l'atmosphère libre, on obtient l'expression du flux d'évaporation *Ev* comme étant proportionnel à la différence de tensions de vapeur de part et d'autre de cette couche (*A*) :

$$Ev = \frac{P_{vap_eq} - P_{atm}}{r} = \frac{P_{sat} - P_{atm}}{r} \tag{9}$$

avec P_{sat}(Pa) la pression partielle de vapeur d'eau à saturation, égale à P_{vap_eq}(Pa), la pression partielle de la vapeur dans la couche (*I*). P_{atm}(Pa) est la pression partielle de vapeur d'eau de l'atmosphère libre dans la couche (*B*) (Fig (1)) et *r* la résistance totale au transfert dans la couche (*A*).

En normalisant par P_{sat}(Pa), on obtient :

$$Ev = \frac{1 - h_{atm}}{r} \tag{10}$$

Avec h_{atm} l'humidité relative de l'atmosphère à la température T_{atm}

En posant :

$$r = r^M + r^T \tag{11}$$

avec r^M (respectivement r^T) la résistance spécifique de la couche diffusive moléculaire (respectivement résistance spécifique de la couche turbulente), on écrit :

$$\begin{cases} Ev^M = \dfrac{1 - h_{D-T}}{r^M} & \text{(12a)} \\ Ev^T = \dfrac{h_{D-T} - h_{atm}}{r^T} & \text{(12b)} \end{cases}$$

avec Ev^M et Ev^T les flux de vapeur à travers les couches (*D*) et (*T*), h_{D-T} l'humidité relative à l'interface des couches (*D*) et (*T*)).

Par analogie pour les isotopique, on obtient le flux des isotopes de la vapeur Ev_i :

$$Ev_i = \frac{R_{vap_eq} - h_{atm} R_{atm}}{r_i} = \frac{\dfrac{R_{liq}}{\alpha_{eq}} - h_{atm} R_{atm}}{r_i} \tag{13}$$

avec r_i la résistance au transfert opposée par la couche (*A*), que l'on peut exprimer ainsi :

$$r_i = r_i^M + r_i^T \tag{14}$$

Le rapport isotopique du flux d'évaporation à travers la couche (*A*) s'écrit donc :

$$R_{Ev} = \frac{Ev_i}{Ev} = \frac{\dfrac{R_{liq}}{\alpha_{eq}} - h_{atm} R_{atm}}{(1 - h_{atm})} \cdot \frac{1}{r_i / r} \tag{15}$$

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

n		**1**	**0.67**	**0.5**
Régime aérodynamique		*diffusif pur*	*laminaire*	*turbulent*
α_K **(‰)**	$^{1}H_2{}^{18}O$	1.0285	1.0189	1.0141
	$^{1}H^{2}H^{16}O$	1.0251	1.0167	1.0125

Tableau II. Valeurs de α_K en fonction du régime aérodynamique de la couche d'air, indiqué par l'exposant n (Dongmann et al, 1974)

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

Les isotopes de l'eau diffusent moins efficacement depuis l'interface liquide-vapeur jusqu'à l'atmosphère libre, en raison de leur masse plus importante. On traduit ici cette seconde résistance par le fractionnement isotopique cinétique α_K, défini par le rapport théorique des résistances au transfert des isotopes lourds et légers dans l'air :

$$\alpha_K = \frac{r_i}{r} = \frac{r_i^M + r_i^T}{r^M + r^T} \tag{16a}$$

Dans le cas où les transferts d'isotopes ne s'effectuent que par diffusion, on a :

$$\alpha_K = \frac{r_i^M}{r^M} \tag{16b}$$

Les résistances r^M et r_i^M étant respectivement inversement proportionnelles aux diffusivités des espèces légères et lourdes dans l'air D^{vap} et D_i^{vap}, on obtient finalement :

$$\alpha_K = \frac{D^{vap}}{D_i^{vap}} \tag{16c}$$

Merlivat (1978) a conduit plusieurs expériences en tunnel (phase liquide et flux laminaire de vapeur d'eau) et en réservoir (mélange gaz-vapeur d'eau, système diffusif pur) et a mesuré le ratio D^{vap} / D_i^{vap} pour chaque isotope :

$$\left(\frac{D^{vap}}{D_i^{vap}}\right)^{^2H} = 1.0251 \tag{16d}$$

$$\left(\frac{D^{vap}}{D_i^{vap}}\right)^{^{18}O} = 1.0285 \tag{16e}$$

Ces résultats sont en accord avec la théorie (Brutsaert, 1965 ; Craig et Gordon, 1965) et permettent de la réconcilier avec les résultats de premières expériences (Ehalt et Knott, 1965 ; Merlivat, 1970). Dongmann *et al.* (1974) ont résumé ces travaux et donné l'expression de α_K en fonction du type de régime aérodynamique de la couche d'air, caractérisé par l'exposant *n* (Tableau II) :

$$\boxed{\alpha_K = \left(\frac{D^{vap}}{D_i^{vap}}\right)^n} \tag{17}$$

Plus récemment, Cappa *et al.* (2003) ont pris en compte le refroidissement de l'interface liquide-vapeur dû à l'évaporation par consommation de chaleur latente. Ils ont fourni d'autres valeurs du ratio D^{vap} / D_i^{vap} :

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

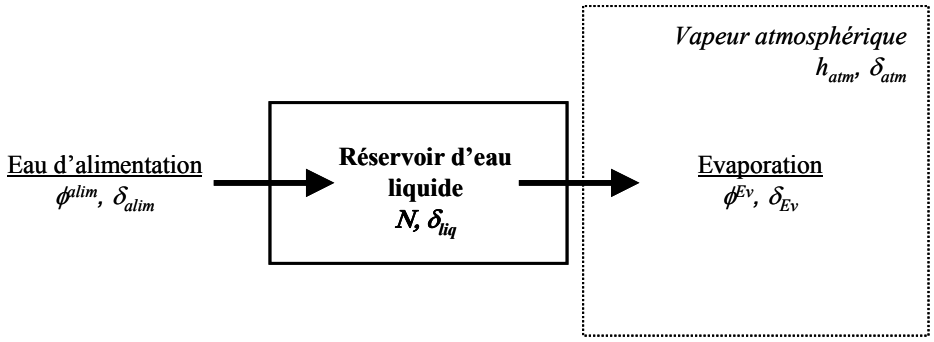


Figure 2. Paramètres intervenant dans les expressions de δ_{liq} et δ_{Ev} données par Craig et Gordon (1965)

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

$$\begin{cases} \left(\dfrac{D^{vap}}{D_i^{vap}}\right)^{^2H} = 1.0164 \\ \left(\dfrac{D^{vap}}{D_i^{vap}}\right)^{^{18}O} = 1.0319 \end{cases}$$

En conclusion, plus la couche d'air au contact du liquide est immobile, plus la valeur de α_K est élevée. Lorsque les transferts s'effectuent uniquement par convection turbulente depuis la phase liquide, il y a peu, voire pas, de fractionnement dans la phase vapeur. L'énergie déployée « lisse » ainsi les différences de masse entre isotopes lourds et légers ;

4) et enfin l'atmosphère libre *B*, où l'on considère que le transport des isotopes se fait uniquement par convection turbulente. Ce dernier mécanisme de transport ne discrimine pas isotopes lourds et légers. On n'y observe aucun fractionnement isotopique.

On souligne que le modèle présenté ici est une version simplifiée de celui proposé par Craig et Gordon : on fait le choix de ne pas prendre en compte le phénomène de transport diffusif – et donc fractionnant – des isotopes dans l'eau liquide jusqu'à l'interface liquide-vapeur : la phase liquide *L* est homogénéisée par mouvements convectifs. Horita *et al*. (2008) font une revue détaillée de la théorie soutendant le modèle de Craig et Gordon.

Lorsque l'eau n'est pas libre, mais contenue dans les tissus d'une plante ou dans la matrice poreuse d'un sol, il se produit un phénomène de rétro-diffusion caractéristique que l'on abordera en détail plus loin.

1.2.3 L'état isotopique stationnaire

1.2.3.1 Définition de l'état isotopique stationnaire

L'état isotopique stationnaire s'établit lorsque la composition isotopique de la couche liquide est indépendante du temps. Il ne s'agit pas d'un équilibre isotopique car l'humidité relative de l'atmosphère est inférieure à 100%, mais bien d'un régime hors équilibre à demande évaporatoire constante. Le réservoir liquide doit être à *volume constant (dN/dt=0)* (Figure 2), c'est-à-dire qu'il doit être en *régime permanent*, et pour cela :

(i) les variables climatiques (humidité relative h_{atm} à la température de l'air, régime aérodynamique de la couche d'air) doivent être constantes dans le temps.

(ii) les paramètres isotopiques (δ_{alim}, δ_{atm}, α_{eq}, α_K) doivent également être constants dans le temps.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

1.2.3.2 Expression différentielle de la signature isotopique du liquide δ_{liq}

Considérons que le volume d'eau N de la couche L soit soumis au flux d'évaporation ϕ^{Ev} et puisse être réalimenté (flux de réalimentation ϕ^{alim}).

On peut alors écrire :

$$\frac{dN}{dt} = \phi^{a\lim} - \phi^{Ev} \tag{18}$$

Par analogie pour les isotopes de l'eau :

$$\frac{dN_i}{dt} = \phi_i^{a\lim} - \phi_i^{Ev} \tag{19a}$$

$$\frac{dN_i}{dt} = R_{a\lim}\phi^{a\lim} - R_{Ev}\phi^{Ev} \tag{19b}$$

avec R_{alim} la composition isotopique de l'eau d'alimentation.

La condition de *régime permanent* pour le volume d'eau conduit à :

$$\frac{dN}{dt} = \phi^{a\lim} - \phi^{Ev} = 0 \tag{20}$$

Sous cette condition particulière, on a :

$$\text{Eqs. (19b) et (20)} \Rightarrow \frac{dN_i}{dt} = \phi^{Ev}(R_{a\lim} - R_{Ev}) \tag{21}$$

En reprenant la définition de la composition isotopique du liquide R_{liq} (Eq. (1)), on a :

$$R_{liq} = \frac{N_i}{N}$$

En dérivant Eq. (1) et en utilisant Eq. (21), on obtient :

$$\begin{cases} \dfrac{dR_{liq}}{dt} = \dfrac{d(\frac{dN_i}{N})}{dt} = \dfrac{1}{N}\dfrac{dN_i}{dt} & (22a) \\ dR_{liq} = \dfrac{\phi^{Ev}}{N}(R_{a\lim} - R_{Ev})dt & (22b) \end{cases}$$

En notation δ, Eq. (22b) devient :

$$d\delta_{liq} = \frac{\phi^{Ev}}{N}(\delta_{a\lim} - \delta_{Ev})dt \tag{23}$$

1.2.3.3 Expression instantanée de δ_{Ev}

En supposant que δ_{alim} soit connu, déterminons l'expression de δ_{Ev}.

En notation δ, Eq. (15) s'écrit :

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

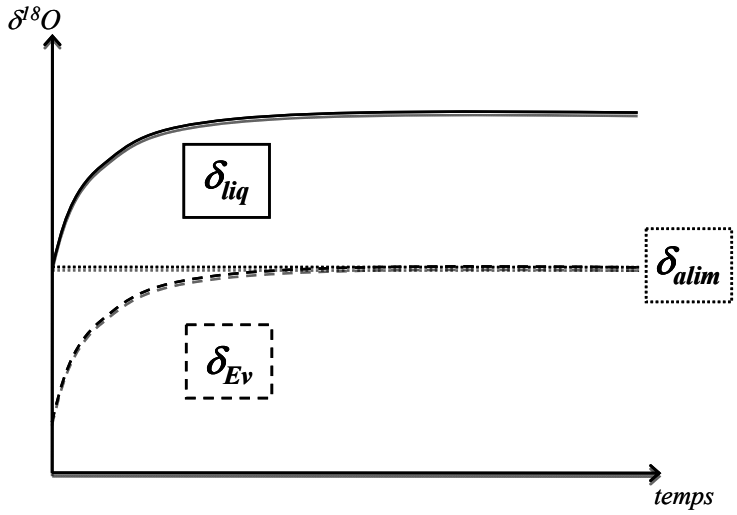


Figure 3. Courbes exponentielles d'atteinte de l'état isotopique stationnaire par l'eau liquide et le flux d'évaporation

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

$$\delta_{Ev} = \frac{1}{\alpha_K}\left(\frac{\frac{\delta_{liq}+1}{\alpha_{eq}} - (\delta_{atm}+1)h_{atm}}{1-h_{atm}}\right) - 1 \tag{24}$$

et en combinant Eq. (24) avec Eq. (23), on obtient :

$$d\delta_{liq} = \frac{\phi^{Ev}}{N}\left(\delta_{a\lim} - \frac{1}{\alpha_K}\left(\frac{\frac{\delta_{liq}+1}{\alpha_{eq}} - (\delta_{atm}+1)h_{atm}}{1-h_{atm}}\right) + 1\right)dt \tag{25}$$

On intègre Eq. (25) entre : $\begin{cases} t = t_0, \delta^t_{liq} = \delta^0_{liq} \\ t, \delta^t_{liq} \end{cases}$

et en posant $\delta^s_{liq} = \alpha_{eq}\alpha_K(1-h_{atm})(\delta_{a\lim}+1) + \alpha_{eq}h_{atm}(\delta_{atm}+1) - 1$ (26)

avec δ^s_{liq} *la signature isotopique de l'eau lorsqu'un état stationnaire est atteint*, on obtient l'équation suivante illustrée sur la Figure 3:

$$\delta^t_{liq} = \delta^s_{liq} - \left(\delta^s_{liq} - \delta^0_{liq}\right)\exp\left(-\frac{\phi^{Ev}}{N}\frac{(t-t_0)}{\alpha_{eq}\alpha_K(1-h_{atm})}\right) \tag{27}$$

que l'on peut écrire sous la forme :

$$\boxed{\delta^t_{liq} = \delta^s_{liq} - \left(\delta^s_{liq} - \delta^0_{liq}\right)\exp\left(-\tau_R\frac{(t-t_0)}{\xi}\right)}$$

en posant :

$$\begin{cases} \tau_R = \phi^{Ev}/N & \text{(taux de renouvellement du liquide)} \quad (28) \\ \xi = \alpha_{eq}\alpha_K(1-h_{atm}) & (29) \end{cases}$$

on peut réécrire Eq. (26) :

$$\boxed{\delta^s_{liq} = \xi(\delta_{a\lim}+1) + \alpha_{eq}h_{atm}(\delta_{atm}+1) - 1} \tag{30}$$

1.2.3.4 Expression de la signature isotopique de l'évaporation δ_{Ev}

En adaptant Eq. (24) aux nouvelles notations, on obtient l'expression de la signature isotopique de l'évaporation *quel que soit le type de régime hydrique du liquide* :

$$\boxed{\delta^t_{Ev} = \frac{(\delta^t_{liq}+1) - \alpha_{eq}h_{atm}(\delta_{atm}+1) - \xi}{\xi}} \tag{31}$$

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

1.2.3.5 Vérification de la conservation de la masse

En substituant δ_{liq}^{t} par δ_{liq}^{s} dans Eq. (29), on vérifie que :

$$\text{(Eqs. 30 et 31)} \Rightarrow \delta_{Ev}^{s} = \frac{(\delta_{liq}^{s}+1)-\alpha_{eq}h_{atm}(\delta_{atm}+1)-\xi}{\xi}$$

$$= \frac{\xi(\delta_{a\lim}+1)+\alpha_{eq}h_{atm}(\delta_{atm}+1)-1+1-\alpha_{eq}h_{atm}(\delta_{atm}+1)-\xi}{\xi}$$

$$\boxed{\delta_{Ev}^{s} = \delta_{a\lim}} \qquad (32)$$

On en conclut que lorsqu'un état isotopique stationnaire pour le liquide *L* est atteint, la vapeur produite par le changement de phase et la diffusion jusqu'à l'atmosphère libre a une composition isotopique constante dans le temps et égale à celle de l'eau d'alimentation du liquide, par simple conservation de la masse. Le temps d'atteinte de cet état stationnaire dépend de τ, le taux de renouvellement du réservoir d'eau liquide, ainsi que de la valeur de $\left(\delta_{liq}^{s}-\delta_{liq}^{0}\right)$. Ce résultat est illustré sur la Figure 3 et l'état isotopique stationnaire correspond aux plateaux observés.

1.3 Evaporation de l'eau d'un sol et transpiration foliaire *(Cas d'un réservoir liquide non homogène)*

Le modèle « générique » de Craig et Gordon a été par la suite adapté à la transpiration foliaire et à l'évaporation de l'eau d'un sol. La principale différence observée est qu'il y a dans ces cas liaison de la phase liquide avec une matrice (pores du sol) ou liaison et compartimentation (cellules végétales). Il ne peut donc y avoir homogénéisation parfaite du liquide : le milieu oppose une résistance aux transfert de l'eau et des isotopes jusqu'au site où s'effectue le changement de phase. On observe notamment un phénomène de rétro-diffusion caractéristique (diffusion vers le bas de l'excès d'isotopes en surface lié au processus d'évaporation).

On abordera ici que le cas bien particulier du régime hydrique permanent dans le sol et dans la plante. On ne considèrera également que des profils de sols isothermes.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

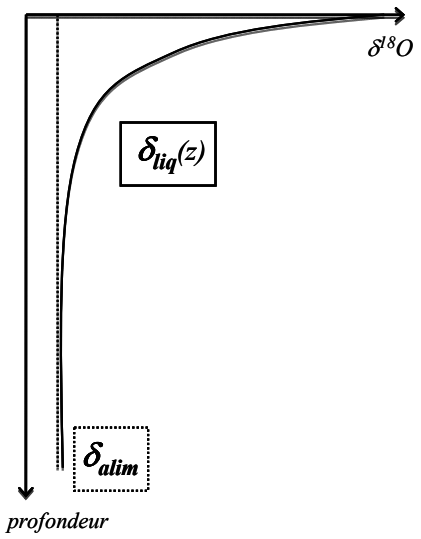


Figure 4. Profil isotopique stationnaire de l'eau d'un sol porté à saturation (Barnes et Allison, 1983)

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

1.3.1 Evaporation de l'eau d'un sol isotherme en régime permanent

1.3.1.1 Evaporation d'un sol saturé

Zimmermann et al. (1967) ont observé l'évolution de la composition isotopique d'une colonne de sable homogène, saturée en eau, et subissant une évaporation dans une atmosphère d'humidité et de signature isotopique constantes. Ils imposent un régime permanent pour l'eau du sol et montrent qu'un état isotopique stationnaire est atteint à la condition que le flux d'isotopes soit constant selon la verticale. En cas de réalimentation en bas de colonne, ce flux d'isotopes est égal au produit du flux d'évaporation et de la teneur en isotopes de l'eau d'alimentation. L'atteinte de l'état isotopique stationnaire implique donc une égalité entre :

(i) la différence entre le flux convectif ascendant d'isotopes de l'eau causé par l'évaporation et celui dû aux remontées capillaires en bas de colonne :

$$\phi_i^{liq,\uparrow} = \phi^{liq,\uparrow} \cdot a_{liq}(z) = -\rho\phi^{Ev} \cdot (a_{liq}(z) - a_{a\lim}) \quad (33)$$

a_{liq} est l'abondance isotopique (concentration en isotopes (*cf.* 1.1)) dans le liquide et a_{alim} la valeur de l'eau d'alimentation (axe des profondeurs z orienté vers le bas)

(ii) le flux diffusif descendant résultant de l'accumulation des isotopes lourds à la surface du sol :

$$\phi_i^{liq,\downarrow} = D_i^{liq*} \frac{\partial a_{liq}(z)}{\partial z} \quad (34)$$

avec D_i^{liq*} (m^2 s^{-1}) la diffusivité effective des isotopes de l'eau dans le sol, exprimée à partir de la diffusivité des isotopes dans l'eau, estimée égale au coefficient d'auto-diffusion de l'eau D_{eau} (2.66 10^{-9} m^2 s^{-1}) :

$$D_i^{liq*} = \theta_{sat} \cdot \tau \cdot D_{eau} \quad (35)$$

avec τ (-) la tortuosité du sol et θ_{sat} (m m^{-3}) la teneur en eau volumique à saturation du sol. La tortuosité est le rapport théorique des distances directe (distance entre deux points du sol) et réelle (tenant compte de la structure poreuse du sol).

Ils déduisent analytiquement de cette condition et constatent expérimentalement qu'il y a décroissance exponentielle de la composition isotopique de l'eau du sol R_{liq} depuis sa valeur maximale en surface R_{surf} jusqu'à sa valeur minimale en profondeur égale à celle de l'eau d'alimentation R_{alim} (Figure 4) (on assimile ici ratio et abondance isotopique dans le liquide) :

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

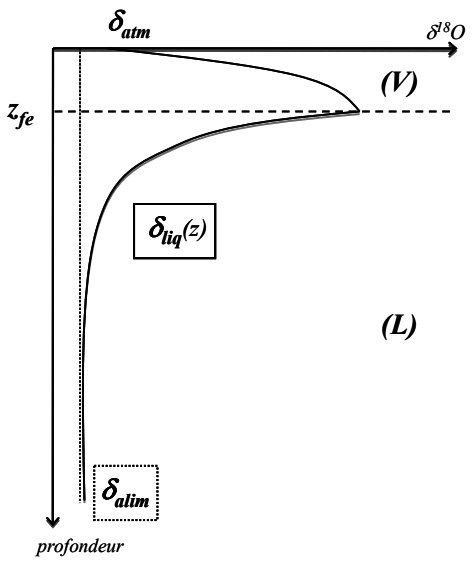


Figure 5. Profil isotopique théorique d'un sol insaturé isotherme d'après Barnes et Allison (1983)

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

$$R_{liq}(z) - R_{a\lim} = (R_{surf} - R_{a\lim})\exp\left(-\frac{z}{\hat{z}}\right) \tag{36a}$$

converti en notation δ :

$$\boxed{\delta_{liq}(z) - \delta_{a\lim} = (\delta_{surf} - \delta_{a\lim})\exp\left(-\frac{z}{\hat{z}}\right)} \tag{36b}$$

La forme du profil est illustrée sur la Figure 4. Le profil isotopique ainsi établi se caractérise par une profondeur de pénétration dans le sol $\hat{z}$ (m) inversement proportionnelle au flux d'évaporation ϕ^{Ev} (m s^{-1}) :

$$\hat{z} = D_i^{liq*} / \phi^{Ev} \tag{37}$$

Barnes et Allison (1983) utilisent les résultats du modèle de Craig et Gordon en considérant que la surface d'un sol à saturation se comporte comme de l'eau libre. Ils font l'hypothèse de l'état isotopique stationnaire et adaptent Eq. (30) :

$$\boxed{(\delta_{surf}^{s} + 1) = \xi(\delta_{a\lim} + 1) + \alpha_{eq} h_{atm}(\delta_{atm} + 1)} \tag{38}$$

1.3.1.2 Evaporation d'un sol non saturé

Barnes et Allison (1983) considèrent également le cas d'un sol non saturé. Le front d'évaporation se situe alors à une profondeur donnée z_{fe}, où l'humidité relative est égale à 100% par définition. Ils séparent le sol en deux zones distinctes (Figure 5) :

(1) la région *à prédominance* de transport en phase vapeur (*V*), située en surface.

(2) la région *à prédominance* de transport en phase liquide (*L*), située en dessous du front d'évaporation.

Région de transport en phase vapeur (V)

Le flux permanent de vapeur d'eau à travers la couche de sol (*V*) de température T_V, se traduit par Eq. (39) :

$$\phi^{vap} = -D^{vap*}\frac{\partial P^{vap}(z)}{\partial z} = -\rho\phi^{Ev} = cte \tag{39}$$

ρ étant la masse volumique de l'eau liquide et D^{vap*} la diffusivité effective de la vapeur à travers (*V*) définie à partir de la tortuosité τ et la porosité p de (*V*) et la diffusivité dans l'air D^{vap} :

$$D^{vap*} = (p - \overline{\theta}) \cdot \tau \cdot D^{vap} \tag{40}$$

On obtient une fonction linéaire de l'humidité relative h dans (*V*) en fonction de z :

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

$$h = \frac{P^{vap}}{P_{sat}(T)} = \frac{P^{vap}}{P_{sat}(T_V)} = h_{atm} + \frac{\rho\phi^{Ev}}{D^{vap*}} z \tag{41a}$$

On définit une nouvelle valeur de la profondeur de pénétration $\bar{z}$ par analogie à $\hat{z}$:

$$h = h_{atm} + \frac{z}{\bar{z}} \tag{41b}$$

$$\text{où } \bar{z} = \frac{P_{sat}(T_V) \cdot D^{vap*}}{\rho\phi^{Ev}} \tag{42}$$

La profondeur du front d'évaporation z_{fe} (*i.e.* l'épaisseur de la région (V)) est donc donnée par la relation suivante :

$$z_{fe} = (h_{ef} - h_{atm})\bar{z} \cong (1 - h_{atm})\bar{z} \tag{43}$$

Par analogie avec le cas d'un sol saturé, lorsqu'un état isotopique stationnaire est atteint, le flux total d'isotopes est constant selon la verticale. Comme il s'agit d'un flux essentiellement en phase vapeur (de type loi de Fick), on en déduit :

$$D_i^{vap*} \frac{\partial a_{vap}(z)}{\partial z} = \phi_i^{vap} = cte \tag{44a}$$

En tout point de (V), le flux ascendant est supposé conservatif (régime permanent), égal au flux d'évaporation et le flux d'isotopes a une composition isotopique égale à celle de l'eau d'alimentation R_{alim} (état stationnaire) :

$$D_i^{vap*} \frac{\partial a_{vap}(z)}{\partial z} - \phi^{Ev} R_{a\lim} = 0 \tag{44b}$$

Dans les pores du sol de la couche (V), Barnes et Allison font l'hypothèse d'un équilibre isotopique entre la vapeur et le liquide résiduel, *bien que l'humidité relative ne soit pas égale à 100 %* :

$$a_{vap}(z) = P^{vap}(z) R_{vap} \tag{45a}$$

$$a_{vap}(z) = h(z) P_{sat}(T_V) \frac{R_{liq}(z)}{\alpha_{eq}} \tag{45b}$$

Barnes et Allison (1983) en déduisent l'expression de la signature isotopique de l'eau liquide résiduelle $\delta_{liq}(z)$ dans la couche (V) :

$$\delta_{liq}(z) = \alpha_{eq} \left[\delta_{atm} + 1 + \alpha_K (\delta_{a\lim} + 1) \frac{z}{(z + h_{atm}\bar{z})} \right] \tag{46}$$

Et, par analogie à Eq. (38), on obtient la signature de l'eau liquide au front d'évaporation $\delta_{liq}(z_{fe})$:

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

$$h(z)(\delta_{liq}(z_{fe})+1) = \alpha_{eq}\left[\alpha_K \frac{z}{\bar{z}}(\delta_{a\lim}+1) + h_{atm}(\delta_{atm}+1)\right] \quad (47)$$

La région (*V*) oppose une résistance supplémentaire au transfert des isotopes de la vapeur en plus de la résistance aérodynamique de la couche d'air en surface. La structure poreuse du sol favorise le transport de type diffusif. Le fractionnement cinétique associé va être plus grand que dans le cas d'un sol saturé. On observe théoriquement une augmentation d'α_K au fur et à mesure que le sol se dessèche.

Région de transport en phase liquide (L)

De même façon que Eq. (36b), Barnes et Allison (1983) donnent l'expression de la composition isotopique de l'eau liquide dans la région (*L*) en fonction de la profondeur :

$$\delta_{liq}(z) - \delta_{a\lim} = +(\delta_{fe} - \delta_{a\lim})\exp\left(-\frac{f(z)}{\hat{z}}\right) \quad (48)$$

avec dans ce cas :

$$\hat{z} = D_i^{liq*} / \phi^{Ev}$$
$$D_i^{liq*} = \bar{\theta} \cdot \tau \cdot D_{eau} \quad (35bis)$$

f(z) est une fonction de la profondeur qui prend en compte l'effet des variations de la teneur en eau volumique moyenne ($\bar{\theta}$) sur la diffusion des isotopes en phase liquide.

$$f(z) = \bar{\theta}\int_{z_{fe}}^{z}\frac{dz'}{\theta} \quad (49)$$

La Figure 5 illustre la forme des profils pour les deux domaines (liquide et vapeur).

Dans le cadre de ce travail, nous n'utiliserons que les résultats de Barnes et Allison appliqués à l'évaporation d'un sol saturé isotherme en régime hydrique permanent. Nous verrons qu'il est possible, à partir de la mesure des signatures isotopiques de l'eau liquide dans le sol, moyennant certaines hypothèses sur la valeur de tortuosité utilisée, d'estimer une valeur de flux d'évaporation et de le comparer à la mesure.

1.3.2 Les isotopes stables de l'eau lors de la transpiration

1.3.2.1 L'eau foliaire

Les feuilles peuvent être considérées comme des réservoirs de composition isotopique homogène. Dans ce cas, on peut, en première approximation, considérer qu'elles se comportent comme des lames

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

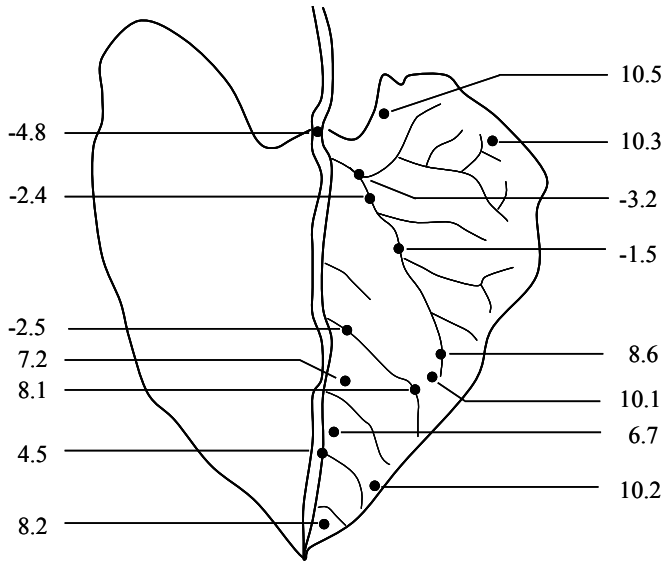


Figure 6. Hétérogénéité des signatures isotopiques de l'eau d'une feuille primaire d'un plant de haricot (Phaseolus vulgaris) cultivé en conditions contrôlées (Bariac et al., 1988 ; 1994a)

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

d'eau libre et estimer les compositions isotopiques de l'eau foliaire et de la vapeur transpirée directement à partir des résultats de Craig et Gordon (Eqs. (26) à (32)).
L'équilibre liquide-vapeur s'établirait ainsi au sein de la chambre sous stomatique. On observerait les phénomènes de diffusion (sous-couche diffusive (*M*)) dans la cavité sous stomatique et dans la couche d'air (flux laminaires) juste au contact du limbe (Flanagan *et al.*, 1991).

Nombre d'études, dont celles de Bariac *et al.* (1989) et Yakir (1992), ont cependant constaté qu'en utilisant les résultats de Craig et Gordon, on surestimait généralement la composition isotopique de l'eau foliaire par rapport aux mesures effectuées (Figure 6). Cette surestimation est la conséquence de la compartimentation du réservoir foliaire total en sous réservoirs : les cellules sous-stomatiques auraient une eau enrichie en isotopes alors que les faisceaux de cellules du xylème auraient une eau appauvrie caractéristique de l'eau d'alimentation. L'eau des cellules parenchymateuses aurait quand à elle une signature intermédiaire, indicatrice de la rétro-diffusion de l'excès d'isotopes lourds depuis les sites transpiratoires.
Farquhar et Lloyd (1993) ont repris et adapté le modèle de Zimmermann *et al.* (1967). Ils considèrent qu'un gradient isotopique s'établit dans l'eau foliaire sous l'effet de la transpiration. Ils expriment la composition isotopique de l'eau foliaire $\delta_{feuille}$ en fonction de sa valeur à l'état isotopique stationnaire δ_{stat} et celle de l'eau d'alimentation δ_{alim}, et du flux de transpiration ϕ^{Tr} :

$$\boxed{\delta_{feuille} - \delta_{a\lim} = (\delta_{stat} - \delta_{a\lim})\frac{(1-\exp(-\wp))}{\wp}} \tag{50}$$

où $\wp$ (-) est le nombre de Péclet, défini comme le rapport entre flux convectifs (transpiration) et diffusif (rétro-diffusion de l'excès d'isotopes depuis la cavité sous stomatique) :

$$\wp = \frac{\phi^{Tr} L}{C D_i^{liq}} \tag{51}$$

avec L (m) la « longueur caractéristique de mélange » dans la feuille et C la concentration molaire volumique de l'eau (5.56 10^4 mol m^{-3}). D_i^{liq} (m^2 s^{-1}) est la diffusivité des isotopes lourds (^{18}O ou ^2H) dans l'eau de la feuille, considérée comme étant égale à la diffusivité dans l'eau liquide.

L représente ici, *a contrario* de la longueur du limbe, la longueur effective parcourue par la sève brute depuis son arrivée dans la feuille jusqu'au site transpiratoire. Farquhar et Lloyd (1993) prennent ainsi en compte la tortuosité du tissu foliaire et de l'espace intercellulaire où les transferts d'isotopes s'effectuent. $\wp$ a été estimé entre 0.3 et 0.9 pour le haricot (*Phaseolus vulgaris*) par Flanagan *et al.* (1994) et entre 0.1 et 1.6 pour différentes espèces de plantes (Wang *et al.*, 1998). Ils en déduisent des valeurs de L variant de 4.0 10^{-3} m à 1.7 10^{-3} suivant les espèces étudiées (de 6.2 à 8 10^{-3} m pour *Phaseolus vulgaris* sous différentes conditions de culture (Flanagan *et al.*, 1994)). Barbour *et al.*

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

(2004) ont recalculé, à partir de données précédemment publiées par Roden et Ehleringer (1999), des valeurs de L variant de 19 à 34 10^{-3} m pour trois espèces ripariennes d'arbres (aulne, bouleau et peuplier américain). Encore plus récemment, Kahmen *et al*. (2008) ont obtenu des valeurs de L variant de 3.2 à 220 10^{-3} m chez 17 espèces d'eucalyptus. Ils soulignent qu'ils ne trouvent pas pour autant de liens directs entre ces valeurs et quelques caractéristiques morphologiques simples mesurées pour les différents limbes (longueur et largeur maximales, surface spécifique). Pour une revue plus exhaustive des travaux sur L, on pourra se référer à Ferrio *et al.* (2009).

On peut donc en théorie déterminer les flux de transpiration à partir de la cartographie isotopique des limbes. Mais il faut pour cela avoir au préalable connaissance de la valeur de L caractéristique de la plante étudiée. De plus, pour une bonne représentativité de la mesure, il est nécessaire de réaliser plusieurs cartes isotopiques, ce qui dans le cas de ce travail ne sera pas possible. Comme on le verra dans le paragraphe 4.1.2, notre plante d'étude est la fétuque élevée, une graminée dont les volumes foliaires sont trop faibles pour que l'on puisse quantifier finement les variations de signature isotopique de l'eau liquide.

On préférera ici simplifier les choses et considérer le cas d'une transpiration à l'état isotopique stationnaire, comme il sera expliqué dans le paragraphe 4.3.

1.3.2.2 Les isotopes de la transpiration à l'état stationnaire

On estime que le temps d'atteinte de l'état stationnaire est relativement faible pour différentes plantes (herbacées et petits ligneux) car les volumes foliaires engagés dans le processus de transpiration sont très faibles comparativement aux flux de transpiration (taux de renouvellement élevé : $\tau = \phi^{Ev}/N$). Pour que cette hypothèse d'état isotopique stationnaire soit valable en conditions naturelles, il faut que la demande climatique soit constante durant la période de prélevement et qu'il y ait suffisamment d'eau dans le sol pour satisfaire l'extraction racinaire. Dans ce cas, la composition isotopique de la vapeur transpirée par la plante est égale à celle de son eau d'alimentation.

$$\boxed{\delta_{Tr} = \delta_{a\lim}} \tag{52}$$

1.3.2.3 Extraction racinaire et eau d'alimentation de la plante

Gardner (1960) a été le premier à fournir une solution analytique au mouvement de l'eau dans le sol vers une racine individuelle, supposée de diamètre constant, de longueur infinie, et prélevant l'eau de façon homogène sur toute sa longueur. Le flux d'extraction racinaire observé résulte du gradient de charge entre le sol et la racine, de la conductivité hydraulique du sol et d'une fonction tenant compte de la géométrie du système racinaire. A partir de ce modèle initial, deux types de représentation de l'extraction racinaire se sont démarquées dans la littérature : les modèles « microscopiques », comme

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

celui de Gardner (1960) tentent de décrire avec précision l'architecture du réseau de racines (en 2D ou 3D) et caractériser ses propriétés hydrauliques conditionnant notamment le passage de l'eau dans la plante). Ces modèles ont l'avantage, entre autre, de rendre compte des variations fines de teneur en eau à proximité des racines au cours de l'extraction, ce qui en retour modifie la résistance aux transferts de l'eau dans le sol. Les modèles « macroscopiques » (*e.g.* Feddes, 1988 ; Federer, 1979, Hillel *et al.*, 1976) considèrent également que le flux d'extraction racinaire dépend du gradient de charge entre le sol et la racine et d'une résistance au transfert de l'eau depuis le sol jusque dans les racines (cette résistance étant inversement proportionnelle à la conductivité hydraulique du sol). Cependant, ils ne prennent pas en compte l'action individuelle des racines et font l'hypothèse simplificatrice d'une « unique racine », symbolisée par un *terme d'extraction racinaire*, en caractérisant le réseau racinaire par sa densité (en longueur de racines par volume de sol) à une profondeur dans le sol.

Alors que les modèles microscopiques sont difficilement adaptables aux protocoles expérimentaux mis en œuvre en laboratoire ou sur le terrain, car il manque des données sur les racines et qu'il n'y a, en général, pas de réel couplage entre plante et sol (Personne *et al.*, 2003), les modèles macroscopiques s'incorporent mieux dans les modèles Sol – Végétation – Atmosphère sous la forme du *terme d'extraction racinaire* intégré à l'équation de transfert de l'eau à travers chaque couche de sol (habituellement l'équation de Richards, voir paragraphe 2.2.1).

Cette dernière méthode d'étude de l'extraction racinaire repose sur l'observation de l'évolution des caractéristiques du système racinaire (longueur et densité racinaire (m m^{-3})) associée à celle de la tension matricielle dans le sol. On peut alors, en recoupant ces données, en déduire les flux d'eau absorbée par la plante. La principale difficulté réside dans la caractérisation du système racinaire, pouvant être réalisée par prélèvement destructif des racines ou observation quantitative sans prélèvement (expérience en rhizotron, techniques de visualisation par endoscopie ou résonance magnétique nucléaire RMN). Les prélèvements destructifs ont l'inconvénient majeur de ne décrire que ponctuellement l'état du système racinaire. Les techniques de visualisation (imagerie instantanée) ont l'avantage de ne pas perturber le développement des racines mais sont actuellement bien plus coûteuses et lourdes à mettre en place (Box, 1998).

Zimmerman *et al.* (1967), Münnich (1978), White *et al.* (1985) et Bariac *et al.* (1994), entre autres, ont constaté qu'il y avait identité entre les compositions isotopiques de l'eau dans les racines et dans le sol prélevé à proximité. Ils en déduisent que l'absorption racinaire ne provoque pas de fractionnement isotopique. L'eau d'alimentation de la plante a donc une composition isotopique reflétant celle qu'elle prélève dans le sol.

De nombreuses études ont, dans un premier temps, cherché à faire la distinction entre deux sources d'eau d'alimentation bien distinctes de la plante :

- eau du sol *versus* eau de la rivière (Dawson et Ehleringer, 1991) ;

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

- eau de surface *versus* eau de la nappe (Brunel *et al.*, 1995) ;
- eau des couches superficielles versus eau des couches profondes (White *et al.*, 1985)

Plus récemment, Boujamlaoui *et al.* (2005) ont généralisé cette approche en considérant autant de sources d'eau d'alimentation qu'il y a de couches de sol ou les racines sont présentes : ils déterminent δ_{alim} à partir des quantités relatives d'eau extraites aux différentes profondeurs du profil racinaire et de la signature isotopique de l'eau du sol ($\delta_{liq}(z)$) :

$$\delta_{a\lim} = \frac{\phi_i^{a\lim}}{\phi^{a\lim}} = \frac{\int_{z_n}^{z_1} \delta_{liq}(z) \cdot ext(z')d(z')}{\int_{z_n}^{z_1} ext(z')d(z')} \tag{53}$$

$\phi_i^{a\lim}$ est le flux isotopique total alimentant la plante, *ext(z)* est le terme d'extraction racinaire à la profondeur *z*. Il dépend, en simplifiant, de la quantité de racines prélevant à cette profondeur (profil racinaire) et de la disponibilité en eau du sol. z^1 et z^n sont les profondeurs de la première racine et de la dernière racine dans le sol.

Les isotopes lourds de l'eau constituent donc une méthodologie complémentaire et pertinente dans la caractérisation de l'origine de l'eau extraite par les racines, *à condition qu'il y a suffisamment d'eau dans le sol pour ne pas provoquer de stress hydrique.* Alors, uniquement dans ce cas, et si le profil isotopique est régulier (de forme exponentielle), il est possible de déterminer les différentes profondeurs d'extractions et leurs contributions à l'extraction racinaire totale à partir de la description du système racinaire en utilisant Eq. (53). Lorsqu'il y a déficit hydrique, on ne peut plus estimer ces contributions à partir de l'unique observation des profils racinaires. Il faut avoir recours à des modèles d'extraction racinaire adaptés qui prennent en compte les conséquences du stress hydrique, ce qui est notamment possible en utilisant le modèle SiSPAT_Isotope, présenté au chapitre 2.

1.4 Etude isotopique de l'évapotranspiration et partition en évaporation du sol et transpiration des végétaux

1.4.1 Partition de l'*ET* en conditions réelles

En l'absence de formation de rosée ou d'interception des précipitations par la végétation, le flux d'*ET* est donc égal à l'ensemble des flux d'*Ev* et *Tr* :

$$\phi^{ET} = \phi^{Ev} + \phi^{Tr} \tag{54}$$

On écrit une relation équivalente pour les isotopes lourds de l'eau :

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

$$\phi_i^{ET} = \phi_i^{Ev} + \phi_i^{Tr} \tag{55a}$$

soit :

$$\delta_{ET}\phi^{ET} = \delta_{Ev}\phi^{Ev} + \delta_{Tr}\phi^{Tr} \tag{55b}$$

avec δ_{ET}, δ_{Ev} et δ_{Tr} les signatures isotopiques de *ET*, *Ev* et *Tr*.

En posant *x*, la contribution de *Ev* à *ET* ($\phi^{Ev} = x\phi^{ET}$), on obtient :

$$\delta_{ET} = x\delta_{Ev} + (1-x)\delta_{Tr} \tag{56}$$

Réaliser une partition des flux d'*ET* en *Ev* et *Tr* en utilisant les isotopes stables et lourds de l'eau est donc équivalent à résoudre l'équation de mélange à deux pôles pour *x* (Bariac et al., 1983). Lors d'expériences de terrain, on détermine les trois signatures comme suit :

(1) δ_{ET} est déterminé à l'aide d'une technique de mesure inspirée du Keeling Plot (Keeling, 1958 ; Flanagan *et al.*, 1997b ; Moreira *et al.*, 1997 ; Dawson *et al.*, 2002). Si l'on considère que la vapeur ambiante présente dans la couche limite du couvert végétal est un mélange de la vapeur atmosphérique locale avec *ET* :

$$P_n = P_{vl} + P_{ET} \tag{57}$$

P_{vl} et P_{ET} sont respectivement les pressions de vapeur partielles liées à la vapeur locale et à l'évapotranspiration. P_n est la pression partielle de vapeur d'eau à un niveau donné dans la végétation *n*.

Par analogie à Eq. (54b), les pressions partielles en isotopes lourds de la vapeur suivent alors la relation :

$$\delta_n P_n = \delta_{vl} P_{vl} + \delta_{ET} P_{ET} \tag{58}$$

En combinant Eq. (57) et (58), on obtient finalement :

$$\delta_n = \frac{1}{P_n} P_{vl}(\delta_{vl} - \delta_{ET}) + \delta_{ET} \tag{59}$$

On obtient donc une relation affine entre la signature et l'inverse de la pression partielle de vapeur d'eau dans la couche limite de végétation. L'ordonnée à l'origine de cette droite permet d'obtenir une valeur intégrée dans l'espace de δ_{ET}.

(2) Pour déterminer δ_{Tr}, on fait l'hypothèse d'un état isotopique stationnaire atteint pour la feuille (i.e. Eq. (52) est vérifiée). On accède à la signature de l'eau d'alimentation en prélevant chez certains végétaux (herbacée) la base du thalle (appelée chaume). Cette partie du végétal a pour propriétés d'intégrer toutes les profondeurs d'extraction par mélange et de ne pas être influencée par la rétro-diffusion d'isotopes lourds produit par la transpiration (effet Péclet). On suppose ici évidemment qu'il n'y a pas de fractionnement isotopique induit par l'extraction racinaire. Pour le cas d'une graminée, Eq. (53) devient donc :

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

$$\delta_{chaume} = \frac{\phi_i^{a\lim}}{\phi^{a\lim}} = \frac{\int_{z_n}^{z_1} \delta_{liq}(z) \cdot ext(z')d(z')}{\int_{z_n}^{z_1} ext(z')d(z')} \qquad (53bis)$$

Le problème majeur de cette méthode reste l'hypothèse faite de l'atteinte d'un état isotopique stationnaire dans la feuille, pour lequel il faudrait une constance des conditions atmosphériques ($\alpha_{eq}(T)$) et de la disponibilité de l'eau dans le sol (α_K)

afin qu'un régime hydrique permanent soit préalablement atteint. On assouplit cette condition en considérant que le taux de renouvellement de l'eau dans la plante est suffisamment court pour pouvoir atteindre des états isotopiques stationnaires successifs lors de l'échantillonnage. La signature de l'eau d'alimentation (δ_{alim}) de la plante ne devrait également pas évoluer dans le temps.

(3) Walker *et al*. (1988), Walker et Brunel (1990), Moreira *et al.* (1997) et Yepez *et al.* (2003), entre autres, calculent δ_{Ev} en utilisant Eq. (24) :

$$\delta_{Ev} = \frac{1}{\alpha_k(1-h'_{atm})}\left(\frac{\delta_{fe}+1}{\alpha_{eq}} - (\delta_v+1)h'_{atm}\right) - 1$$

avec h'_{atm} l'humidité relative de l'air, normalisée à la température de l'air à la surface du sol T_{surf} :

$$h'_{atm} = h_{atm}\frac{P_{sat}(T_{atm})}{P_{sat}(T_{surf})} = h_{atm}\frac{e_{sat}(T_{atm})}{e_{sat}(T_{surf})}\frac{T_{surf}}{T_{air}} \qquad (60)$$

où $e_{sat}(T)$ (kg m^{-3}) est la pression de la vapeur d'eau à saturation à la température T.

La source principale d'incertitude avec Eq. (24) est la détermination de δ_{fe}, qui est grandement dépendant de la précision de prélèvement du sol et de la forme du profil isotopique près de la surface (Braud *et al*., 2009a).

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

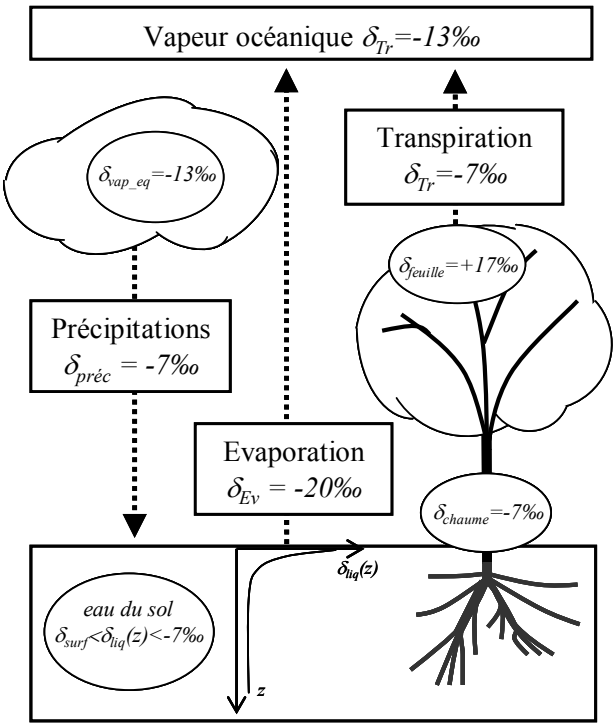


Figure 7. Signatures isotopiques (^{18}O) des composantes de ET, des précipitations (δ_{prec}), produites par condensation de la vapeur d'eau des masses nuageuses (δ_{vap_eq}). La composition isotopique de l'eau d'alimentation de la plante est considérée identique à celle de la recharge des nappes après précipitations ($\delta_{chaume}=\delta_{préc}$=-7‰)

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

1.4.2 Utilité de la partition de *ET* en *Ev* et *Tr* en conditions contrôlées

En conclusion, lors d'expériences de terrain, le caractère évolutif des conditions micro climatiques ainsi que la variabilité spatiale et temporelle de l'état hydrique des sols perturbent l'établissement d'un état isotopique stationnaire pour la plante et rendent difficile la détermination de δ_{Tr} à partir de δ_{chaume}. De plus, comme on ne peut pas connaître *a priori* le profil isotopique d'un sol, il est aussi difficile de déterminer avec exactitude la profondeur à laquelle se situe le front d'évaporation (*i.e.* où s'effectue le changement de phase) et y échantillonner très précisément le sol afin de mesurer δ_{fe} pour en déduire δ_{Ev}. Même dans le cas d'un sol saturé, la précision d'échantillonnage en surface est un frein à la mesure de δ_{surf}.

Dans le chapitre 2, nous décrirons le dispositif RUBIC I permettant de réguler certains paramètres climatiques et limiter spatialement l'hétérogénéité du couvert végétal et/ou de son sol. Il permet également de s'affranchir de l'influence de la vapeur locale en évitant son mélange instantané avec *ET* : pour cela on utilisera de l'air sec en entrée de chambre en guise de « vapeur » locale.

1.4.3 L'évapotranspiration : un terme majeur du recyclage des précipitations au dessus des continents

En guise de conclusion à ce chapitre introductif des éléments théoriques utiles à la compréhension du travail présenté dans ce mémoire, nous illustrons ici le type de résultats sur le cycle de l'eau continental qu'il est possible de déduire à partir de résultats isotopiques. L'abondance naturelle et les propriétés intrinsèques des isotopes stables de l'eau fournissent des informations accessibles et complémentaires permettant d'affiner les bilans hydriques (échelle de la plante) et hydrologiques (échelle de la parcelle et du bassin versant, Figure 7). Il est possible, en formulant les hypothèses adéquates abordées plus haut, de quantifier les parts respectives de *Ev* et *Tr* dans *ET*, mais aussi de déterminer quelle est la contribution de *ET* aux précipitations locales. En prenant l'exemple particulier de la forêt amazonienne, plusieurs études ont montré qu'entre 48 % à 80 % des précipitations locales provenaient du recyclage de l'*ET* (Salati *et al*., 1979 ; Shuttleworth *et al*., 1984).

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

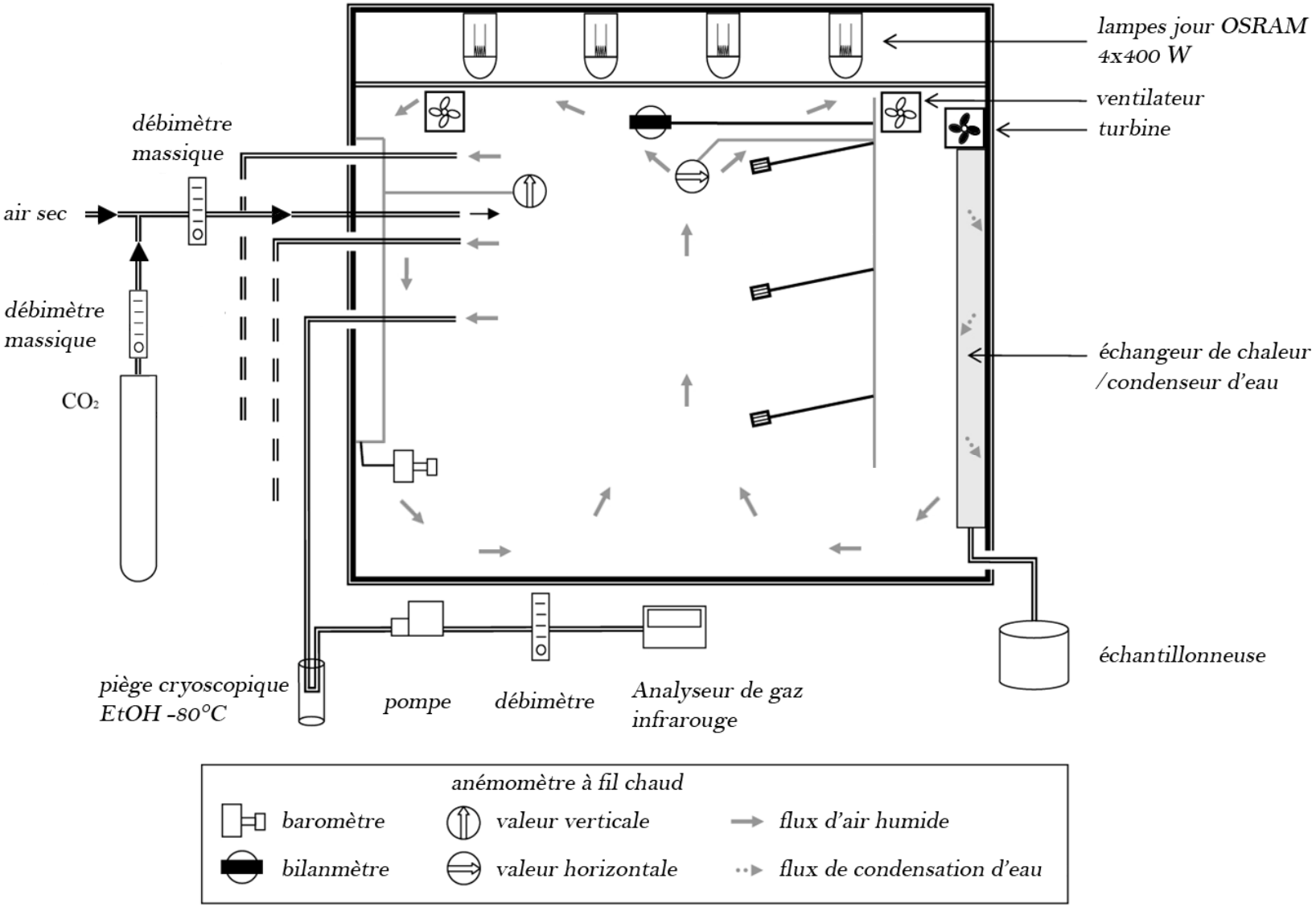


Figure 8. Dispositif expérimental RUBIC I

2 OUTILS : APPROCHE COUPLEE EXPERIMENTATION EN MILIEU CONTROLE – MODELISATION PAR LE MODELE SiSPAT_I

Comme mentionné dans le chapitre introductif, l'approche utilisée pour réaliser cette partition des flux d'*ET* en évaporation du sol et transpiration des végétaux « couple » expériences en milieu contrôlé et modélisation des résultats obtenus à l'aide d'un modèle numérique : SiSPAT_I.
Ce deuxième chapitre décrit donc en détails ces deux outils.

2.1 RUBIC I : un dispositif expérimental pour l'étude de l'évaporation et de l'évapotranspiration en milieu controlé

Comme il a été dit précédemment (chapitre 1.4.2), les expériences en milieu contrôlé constituent un passage obligatoire lorsque l'on veut identifier les relations entre différents paramètres lors de processus hydro-bio-géochimiques. Le recours à une réalité contrôlée peut-être considéré comme une première étape dans la compréhension de ces processus, avant ou en parallèle des expériences en conditions réelles.

2.1.1 Description du dispositif

Le réacteur **RUBIC I** (**R**éacteur **U**tilisé pour la **B**iogéochimie **I**sotopique **C**ontinentale) a été à l'origine adapté à partir d'une **C**hambre de **C**ulture **A**utomatique sous **A**tmosphère **A**rtificielle (**C23A**) développée par le Commissariat à l'Energie Atomique de Cadarache (André *et al.*, 1974, pour plus de détails). Il a été largement modifié par l'équipe de recherche TRANSFERTS de BioEMCo en vue d'étudier la réponse bio – géo – chimique d'un sol et/ou d'une végétation à des conditions hydro-climatiques données (Cayet, 2001). Il permet également d'étudier les transferts d'isotopes stables et lourds de l'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère en limitant et contrôlant l'hétérogénéité du couvert.

Il s'agit d'une enceinte d'un volume de 0.5 m^3 où les paramètres atmosphériques suivants sont mesurés et régulés :

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

- le rayonnement provient de quatre lampes (*HQI-BT*, *OSRAM*) d'une puissance de 400 W chacune, émettant dans le visible (spectre : 380 10^{-9} m – 780 10^{-9} m), durant le cycle diurne 8:00 - 20:00 ;
- le rayonnement net est mesuré à l'aide d'un bilan-mètre (*Q7*, *REBS*) ;
- la température de l'air est régulée par la quantité d'air admise à travers un condenseur d'eau (surface d'échange d'environ 22 m^2) par une turbine ;
- l'humidité relative de l'air est mesurée à l'aide d'une sonde capacitive (*HMP-45*, *Vaisala*) et contrôlée par point de rosée à l'aide d'un refroidisseur (*Thermo-Neslab Merlin-150*) d'une puissance de 5045 watts et d'une résolution de 0.1°C pour le point de rosée).

Au delà d'une consigne d'humidité relative, l'excès de vapeur généré par l'objet d'étude (eau libre, sol et/ou plante) est instantanément homogénéisé dans tout le volume de RUBIC par deux ventilateurs et est ensuite dirigé vers l'échangeur de chaleur où il se condense. L'eau condensée (que nous appellerons « condensats ») est ensuite récupérée par un échantillonneur à barillet (*ISCO 3700*) pour analyse isotopique. Toute la vapeur présente dans RUBIC I est entièrement produite par l'évaporation et/ou la transpiration.

- la température et l'humidité de l'air sont mesurées par trois capteurs capacitifs supplémentaires (*HMP-45*, *Vaisala*, précision affichée par le constructeur de 3% pour l'humidité relative et 0.2°C pour la température) positionnés à trois hauteurs différentes au dessus du plancher de la chambre (respectivement à 0.35 m, 0.525 m, 0.70 m). Humidité et température ont été maintenues à 50 % et 25°C durant la période d'allumage des lampes, quelle que soit l'expérience conduite lors de ces travaux. En revanche, durant la période nocturne (expériences sur monolithes de sol), ces deux variables n'étaient pas régulées, ce qui complique un peu l'analyse des données en continu ;
- les composantes verticales et horizontales de la vitesse du vent sont mesurées au niveau intermédiaire (0.525 m) à l'aide d'anémomètres à fil chaud (*8455*, *TSI*) ;
- la concentration en CO_2 est mesurée en continu avec un analyseur de gaz infrarouge (*LI-820*, *Licor*) et régulée par injection à partir d'une bouteille de CO_2 pur à l'aide d'un débitmètre massique (*F-200*, *Bronkhorst*, précision relative de 1%).

Les données sont enregistrées directement sur le disque dur d'un ordinateur via une interface (*6B11*, *Analogical Device*) et moyennées sur un pas de temps de 10 minutes. De manière à permettre l'échantillonnage de l'eau, du sol et/ou de plante sans exposer le réacteur à l'atmosphère extérieure, deux boîtes à gants ont été installées sur la paroi frontale amovible de RUBIC.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

La chambre possède une entrée d'air (air « sec » provenant du réseau d'air comprimé et dont l'eau résiduelle a été captée par piégeage cryoscopique, éthanol à -80°C) et autant de sorties possibles d'air humide qu'il y a de niveaux de mesure de la température/humidité de l'air. A ces sorties, il faut ajouter celle permettant d'échantillonner les condensats. On peut prélever de la vapeur d'eau de la chambre directement dans la phase gazeuse en la piégeant cryoscopiquement. Pour éviter toute contamination d'air extérieur, on maintient la chambre en surpression (entre 30 et 50 Pa de différentiel) en minimisant les flux de sortie par rapport au flux sec d'entrée.

L'ensemble du dispositif est représenté Figure 8. A l'intérieur de la chambre, il est ensuite possible de conduire des expériences avec différents milieux : eau libre, sol nu, sol avec végétation comme nous l'illustrerons dans la suite.

2.1.2 Limites du dispositif RUBIC

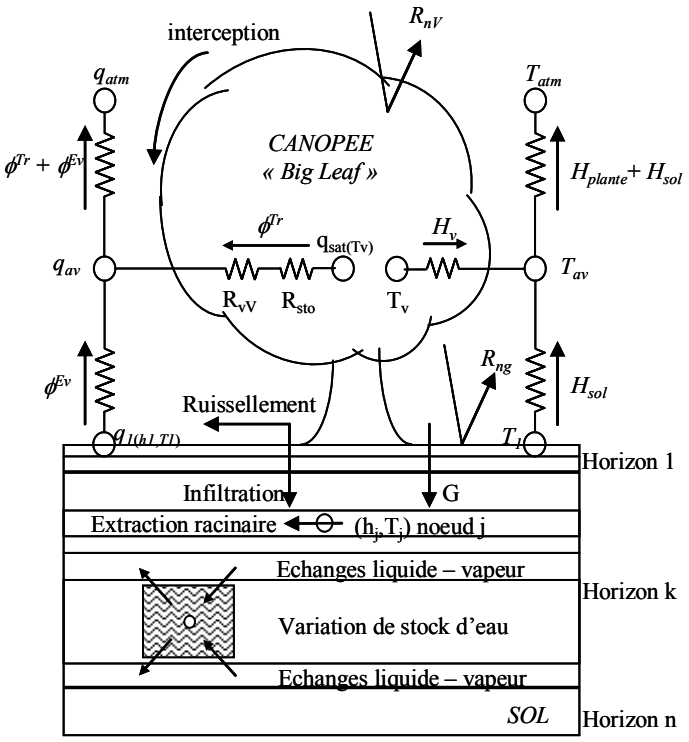
La principale limite de RUBIC I réside dans la capacité de l'échangeur de chaleur à condenser totalement l'humidité ambiante et permettre à l'expérimentateur de récupérer rapidement les condensats. La grande surface de condensation de l'échangeur (22 m^2) garantit une bonne régulation de l'humidité relative à une température de l'air donnée. Mais cela a pour conséquence directe qu'il provoque de la rétention d'eau : il possède un « volume propre » qui a été estimé lors des différentes expériences conduites à environ 0.350 l. Dès lors, on peut se poser les questions suivantes :

(1) quel est effectivement le temps Δt requis à un volume d'eau évaporé ou transpiré dans la chambre pour qu'il soit prélevé par l'échantillonneur après condensation ?

(2) existe t-il mélange au sein de ce « volume propre » entre eaux d'âges et de signatures isotopiques différents ou uniquement effet de chasse (i.e. l'eau dernièrement condensée déplace une eau plus ancienne présente sur les parois de l'échangeur) ?

Dans le cas d'un simple effet de chasse, il suffirait alors de déterminer Δt afin de corréler dans le temps la perte d'eau du système étudié par évaporation et/ou transpiration avec les condensats récupérés. Nous chercherons à répondre à ces questions dans le chapitre suivant.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref



Flux de chaleur :

H_{sol} : flux de chaleur sensible du sol
H_v : flux de chaleur sensible dans la végétation
G : flux de chaleur dans le sol en surface
T_v, T_a, T_{av}, T_1, T_2 : Températures de la végétation, de l'air, de l'air à l'altitude z_{av}, des nœuds *1* et *2* dans le sol

Flux d'eau :
ϕ^{Tr} : flux de transpiration
ϕ^{Ev} : flux d'évaporation du sol
q_{atm}, q_1, q_2 : humidité spécifique de l'air, humidités spécifiques aux nœuds *1* et *2* du sol
$q_{sat}(Tv)$: humidité spécifique à saturation à la température de végétation T_v
R_{vV}, R_{sto} : résistance aérodynamiques aux flux de vapeur entre la canopée et z_{av}, résistance stomatique

Bilan radiatif :
Rn_g, Rn_v : Bilan net radiatif pour le sol et pour la végétation

Figure 9. Schéma du modèle SiSPAT (analogie électrique)

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

2.2 SiSPAT_I, un modèle de transfert de chaleur, d'eau et des isotopes de l'eau dans le continuum sol – plante – atmosphère

2.2.1 Le modèle SiSPAT

SiSPAT (**Si**mple **S**oil **P**lant **A**tmosphere **T**ransfer model) est un modèle de transport unidimensionnel de l'eau et de la chaleur dans le continuum *Sol-Plante-Atmosphère* (Figure 9). Pour en avoir une description complète, on peut se reporter à Braud *et al.* (1995) et au SiSPAT User's Manual (Braud 2000, 2002).

Les échanges entre la surface du sol et l'atmosphère (précipitations, interception, bilan radiatif, infiltration, transpiration foliaire et évaporation du sol) sont décrits par une approche bi-couche (Shuttleworth et Wallace, 1985) où sol et végétation sont considérés séparément. La végétation est ici assimilée à une grande et unique feuille (modèle dit « Big Leaf », Monteith, 1965).

Les divers flux de chaleurs latente et sensible à l'interface sol-végétation-atmosphère sont modélisés par analogie électrique à l'aide de résistances aux différents transferts (Figure 9) et se résument par cinq équations :

(1) le bilan d'énergie dans le couvert ;
(2) le bilan d'énergie à la surface du sol (sous le couvert) ;
(3) l'équation de continuité du flux de chaleur dans le couvert ;
(4) l'équation de continuité du flux d'eau dans le couvert ;
(5) l'équation de continuité de l'eau (liquide + vapeur) à la surface du sol.

Le couplage avec le module sol se fait via les équations (2) (flux de chaleur à la surface du sol) et (5) (flux de masse à la surface du sol) qui donnent les conditions aux limites supérieures du sol. Le modèle nécessite donc, pour la résolution de ces 5 équations, les conditions de référence suivantes en entrée de son module atmosphérique :

a) la température (T_{atm}) et l'humidité spécifique q_{atm} de l'atmosphère prise au niveau de référence au dessus du couvert ;
b) les rayonnements solaire et grande longueur d'onde incidents R_g et R_a ;
c) les précipitations ;
d) la vitesse du vent.

Pour le module sol, le modèle prend en compte les transferts en phases liquide et gazeuse de l'eau ainsi que l'hétérogénéité verticale, en utilisant une stratification en plusieurs horizons aux propriétés hydrodynamiques ou thermiques différentes. La modélisation des échanges couplés de chaleur et d'eau dans le sol s'appuie sur le formalisme de Milly (1982).

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

Les variables calculées sont la température T et potentiel hydrique matriciel h (indépendant de la structure physique de la couche concernée). Les deux équations unidimensionnelles corespondantes s'écrivent (axe des profondeurs z orienté positivement vers le bas :

$$C_h \frac{\partial h}{\partial T} = \frac{\partial}{\partial z}\left(D_{mh} \frac{\partial h}{\partial z} + D_{mT} \frac{\partial T}{\partial z} - K \right) - \frac{S}{\rho_{eau}} \tag{61}$$

$$C_T \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(D_{ch} \frac{\partial h}{\partial z} + D_{cT} \frac{\partial T}{\partial z} \right) \tag{62}$$

Avec $C_h = \left(\frac{\partial \theta}{\partial h} \right)_T$ (m^{-1}) et C_T (J m^{-3} K^{-1}) les capacités capillaire et calorifique volumique.

$D_{mh}=K+D_{vh}/\rho_{eau}$, la conductivité hydraulique isotherme (m s^{-1}) ;

$D_{mT}=D_{vT}/\rho_{eau}$, la diffusivité thermique en phase vapeur (m^2 s^{-1} K^{-1}) ;

$D_{ch}=L_v D_{vh}$, la conductivité isotherme en phase vapeur (W m^{-2}) ;

$D_{cT}=\lambda$, la conductivité thermique apparente (W m^{-1} K^{-1}) ;

K est la conductivité hydraulique de l'eau (m s^{-1}) ;

D_{vh} est la diffusivité isotherme de la vapeur d'eau (kg m^{-2} s^{-1}) ;

D_{vT} est le coefficient de diffusivité de la vapeur d'eau liée aux gradients de température (kg m^{-1} s^{-1} K^{-1}) ;

L_v est la chaleur latente de vaporisation (J kg^{-1}) ;

S est le terme de puits racinaire (s^{-1}) ;

ρ_{eau} est la masse volumique de l'eau (kg m^{-3}).

L'utilisateur définit chaque horizon de sol et y impose les paramètres de modèles traduisant les relations entre propriétés hydrodynamiques (la teneur en eau θ, le potentiel matriciel h et la conductivité hydraulique K). Le choix est laissé entre les modèles (et diverses variantes des modèles) de Brooks et Corey (1964) et de Van Genuchten (1980).

2.2.2 Modélisation de l'extraction racinaire dans SiSPAT

2.2.2.1 Profil de distribution racinaire

Une description du profil de densité racinaire est nécessaire pour évaluer l'extraction racinaire. On utilise dans ce travail une fonction de distribution racinaire exponentielle à l'origine donnée par Li *et al*. (1999 ; 2001). Ils expriment la fraction de densité racinaire F_j (-) contenue dans un horizon du sol donné j, entre les profondeurs z_j et z_{j+1} :

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

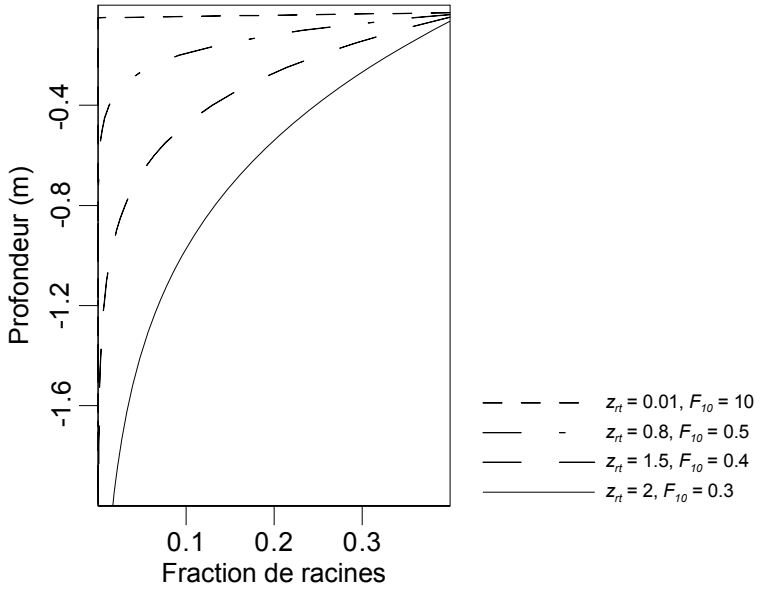


Figure 10. Exemple d'évolution de la fonction de distribution racinaire dont l'expression exponentielle est donnée par Li et al. (1999, 2001) (Eqs (62 et 63)).
Seules 4 étapes sont représentées successivement : la fraction F10 évolue de 100 % à 30 % alors que la profondeur atteinte par la dernière racine zrt est égale, respectivement, à 0.01, 0.8, 1.5 et 2 m

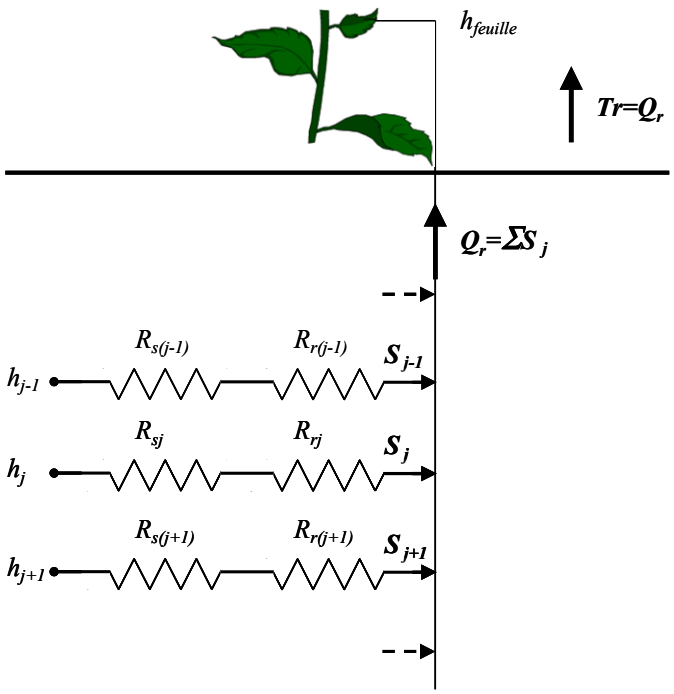


Figure 11. Modélisation de l'extraction racinaire dans SiSPAT (Federer, 1979)

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

$$F_j = \frac{\ln\left[\frac{1+\exp(-b_r z_j)}{1+\exp(-b_r z_{j+1})}\right] + 0.5\left(\exp(-b_r z_j) - \exp(-b_r z_{j+1})\right)}{\ln\left[\frac{2}{1+\exp(-b_r z_{rt})}\right] + 0.5\left(1-\exp(b_r z_{rt})\right)} \quad (62)$$

z_{rt} (m) est la profondeur maximale atteinte par le système racinaire. b_r (m^{-1}) est paramètre de distribution racinaire empirique dont Li *et al* (1999, 2001) donnent l'expression :

$$b_r = \frac{24.66(F_{10})^{1.59}}{z_{rt}} \quad (63)$$

F_{10} est la fraction racinaire contenue dans les 10 premiers pour cent de profondeur racinaire en surface du sol.

La Figure 10 donne un exemple d'évolution d'un système racinaire tel qu'il est décrit par Eq. (62).

2.2.2.2 Module d'extraction racinaire initialement codé dans SiSPAT

L'extraction de l'eau par les racines et le transfert de l'eau à l'intérieur de la plante suivent initialement dans SiSPAT le modèle proposé par Federer (1979) (Figure 11). On procède par analogie électrique : les résistances (R_{sj}) inversement proportionnelles à la conductivité hydraulique du sol et à la densité racinaire représentent, pour chaque couche *j*, la plus ou moins grande facilité de la plante à capter l'eau. La capacité à faire transiter l'eau dans les racines de chaque couche est modélisée par une seconde résistance (R_{rj}), rapport entre la résistance totale de la plante et la densité racinaire locale. Cette résistance de la plante est rarement mesurée et constitue souvent un paramètre d'ajustement du modèle. L'extraction racinaire de la couche *j*, S_j, s'exprime comme le rapport entre le gradient de potentiel hydrique entre la canopée (pression osmotique) et la couche de sol (pression capillaire) avec la résistance totale de la couche de sol au transfert de l'eau ($R_{sj} + R_{rj}$) :

$$S_j = \rho_{eau} \frac{(h_j - h_{feuille} - z_v)}{R_{sj} + R_{rj}} \quad (64)$$

on corrige le gradient de potentiel hydrique par la hauteur moyenne du couvert z_v, de manière à obtenir le gradient de charge hydraulique correspondant.

En conditions contrôlées et pour le cas bien précis des expériences sur monolithes de sol, on fait l'hypothèse que le système global est en *régime hydrique permanent* : le flux d'eau dans la plante, créé par l'extraction racinaire $Q_r=\Sigma S_j$, est égal au flux de transpiration ϕ^{Tr}. De cette hypothèse, on déduit le potentiel hydrique foliaire qui est utilisé dans la modélisation de la résistance stomatique. Cette

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

résistance est normalement (conditions de terrain) fonction du rayonnement global, du déficit de pression de vapeur (*vpd*) et d'une fonction de contraintes hydriques qui dépend du potentiel foliaire. On modifie donc ici le module d'extraction racinaire initial : lors des expériences sur monolithes, nous n'effectuons pas de mesure en continu des potentiels hydriques foliaires. Nous ne résolvons donc pas le bilan d'énergie mais utilisons nos estimations directes des flux de transpiration à partir des données de la partition. Nous y reviendrons en détail dans le chapitre 6.

Nous avons également utilisé un autre type de module d'extraction racinaire intégré à SiSPAT et proposé par Li et al. (2001) et l'avons comparé avec celui de Federer (1979).

2.2.2.3 Module d'extraction racinaire Li *et al*. (2001)

Li et al (2001) considèrent l'expression du terme de puits racinaire $S(z, t)$ suivante (avec t le temps) :

$$S(z,t) = \beta(\theta,z)T_p \tag{65}$$

où T_p (m s^{-1}) est la transpiration « potentielle » et $\beta(\theta, z) \in [0,1]$ est un terme empirique fonction de la teneur en eau θ (m^3 m^{-3}) et de la profondeur z(m). Ce dernier se décompose ainsi :

$$\beta(\theta,z) = \alpha(\theta,z)F_j(z) \tag{66}$$

où *Fj(z)* est la fonction de distribution racinaire exponentielle décrite Eq. (62) et $\alpha(\theta, z)$ une fonction prenant en compte la limitation de la transpiration causée par un éventuel stress hydrique dans le sol et une possible compensation entre couches humides et sèches permettant à l'extraction racinaire d'avoir lieu dans les couches plus profondes si l'humidité est trop faible dans les couches de surface.

La manière de représenter l'extraction racinaire est donc assez différente entre les approches proposées par Federer (1979) et l'approche de Li *et al*. (2001) qui est plus classique de ce qui est fait dans les modèles de bilans hydriques (Feddes *et al*., 1988). Braud *et al*. (2005) ont fait une comparaison entre deux modules différents d'extraction racinaire, dont celui de Li et al. (2001) et ont montré que les modèles, une fois intégrés à SiSPAT, conduisaient à des résultats proches. En revanche, la définition de la transpiration potentielle (ou de l'évapotranspiration potentielle) était le facteur générant le plus d'incertitudes, comparé à une modélisation résolvant explicitement le bilan d'énergie. Dans notre cas, pour l'utilisation du modèle de Li *et al*. (2001) dans SiSPAT, ce problème ne se posera pas car la transpiration sera connue via les données expérimentales.

Les deux modèles d'extraction racinaire utilisés dans ce travail correspondent à deux niveaux de complexité différents. Le modèle de Li *et al*. (2001), le plus simple, cherche à satisfaire une transpiration potentielle en prélevant l'eau dans les différentes couches de sol (en partant de la surface)

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

et en tenant compte, pour chaque couche d'un stress potentiel calculé comme une fonction de la pression de le l'eau dans le sol. Dans le modèle initialement implémenté dans SiSPAT, on n'utilise pas la notion de transpiration potentielle et l'eau est extraite dans chaque couche, en fonction du gradient de pression entre le sol et les feuilles, modulé par des résistances au transfert dans le sol et la plante. Le lien avec le bilan d'énergie et la transpiration se fait via l'équation de calcul du potentiel foliaire, qui lui-même intervient dans le calcul de la résistance stomatique. Cependant, dans le cadre de l'expérience Monolithe I, nous ne résolvons pas le bilan d'énergie et la transpiration est obtenue directement à partir des mesures. Il n'y a donc pas de calcul de la résistance stomatique. Le potentiel foliaire est calculé a posteriori à partir de l'extraction racinaire dans les différentes couches. Dans ce cas, le module d'extraction racinaire initial de SiSPAT ne fonctionne pas dans les conditions pour lequelles il a été conçu, ce qui peut entrainer une certaine distorsion des résultats (voir discussion dans Braud *et al.*, 2005). En revanche, le module de Li *et al.* (2001) peut facilement utiliser comme transpiration potentielle la valeur issue des mesures et être utilisé sans distorsion par rapport à sa conception.

2.2.3 Le module de transport des isotopes

2.2.3.1 Sol nu

Dans le cas d'un sol nu, le transport d'isotopes dans le sol est basé sur la conservation de la masse :

$$\frac{\partial(C_i^{liq}\theta_{liq} + C_i^{vap}\theta_{vap})}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z}(q_i) \tag{67}$$

où t est le temps, z la profondeur dans le sol, orientée vers le bas avec pour origine la surface du sol, C_i^{liq} (kg m^{-3}) (resp. C_i^{vap}) est la concentration liquide (resp. vapeur) de l'isotope i, θ_{liq} (m^3 m^{-3}) (resp. θ_{vap}) est la teneur en eau liquide (resp. vapeur) volumique, q_i (kg m^{-2} s^{-1}) est le flux massique total de l'isotope i défini comme la somme des flux liquide q_i^{liq} et vapeur q_i^{vap}, intégrant chacun un terme de convection et de diffusion (Braud *et al.*, 2005a):

$$\begin{cases} q_i = q_i^{liq} + q_i^{vap} & (68a) \\ q_i^{liq} = C_i^{liq} q_{liq} - D_i^{liq*} \dfrac{\partial C_i^{liq}}{\partial z} & (68b) \\ q_i^{vap} = C_i^{vap} q_{vap} - D_i^{vap*} \dfrac{\partial C_i^{vap}}{\partial z} & (68c) \end{cases}$$

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

avec q_{liq} (m s^{-1})(resp. q_{vap}) le flux d'eau liquide (resp. vapeur), D_i^{liq*}(m^2 s^{-1}) (resp. D_i^{vap*}) est la diffusivité effective de l'isotope *i* dans l'eau liquide (eau vapeur) du sol.

Pour résoudre Eq. (67), il faut renseigner deux paramètres influençant les diffusivités en phase liquide et solide : la tortuosité τ (-) et la dispersivité Λ (m) du sol. Mélayah *et al*. (1996) expriment les diffusivités totales D_i^{liq*} et D_i^{vap*} comme suit :

$$\begin{cases} D_i^{liq*} = D_{eau}\tau\theta_{liq} + \Lambda\left|q_{liq} / \theta_{liq}\right| & (69a) \\ D_i^{vap*} = \dfrac{(p-\theta_{liq})\tau D^{vap}}{\alpha_K} & (69b) \end{cases}$$

On retrouve ici le fractionnement isotopique cinétique α_K.

En faisant l'hypothèse d'un équilibre instantané entre les phases liquide et vapeur dans le sol ($R_{liq} = \alpha_{eq} R_{vap_eq}$), on a besoin de résoudre Eq. (67) uniquement dans la phase liquide (seule la concentration liquide C_i^{liq} est calculée).

Les conditions initiales et aux limites doivent être prescrites (soit on impose une concentration, soit on impose un flux). Le calcul du flux isotopique en surface est réalisé à partir de Eq. (67) :

$$E_i = \frac{\rho_{atm}}{\alpha_K r_{atm}} \frac{M_i}{M_{eau}} (\alpha_{eq} R_{surf} q_{surf} - R_{atm} q_{atm}) \quad (70)$$

q_{atm} et q_{surf} (kg kg^{-1}) sont respectivement les humidités spécifiques de l'atmosphère de la couche d'air à la surface du sol et de l'atmosphère. M_i et M_{eau} (kg) sont les masses moléculaires de l'eau lourde et ordinaire, respectivement, R_{atm} est la teneur isotopique de la vapeur atmosphérique, r_{atm} est la résistance aérodynamique aux transferts de chaleur et de vapeur d'eau dans l'atmosphère. Dans Braud *et al*. (2005), R_{surf} est la valeur de la teneur en isotopes de l'eau liquide du sol en surface, hypothèse valide lorsque le front d'évaporation est situé à la surface du sol.

Lorsque celui-ci est situé dans des couches plus profondes, les résultats de Braud *et al*. (2009a, b) ont montré que l'utilisation de la teneur isotopique de l'eau liquide au front d'évaporation était plus pertinente, ce qui nécessiterait une modification de la formulation de la modélisation. Dans notre cas d'étude, l'humidité du sol en surface restera suffisante pour que Eq. (67) reste valide. Par ailleurs, nous verrons plus loin que n'aurons pas besoin de l'utiliser : nos conditions expérimentales nous donneront directement accès à la signature de l'évaporation.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

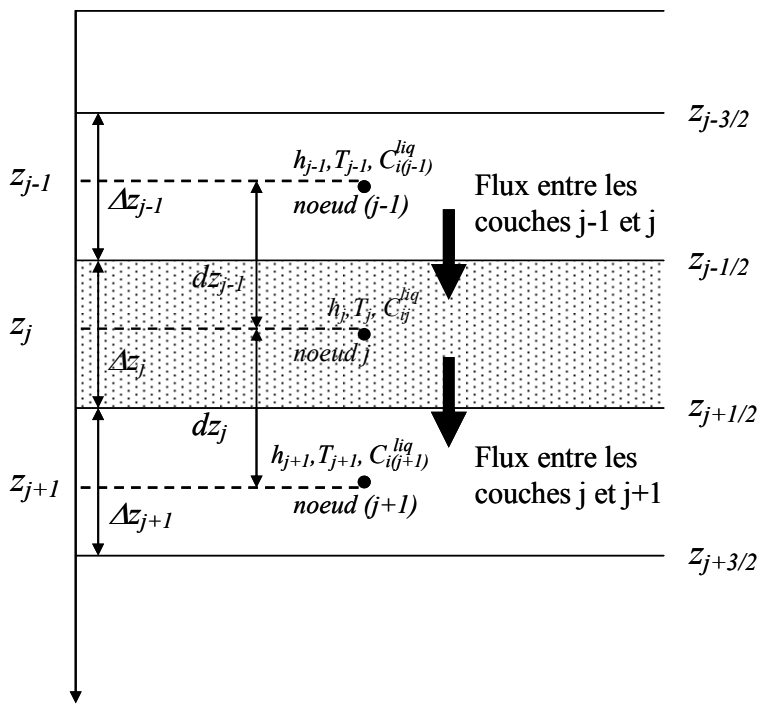


Figure 12. Couches utilisées pour la discrétisation des équations de bilan hydrique.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

2.2.3.2 Présence de végétation

L'équation de bilan isotopique Eq. (67) est modifiée pour prendre en compte l'extraction racinaire :

$$\frac{\partial(C_i^{liq}\theta_{liq} + C_i^{vap}\theta_{vap})}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z}(q_i) - S_i \tag{71}$$

avec S_i (m s^{-1}) l'extraction racinaire en isotopes de l'eau.

$$S_i = S * C_i^{liq} \tag{72}$$

On calcule la valeur du chaume dans SiSPAT_I à l'aide de Eq. (53bis) (Boujamlaoui *et al*., 2005).
Enfin, dans l'atmosphère, nous faisons l'hypothèse que les résistances au transport d'isotopes à la surface du sol et entre les stomates et l'atmosphère font intervenir un fractionnement cinétique.

On verra dans le chapitre 6 que l'on n'a pas besoin de faire d'hypothèses concernant le fractionnement cinétique étant donné que l'on a directement accès à la signature isotopique de la transpiration et de l'évaporation.

2.2.4 Méthode de résolution numérique par discrétisation

Le profil de sol est discrétisé selon un maillage particulier. Les équations sont résolues pour chaque couche de ce maillage en utilisant localement la méthode du bilan hydrique (Figure 12). Au nœud *j* et à chaque pas de temps, la concentration liquide C_{ij}^{liq} en isotopes lourds est calculée par les Eqs. (64)-(66) après que soit résolue l'équation couplée de transport d'eau et de chaleur donnant accès à la température T_j et la tension matricielle du sol h_j pour le nœud j puis à la teneur en eau θ_j par l'intermédiaire de la courbe de rétention $h(\theta)$.

2.2.5 Tests de validation/évaluation de SiSPAT_I

Après de premiers tests de validation du modèle avec les solutions analytiques existantes de Barnes et Allison (1983), Mathieu et Bariac (1996), entre autres, Braud *et al*. (2005a et b) ont évalué de manière satisfaisante le module de transport des isotopes de SiSPAT_I en comparant ses résultats avec ceux obtenus lors d'expériences en laboratoire (sol hétérogène ou remanié). Des tests de sensibilité du modèle aux formulations de τ et α_K ont montré que SiSPAT_I était capable de reproduire les profils isotopiques dans le sol, et ce dans le cas où étaient pris en compte à la fois les diffusions moléculaire et turbulente.
Récemment, Braud *et al*. (2009a) ont étudié, en laboratoire, l'évolution des profils isotopiques sur colonnes de sol nu initialement saturé et soumis à un balayage d'air sec conduisant à leur

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

dessèchement progressif. Les résultats expérimentaux et la modélisation réalisés sur les données recueillies (Braud *et al*., 2009a, b) ont montré que α_K pouvait évoluer dans le temps et prendre des valeurs inférieures à celles proposées par Merlivat (1978). Une estimation du facteur de fractionnement cinétique a pu être obtenue (α_k = 1.0189) à très faible humidité volumique dans le sol (présence d'une couche en surface à prédominance de transport de l'eau en phase vapeur), avec une bonne précision. En revanche, la précision des données expérimentales sur la phase initiale d'évaporation potentielle puis de dessèchement avec un front d'évaporation toujours en surface n'a pas été suffisante pour déduire des valeurs fiables de ce facteur de fractionnement cinétique en début d'assèchement.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

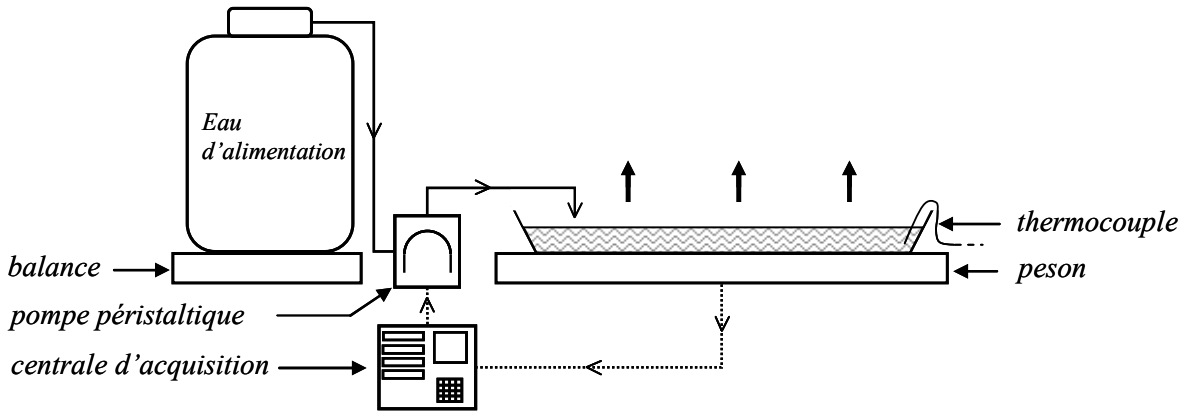


Figure 13. Dispositif d'alimentation automatique du réservoir d'eau

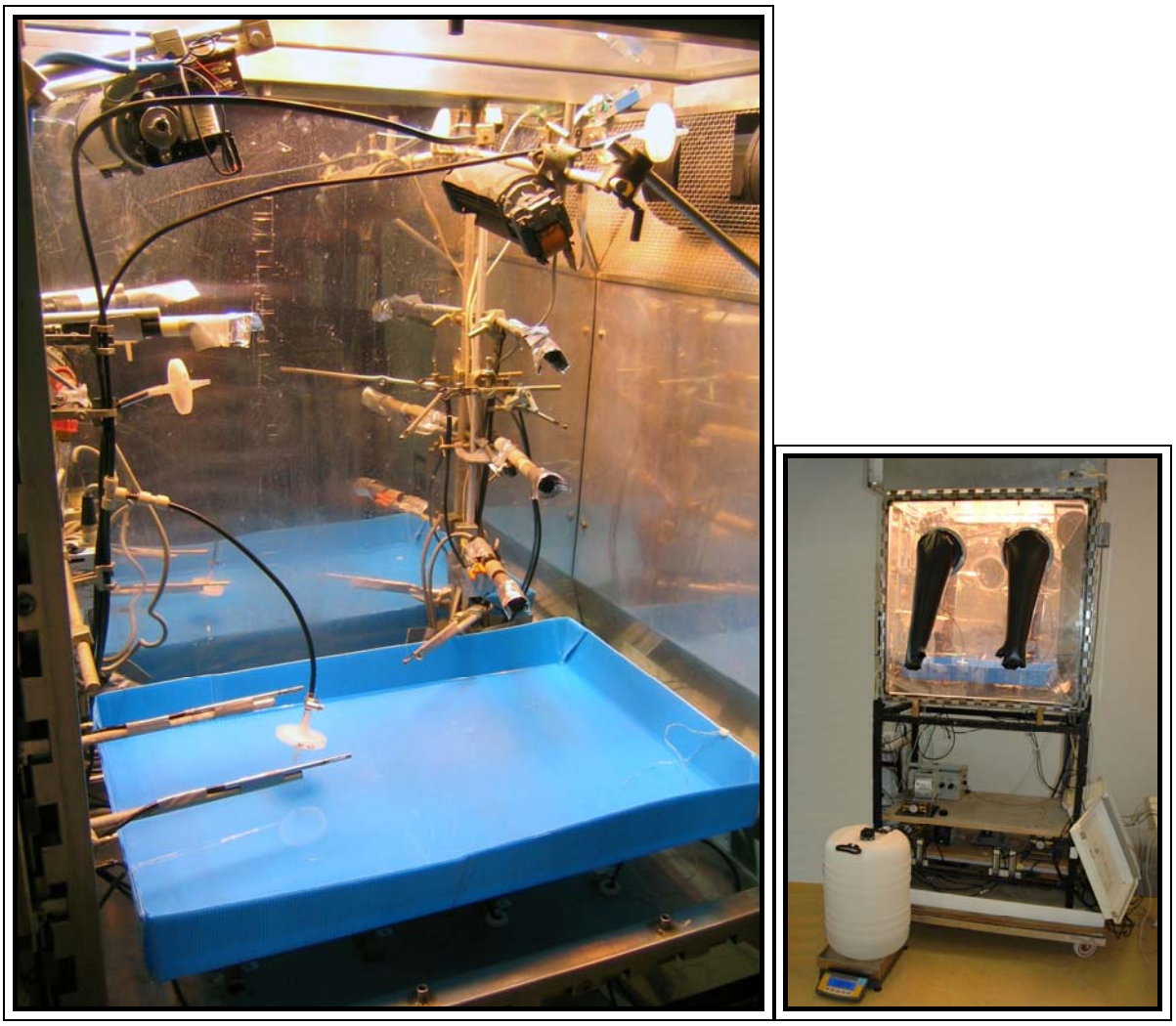


Photo 1. Dispositif expérimental isoPAN

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

3 ETUDE DE L'EVAPORATION DE L'EAU LIBRE

Afin de vérifier le bon fonctionnement du réacteur RUBIC I (régulation des paramètres atmosphériques, étanchéité, obtention de l'état isotopique stationnaire, vitesse de récupération des condensats), il est important de valider son comportement lors d'une première expérience. Il apparaît de plus très intéressant de mettre à profit cette expérience « test » pour étudier l'évaporation d'un bac d'eau libre en régime permanent et de confronter les résultats obtenus au modèle de Craig et Gordon (1965).

Au delà de l'unique cadre de ce travail, le protocole expérimental mis en œuvre ici peut nous permettre d'estimer expérimentalement une (ou plusieurs) valeur(s) de fractionnement cinétique α_K associée(s) à l'évaporation d'eau libre et de la(les) comparer à celles données initialement par Merlivat (1978) et celles revues par Cappa *et al.* (2003).

3.1 Matériel

L'expérience *isoPAN* consiste en un réservoir d'eau liquide de volume V (4 l), soumis à l'évaporation et maintenu en régime hydrique permanent dans RUBIC I. Le régime permanent (dV/dt=0) est atteint (Figure 13, photo 1) :

→ en maintenant une demande climatique constante (h_{atm} = 50 ± 3 %, T_{atm} = 25 ± 0.2°C) ;

→ en compensant les pertes par évaporation (mesurées par un peson situé en dessous du réservoir) par ajout d'eau d'alimentation (δ_{alim} constant) à l'aide d'une pompe péristaltique (*Analog MS – 4/6*, *ISMATEC REGLO*) dès qu'un seuil donné est dépassé.

Les flux d'*Ev* sont estimés à partir des pertes mesurées par le peson et la récupération de l'eau condensée par l'échangeur de chaleur. *IsoPAN* s'est déroulée du 20/09/07 au 19/11/07. Le bac d'eau utilisé a pour dimensions 0.135 m^2 (0.45 m x 0.30 m) et une profondeur de 0.03 m.

3.2 Méthode et protocole d'échantillonnage

L'expérience *isoPAN* a été réalisée en deux temps. A l'issue de la première partie de l'expérience, après avoir vérifié que l'eau du réservoir ait atteint un état isotopique stationnaire, on choisit de modifier un des paramètres de Eq. (27) et on observe la conséquence de cette modification sur l'évolution des signatures isotopiques du réservoir liquide δ_{liq}, de l'évaporation δ_{Ev} et de la vapeur de RUBIC δ_{atm}. *IsoPAN* s'est déroulée en deux temps :

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

Moyenne de densité de flux	***isoPAN***	
	1ère atteinte	2ème atteinte
Condensats L_{cond} (mm h^{-1})	0.26	0.26
écart type	*0.03*	*0.04*
Alimentation d'eau L_{alim} (mm h^{-1})	0.28	0.27
écart type	*0.01*	*0.01*

Tableau III. Comparaison entre les densités de flux de condensation (L_{cond}) et d'alimentation en eau du bac (L_{alim}) lors de isoPAN. Les 1ère et 2ème atteintes de l'état isotopique stationnaire correspondent aux 2 étapes successives de l'expérience.

Moyenne des paramètres atmosphériques *n = 8643*	***isoPAN*** 1ère atteinte	2ème atteinte
h_{atm}^{haut} (%)	50.0 *(2.2)*	50.0 *(0.4)*
T_{atm}^{haut} (°C)	25.0 *(0.3)*	25.0 *(0.1)*
vpd_{atm}^{haut} (hPa)	15.8 *(0.8)*	15.8 *(0.2)*
h_{atm}^{inter} (%)	46.2 *(2.3)*	49.9 *(0.8)*
T_{atm}^{inter} (°C)	26.7 *(0.5)*	25.3 *(0.1)*
vpd_{atm}^{inter} (hPa)	18.9 *(0.1)*	16.2 *(0.3)*
h_{atm}^{bas} (%)	52.6 *(2.2)*	50.3 *(1.2)*
T_{atm}^{bas} (°C)	24.3 *(0.3)*	25.2 *(0.3)*
vpd_{atm}^{bas} (hPa)	14.4 *(0.8)*	16.0 *(0.6)*

les chiffres entre parenthèses représentent les écarts types autour des moyennes de chaque paramètre atmosphérique

Tableau IV. Humidité relative h_{atm} (mesurée), température T_{atm} (mesurée) et déficit de pression de vapeur vpd_{atm} (calculé) de l'atmosphère de RUBIC I. Moyennes sur les périodes de temps correspondantes aux 1ère et 2ème atteintes de l'état isotopique stationnaire.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

(1) on alimente le réservoir par ajout d'eau de signature δ_{alim_1}=-7‰ (eau distillée) ;

(2) après un temps nécessaire (33 jours) pour qu'un premier état stationnaire soit atteint, état stationnaire que l'on identifie par analyse isotopique des condensats et vérification de l'égalité $\delta_{cond} = \delta^{s}_{Ev} = \delta_{a\,\lim_1} = -7‰$), on alimente le réservoir par ajout d'eau marquée de signature δ_{alim_2}=29‰

Durant l'expérience ont été collectés :

- 3 échantillons quotidiens dans la phase liquide, à 9:00, 12:00 et 18:00 ;
- 1 échantillon de la vapeur de RUBIC I à intervalles réguliers correspondant au niveau de prélèvement haut (0.70 m, Figure 8) par piégeage cryoscopique.
- l'échantillonneur a été programmé au pas de temps horaire lors des évolutions rapides des signatures (début d'atteinte des états isotopiques stationnaires) et bi horaire (1 échantillon toutes les 2 heures) et tri (1 échantillon toutes les 3 heures) horaire ensuite.

3.3 Résultats

3.3.1 Résolution du bilan de masse

Condition nécessaire mais non suffisante à l'atteinte de l'état isotopique stationnaire dans le liquide, il faut dans un premier temps vérifier l'établissement d'un régime hydrique permanent, *i.e.* vérifier que les flux de réalimentation ET_{alim} et de condensation ET_c atteignent des valeurs constantes et proches dans le temps.

On constate que durant les deux étapes successives, il y a une très bonne correspondance entre les densités de flux L_{alim} et L_{cond}, en définissant L par $L=\phi/Sf$ avec ϕ et Sf respectivement le flux et la surface d'évaporation (Tableau III). L_{alim} et L_{cond} prennent des valeurs moyennes entre 0.26 mm h^{-1} et 0.28 mm h^{-1} et sont associées à des variabilités ne dépassant pas 0.04 mm h^{-1} pour les condensats.

On peut donc raisonnablement conclure de ces résultats que la condition de régime hydrique permanent est respectée pour l'établissement de l'état isotopique stationnaire recherché.

3.3.2 Stabilité des paramètres atmosphériques

Le Tableau IV montre la constance de la température T_{atm} et de l'humidité relative h_{atm} dans RUBIC I pendant *isoPAN* aux trois niveaux de mesure correspondants au positionnement des sondes capacitives (niveau haut, intermédiaire et bas). On calcule également le déficit de pression de vapeur associé dans l'atmosphère vpd_{atm} (hPa) (demande climatique) à partir de l'équation empirique proposée par Magnus

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

Composante du vent (m s^{-1})	***isoPAN***	
n = 8643	1ère atteinte	2ème atteinte
Vitesse horizontale	0.27 (*0.01*)	0.27 (*0.02*)
Vitesse verticale	0.29 *(0.01)*	0.30 *(0.02)*

les chiffres entre parenthèses représentent les écarts types

Tableau V. Composante horizontale et verticale de la vitesse du vent mesurée au niveau intermédiaire de la chambre. Moyennes et écarts types sur les périodes de temps correspondantes aux 1ère et 2ème atteintes de l'état isotopique stationnaire.

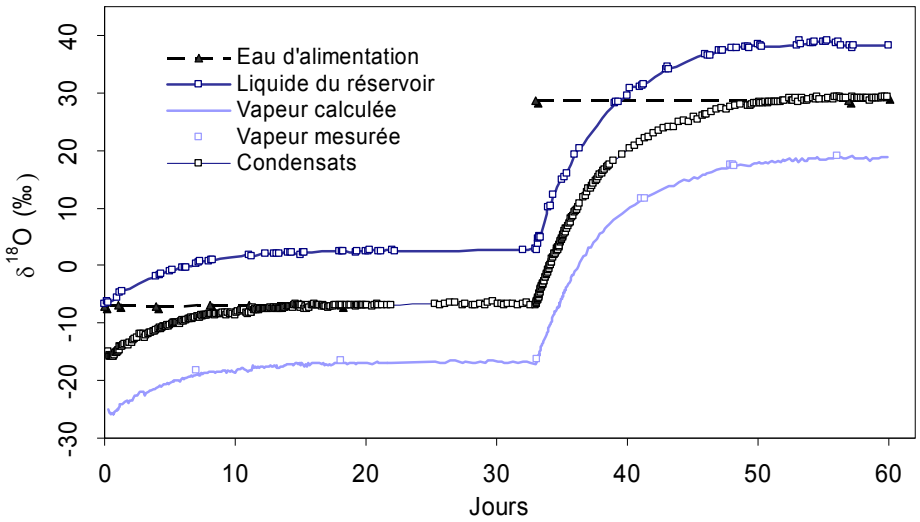


Figure 14. Evolutions de δ_{alim}, δ_{liq}, δ_{Ev}, δ_{atm_calc} et δ_{atm_mes} durant IsoPAN

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

– Tetens (Eq. (73)) :

$$vpd_{atm} = P_{sat}(1 - h_{atm})$$

$$vpd_{atm} = 6.108 \exp\left(\frac{17.27 * T_{atm}}{T_{atm} + 237.3}\right)(1 - h_{atm}) \quad (73)$$

On vérifie ici l'homogénéité en humidité et en température de l'atmosphère de RUBIC I au dessus du réservoir d'eau pendant l'expérience. Les valeurs de h_{atm} et T_{atm} régulées à partir de la mesure du capteur en haut de chambre atteignent bien 50 % et 25°C. Les écarts maximaux d'humidité et de température mesurés par les capteurs « intermédiaire » et « bas » sont respectivement de 6.4 % et 2.4°C lors de la première étape d'*isoPAN*. Ces écarts, jugés beaucoup trop importants, sont corrigés, après repositionnement des capteurs « intermédiaire » et « bas » hors de l'influence d'un des ventilateurs qui devait perturber la mesure : lors de la deuxième étape de *isoPAN* (eau d'alimentation marquée), ils sont réduit respectivement à 0.4 % et 0.3°C.

On vérifie également la stabilité dans le temps des paramètres atmosphériques. L'écart type maximal autour des moyennes de h_{atm} et T_{atm}, mis à part pour *isoPAN* – 1ère étape, est de 1.2 % et 0.3°C respectivement.

On ne constate pas de gradients d'humidité et/ou de température dans RUBIC I depuis la surface d'eau jusqu'en haut de chambre. Les valeurs de déficit de pression de vapeur se stabilisent vers 16 hPa pour *isoPAN* lors de la seconde atteinte. La surface d'eau est bien libre à l'évaporation et la résistance de la couche d'air juste à son contact est limitée par une bonne ventilation.

Sur l'ensemble de l'expérience, on constate une très bonne régularité de la mesure des composantes horizontale et verticale du vent au niveau bas dans la chambre (0.05 m de la surface de l'eau, Tableau V) avec un écart-type compris entre 0.01 et 0.02 m s^{-1} autour de moyennes comparables (0.27 – 0.30 m s^{-1}) et cela durant les deux périodes. Ceci traduit l'homogénéité dans le temps du régime des vents mais ne donne pas d'information quant à sa variabilité dans l'espace (1 point de mesure).

3.3.3 Evolutions des signatures isotopiques dans les différents compartiments

La Figure 14 montre les évolutions conjointes des signatures isotopiques du liquide, de son eau d'alimentation, de l'évaporation (condensats) et de la vapeur mesurée dans RUBIC I durant la première expérience *isoPAN*. On identifie, pour chacune des deux parties de l'expérience un état transitoire et un état isotopique stationnaire. Ce dernier est atteint quand on a l'égalité $\delta_{Ev}=\delta_{alim}$, après 15 jours d'évaporation. Graphiquement, cela se réalise lorsque la droite représentative des signatures des eaux d'alimentations successives du réservoir (-7.0 ± 0.15‰ , trait pointillé noir) croise la courbe des signatures des flux d'évaporation (condensats, carrés noirs) à l'erreur analytique prêt, soit 0.15‰.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

La Figure 14 montre également la comparaison entre signatures de la vapeur mesurées (carrés bleu clair) et calculées (trait plein bleu clair) comme étant en équilibre avec les condensats ($\delta_{atm} = \delta_{cond} - \varepsilon_{eq}(T_{rosée})$). $T_{rosée}$ est la température de rosée de l'échangeur de chaleur, *i.e.* la température de condensation. On peut considérer en effet que la vapeur atmosphérique *dans l'échangeur de chaleur* est en équilibre avec le liquide qui se condense. Même si h_{atm} est différente de l'unité hors du volume d'air compris dans l'échangeur (h_{atm} imposée de 50 %), on observe une très bonne correspondance entre valeurs calculées et mesurées.

L'eau du réservoir s'enrichit également : sa signature conserve un écart de 7 ‰ en moyenne par rapport à celle de l'évaporation. A l'état isotopique stationnaire, on obtient finalement : $\delta^{s}_{liq} \cong 2.7$ ‰.

3.3.4 Comparaison entre résultats et modèle d'atteinte de l'état isotopique stationnaire de Craig et Gordon (1965)

Il est intéressant de confronter les données récoltées lors des expériences avec la théorie abordée au chapitre 1. Cependant, il existe une différence fondamentale entre les résultats de Craig et Gordon (1965) et le déroulement de l'expérience, lié au fonctionnement même de RUBIC I : la signature de la vapeur δ_{atm_mes} n'est pas constante dans le temps. La vapeur atmosphérique a la particularité d'être à la fois une source d'évaporation (déficit de pression de vapeur) et un produit de la condensation (pas de piégeage total mais une régulation de l'humidité relative à 50%), autrement dit de l'évaporation dans le cas de l'expérience *isoPAN*. Par conséquent, comme le montre la Figure 14, il y une évolution parallèle des signatures de l'évaporation et de la vapeur atmosphérique. L'atteinte de l'état isotopique stationnaire (lorsque liquide et évaporation décrivent les états transitoires successifs) ne peut pas suivre rigoureusement la forme exponentielle proposée par Craig et Gordon (1965). De plus, les premiers condensats récupérés en début d'expérience ne peuvent pas techniquement être représentatifs de la valeur de l'évaporation : ils sont enrichis par rapport à l'évaporation car le condenseur d'eau n'est alors pas encore à saturation et qu'il peut se produire un phénomène de ré-évaporation.

Pour tracer la courbe évolutive *intégrée* de δ^{t}_{liq} (Eq. (27)) et la courbe résultante δ^{t}_{Ev} (en utilisant Eqs. (24 ; 31)), on utilise les valeurs des paramètres suivantes :

- 1ère atteinte

Volume liquide (l)	Flux d'évaporation (l h^{-1})	Humidité relative h_{atm} (%)
4	0.034	50

δ_{alim_1} (‰)	δ^{0}_{liq} (‰)	δ_{atm} (‰)
-7	-7	-16

ε_{eq} (‰)	T_{liq} (°C)	ε_K (‰) M78
+9.5	24	+14

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

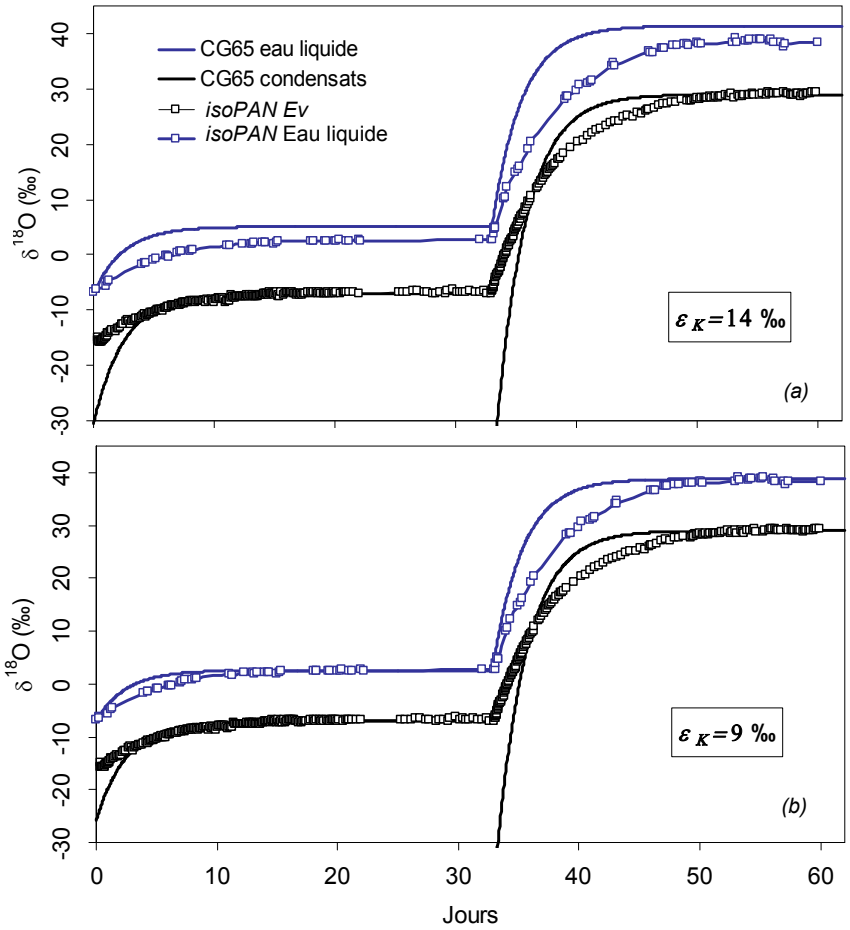


Figure 15a et b. Comparaison entre les évolutions de δ^t_{Ev} et δ^t_{liq} avec le modèle de Craig et Gordon (CG65) durant IsoPAN. ε_K = 14 ‰ (a) valeur Merlivat, 1978 (ε_K = 14 ‰) (b) valeur réajustée aux données (ε_K = 9 ‰)

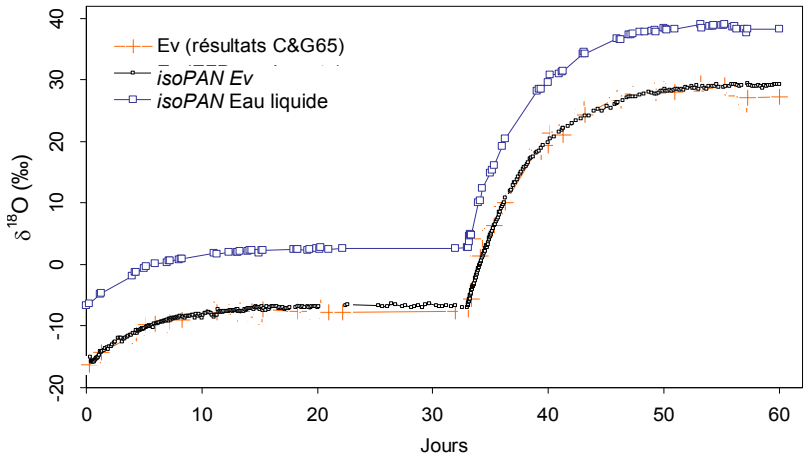


Figure 16. Valeurs de δ_{Ev} obtenues par calcul, point par point, à partir des données collectées en utilisant Eq (24) (C&G65)

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

La valeur constante de δ_{atm} est fixée à -16 ‰ et correspond, à l'erreur analytique prêt (0.15‰), à celles observées lorsque l'état isotopique stationnaire est atteint. On considère dans un premier temps que le régime de vent au dessus du réservoir d'eau est turbulent, par conséquent on utilise la valeur correspondante proposée par Merlivat (1978) : ε_K = +14 ‰.

On en déduit des valeurs précédentes :

τ_R	ξ	δ^s_{liq}
0.01	0.51	4.8

- 2ème atteinte (eau d'alimentation marquée)

On initialise cette fois-ci la courbe représentative de δ^t_{liq} avec δ^0_{liq} = 4.8 ‰ et on force δ^t_{Ev} avec δ_{alim_2} = +29 ‰ et δ_{atm}= +19 ‰ (correspondant aux valeurs observées, à l'erreur analytique prêt, lorsque le second état isotopique stationnaire est atteint).

Les résultats graphiques obtenus sont présentés Figure 15a.

On constate que l'ajustement entre données et résultat analytiques (CG65) n'est pas satisfaisant (Figure 15a). Les deux états isotopiques stationnaires successifs dans la phase liquide ne sont pas correctement reproduits. On obtient un meilleur ajustement, lorsque l'on atteint l'état isotopique stationnaire pour chacune des deux étapes, en utilisant ε_K = +9 ‰ (voir paragraphe 3.3.5 pour la justification de cette valeur) *quand on considère tous les autres paramètres de l'équation d'atteinte constants* (CG65) (Figure 15b). On remarque, comme il a été abordé plus haut, que la forme des atteintes des états stationnaires lors de *isoPAN* ne correspond pas à une atteinte typique représentative du modèle de Craig et Gordon (1965). De plus, les initialisations des courbes évolutives intégrées des signatures de l'évaporation (Craig et Gordon, 1965) sous-estiment fortement les données en début de 1ère et 2nde période : les signatures mesurées et modélisées sont alors respectivement de l'ordre de -15.8 ‰ contre -30.0 ‰ (début de 1ère période) et de -6.5 ‰ contre -41.5 ‰ (début de 2nde période). On ne peut malheureusement pas mesurer la première vapeur générée par le réservoir d'eau pour des raisons purement techniques, liées à l'architecture du réservoir (cf. chapitre 2.1.2). On peut néanmoins, avec une valeur moyenne de ε_K = +9 ‰, déterminer la signature de l'évaporation, *point par point*, à partir des données disponibles (δ_{liq}, δ_{atm}, h_{atm} et ε_{eq}) en utilisant Eq. (24) et en considérant que vapeur atmosphérique et condensats sont en équilibre isotopique.

Cette fois-ci, en prenant en compte l'évolution de δ_{atm} et une valeur moyenne de ε_K = +9 ‰, on observe une très bonne adéquation entre valeurs mesurées et modélisées (Figure 16).

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

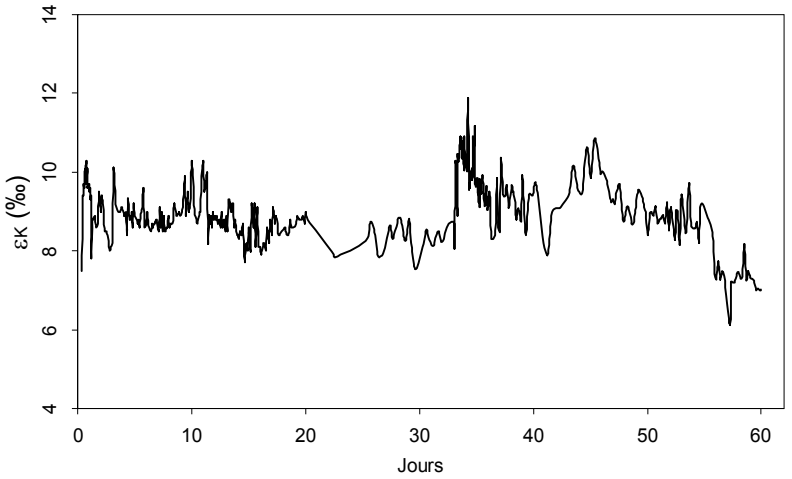


Figure 17. Valeurs de ε_K obtenues par calcul, point par point, à partir des données collectées en utilisant Eq (24) (C&G65). L'erreur d'analyse (liée à la précision du spectromètre de masse) est de +/- 0.4 ‰. L'erreur totale (liée également au protocole expérimental) est estimée à 0.7 ‰ (Phillips et Gregg, 2001)

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

3.3.5 Détermination des valeurs de ε_K et erreurs associées

On trouve donc une valeur moyenne de ε_K = +9 ‰, mais il est possible, en inversant Eq. (24) (Eq. 74) de calculer *point par point* à partir des résultats obtenus les valeurs de ε_K et d'observer son évolution :

$$\varepsilon_K = \frac{1}{(\delta_{Ev} + 1)(1 - h_{atm})}\left(\frac{\delta_{liq} + 1}{\alpha_{eq}} - (\delta_{atm} + 1)h_{atm}\right) - 1 \qquad (74)$$

La Figure 17 illustre l'évolution de ε_K durant *isoPAN* : ε_K varie au cours de l'expérience entre les valeurs minimum de 6.12 ‰ et maximum de 11.9 ‰, a pour valeur moyenne 9.0 ‰ et écart type 0.8 ‰. Les erreurs résultantes associées à ces valeurs sont estimées à ± 0.4 ‰, lorsque l'on ne considère que l'erreur analytique (précision de la mesure isotopique, précision des capteurs d'humidité et de température) et ± 0.7 ‰ lorsqu'est prise aussi en compte l'erreur liée à la méthode d'échantillonnage et de récupération de l'eau (techniques de prélèvement d'eau liquide et de piégeage cryoscopique de la vapeur). Le détail du calcul d'erreur est donné en *Annexe B2*.

3.4 Conclusion

L'expérience *isoPAN* nous permet d'aborder le plus « simplement » la problématique de l'évaporation en régime permanent en considérant un volume d'eau libre. On vérifie ici qu'avec un dispositif peu encombrant (bac d'eau), le volume de la chambre RUBIC I est efficacement régulé en humidité et en température, conditions nécessaires à une demande climatique constante.

On a pu observer une description d'états transitoires isotopiques successifs du liquide et de l'évaporation, jusqu'à l'atteinte d'un état isotopique stationnaire. En comparant les évolutions des signatures isotopiques avec les résultats analytiques de Craig et Gordon (1965), on souligne le caractère fermé de l'enceinte RUBIC I : la vapeur présente dans l'atmosphère de la chambre est à la fois un produit de la condensation des flux d'évaporation sur les parois de l'échangeur de chaleur et une source de l'évaporation. Si l'évolution intégrée de la signature du liquide, donnée par Craig et Gordon (1965), n'est pas ajustable aux données, il est possible d'utiliser, point par point, la relation instantanée entre le liquide, la vapeur et l'évaporation (Eq. (24)) pour déterminer des valeurs du fractionnement isotopique cinétique. On trouve finalement après ajustement ε_K = 9 ‰, une valeur d'enrichissement faible, correspondant *a priori* à un régime aérodynamique de la couche d'air en contact avec l'eau (*i.e.* l'atmosphère de RUBIC I) de type turbulent. Les valeurs importantes des composantes du vent mesurées dans la chambre (~ 0.3 m s^{-1} à quelques cm du sol) semblent donc correspondre à l'hypothèse de régime turbulent. On note que cette valeur de ε_K sort de la gamme traditionnellement mesurée et admise (14.1 ‰ – 31.9 ‰ ; Merlivat, 1978 ; Cappa *et al.*, 2003).

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

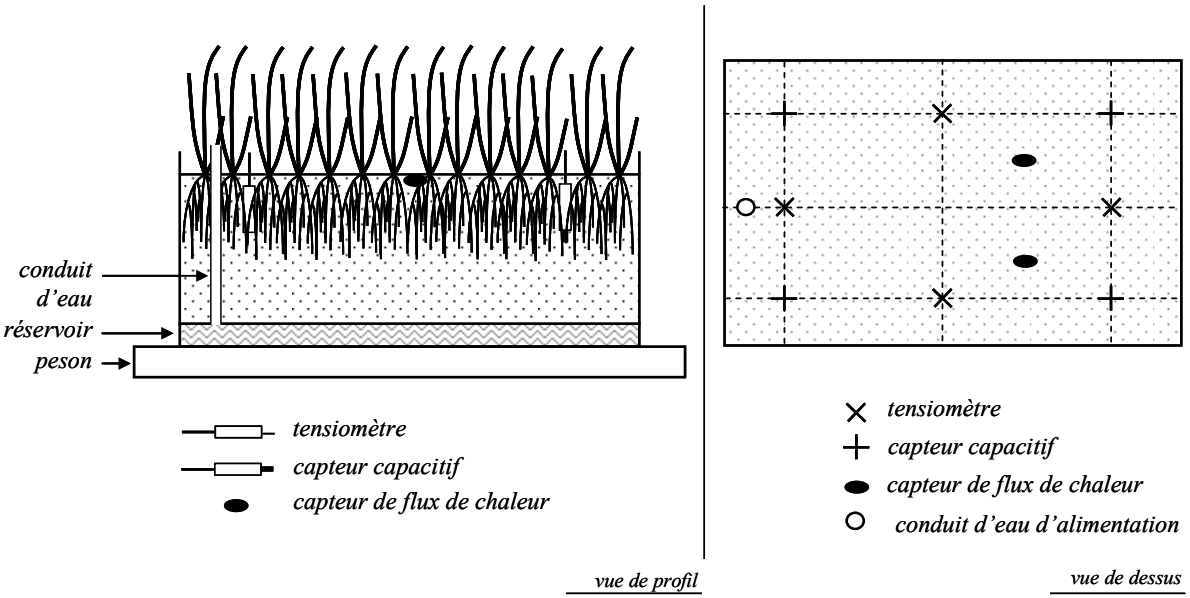


Figure 18. Emplacement des sondes lors des expériences sur monolithe de sol

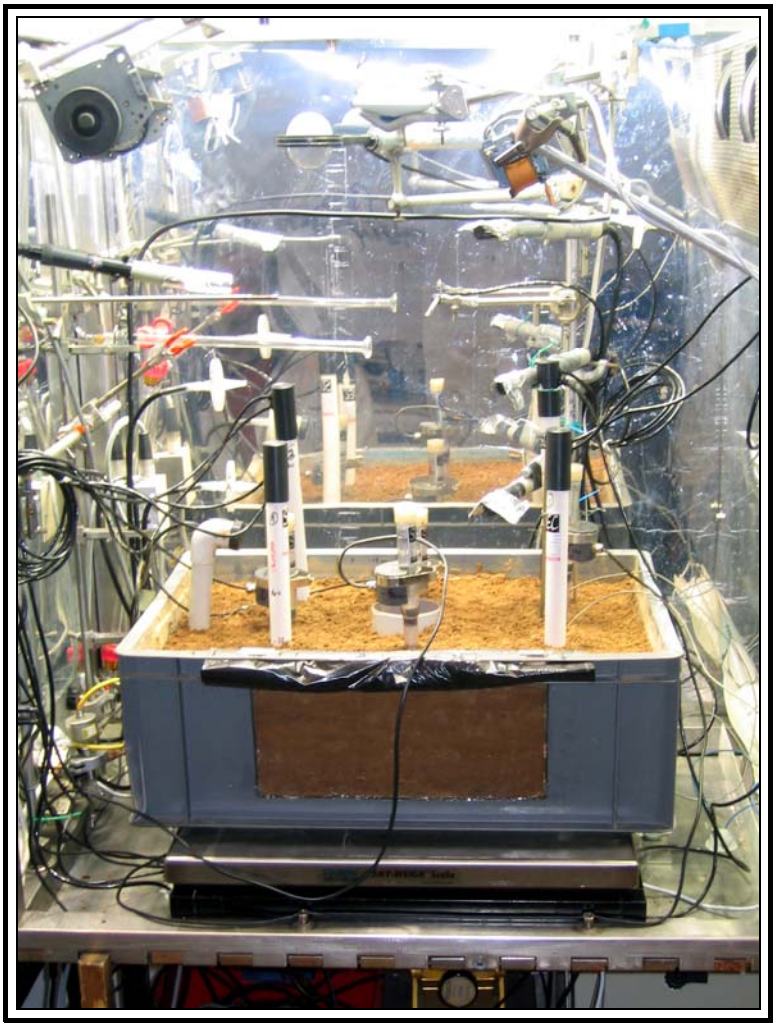


Photo 2. Installation du monolithe de sol dans RUBIC I

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

4 ETUDE DE L'EVAPOTRANSPIRATION D'UN COUVERT DE FETUQUE : EXPERIENCE SUR MONOLITHE DE SOL

4.1 Matériel

Pour les besoins de la partition de l'évapotranspiration en évaporation du sol et transpiration des végétaux, on a préparé selon le même protocole cinq monolithes de sol.

4.1.1 Préparation des monolithes de sol et mesures effectuées.

Chaque monolithe dispose d'un volume de 32 10^{-3} m^3 (0.56 x 0.36 x 0.16 m) et a été placé sur une balance (*HI2424*, *Hardy*, poids max = 60.10^3 g, précision = 18 g). Dans le monolithe sous le sol a été installé un réservoir d'une capacité de 4.5 l permettant la réalimentation en eau par remontées capillaires (Figure 18, Photo 2).

Le sol utilisé est un Cambisol (FAO-ISRIC, 1990; Chabbi *et al*., 2009) et a été prélevé dans l'horizon *Lp* (30 premiers centimètres de sol) d'une parcelle de l'**O**bservatoire de **R**echerche en **E**nvironnement (**ORE**) à l'INRA de Lusignan, Vienne, France (0°6' W, 46°25'N). Ses caractéristiques physiques principales sont reportées Tableau VI.

Le sol a été tamisé et séché dans une étuve portée à 110 °C durant 48 heures afin d'éliminer la majeure partie de l'eau résiduelle. Le sol a été ensuite disposé de manière à atteindre une densité apparente proche de celle mesurée *in situ* (densité apparente d_{as} de 1.4 g cm^{-3} définie par :

$$d_{as} = \frac{m_s / V_{tot}}{\rho} \tag{75}$$

avec m_s la masse de sol sec et V_{tot} son volume total).

Quatre tensiomètres (*SKT 850*, *SDEC*) et quatre capteurs capacitifs (*HMS 9000*, *SDEC*) ont été installées à respectivement -0.03 m, -0.06 m, -0.09 m et -0.12 m de profondeur (axe orienté positivement vers le bas et ayant son origine à la surface) dans le sol du monolithe. On peut ainsi suivre en continu les évolutions de la charge hydraulique H (tension matricielle h corrigée de la profondeur z selon $H=h-z$) et l'humidité volumique θ_{liq}. Les capteurs capacitifs ont été calibrés *a posteriori* par rapport aux différents profils gravimétriques (dont les données ont été converties en humidités volumiques) prélevés durant l'expérience. Deux capteurs de flux de chaleur (*HFT 4*) ont été positionnés à -0.06 m de profondeur. Tous les capteurs de sol ont été connectés à une centrale d'acquisition (*21X datalogger*, *Campbell Scientific*).

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

Teneur en eau volumique *(m^3 m^{-3})*		**Granulométrie** *(%)*	
Saturation	0.37	Sables	15
Capacité au champ (pF=2.4)	0.32	Limons	65
Point de flétrissement permanent (pF=4.2)	0.17	Argiles	20

Tableau VI. Quelques propriétés physique et granulométrique du sol utilisé (Chabbi et al., 2009)

Photo 3. Couvert de fétuque en fin d'expérience Monolithe I

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

Le monolithe étant surélevé de 0.05 m par rapport au plancher de RUBIC I, car placé sur la balance et son socle, les 3 capteurs capacitifs (*HMP-45*, *Vaisala*), mesurant la température et l'humidité de l'air dans la chambre à trois niveaux dans RUBIC I, sont de fait respectivement positionnés à 0.17 m, 0.345 m et 0.52 m au dessus du niveau du sol.

4.1.2 Le couvert végétal

Festuca arundinacea L. est une graminée pérenne qui se caractérise par une forte productivité et par un enracinement profond, lui permettant de bien résister à des conditions climatiques sèches (Gibson et Newman, 2001; Martre *et al.*, 2001). Elle a été choisie pour ces qualités et également pour son développement racinaire relativement lent (~0.01 m j^{-1}) (Shaffer *et al.*, 1994 ; Jean-Louis Durand, communication personnelle) (Photo 3).

4.2 Méthode

4.2.1 Monolithe I

4.2.1.1 Installation et semis

Un premier monolithe (*Monolithe I*), a été installé dans RUBIC I le 27 mars 2006 (Jour de l'année 86 (Day of the Year DoY 86). Le réservoir à la base du monolithe a été rempli d'eau à un flux de 0.1 l h^{-1} à l'aide d'une pompe péristaltique (*REGLO ANALOG MS – 4/6*, *ISMATEC*) pour que le sol se sature progressivement par remontées capillaires (effet de nappe), de manière à ce que les profils hydriques et isotopiques soient les plus homogènes possibles au tout début de l'expérience. Lorsque le sol est saturé, on vérifie que l'eau percolant à la surface a la même signature isotopique que celle de l'eau d'alimentation (-6.8 +/- 0.15 ‰).

Une semaine plus tard (DoY 94), lorsque, sous l'effet de l'évaporation, le sol a quitté la saturation et a atteint sa capacité au champ (pF = 2.4 correspondant à θ = 0.32 m m^{-3}, Tableau VI) à la profondeur du premier capteur capacitif (-0.03 m), on sème les graines de fétuque (densité de semis : 0.03 kg m^{-2}).

La partition a été effectuée pour *Monolithe I* lors de 5 journées différentes (Figure 19).

Les résultats de la partition des flux d'*ET* seront interprétés jusqu'au jour 149, date où l'on cesse de réalimenter le monolithe en eau et laisse le sol se sécher. RUBIC I a finalement été arrêtée au jour 167, après que le sol se soit complètement asséché.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

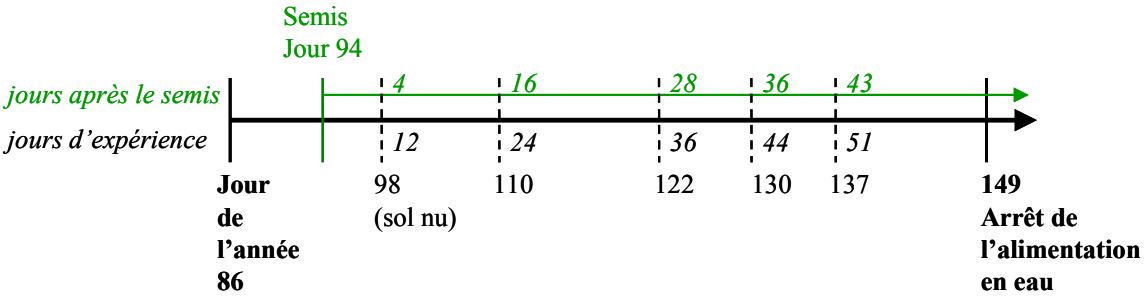


Figure 19. Répartition dans le temps des journées de la partition lors de Monolithe I

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

4.2.1.2 Protocole d'échantillonnage

La veille de chaque journée où la partition a été effectuée, on procède comme suit :

(1) on remplit le réservoir de manière à ce que le sol atteigne un potentiel hydrique matriciel équivalent ou supérieur à celui de la capacité au champ. On maintient ici intentionnellement le sol du monolithe au premier stade d'évaporation décrit par Hillel (1980): il devrait y avoir, à l'échelle de la journée, suffisamment d'eau pour qu'un régime hydrique permanent puisse s'établir et que les remontées capillaires compensent les pertes en eau ;

(2) on prélève un échantillon d'eau d'alimentation du réservoir pour déterminer δ_{alim} ;

(3) on prélève un échantillon de vapeur de la chambre, à un débit de 1.5 l min^{-1} (Schoch-Fischer *et al.*, 1983) par piégeage cryoscopique à -80°C dans de l'éthanol pur à l'aide d'un cryocool (*CC100*, *Thermo-Neslab*) pour déterminer δ_{vap}.

Le jour même, on collecte les condensats en continu dans l'échantillonneur au pas de temps horaire. Quand un régime permanent pour l'eau est atteint, *i.e.* quand le flux d'*ET* atteint une valeur maximale constante (ce qui généralement se produisait à partir de 12:00, soit 4 heures après allumage des lampes), on échantillonne :

- les chaumes de fétuque de façon homogène sur toute la surface du monolithe et on les regroupe dans un même échantillon. Le nombre de plant prélevé ne doit pas affecter le flux d'ET ;
- le sol à l'emporte-pièce (diamètre de 0.01 m), sur les dix premiers centimètres du profil du sol, centimètre par centimètre (0.005 l tous les 0.01 m). On colmate l'orifice laissé par le prélèvement avec du polyuréthane solide afin d'éviter toute évaporation latérale du sol ou directement depuis le réservoir d'eau.

4.2.2 Monolithes II

Pour une interprétation correcte des données, il est nécessaire de pouvoir suivre et quantifier le développement de la végétation en caractérisant l'indice foliaire, *IF*, et les profils de densité racinaire. L'utilisation d'un capteur de type « Fish-Eye » (objectif à grand angle de vision effectuant des photographies hémisphériques en haute résolution permettant de mesurer le taux de recouvrement de la végétation en calculant, pixel par pixel, la portion de ciel visible sous le couvert) a été testé pour la détermination non destructive de l'indice foliaire sans succès, car la mesure s'est révélée trop perturbée par les conditions de la chambre (surface de la couverture végétale trop restreinte pour une utilisation optimale). Nous avons dû nous tourner vers des mesures destructives pour accéder à ces grandeurs,

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

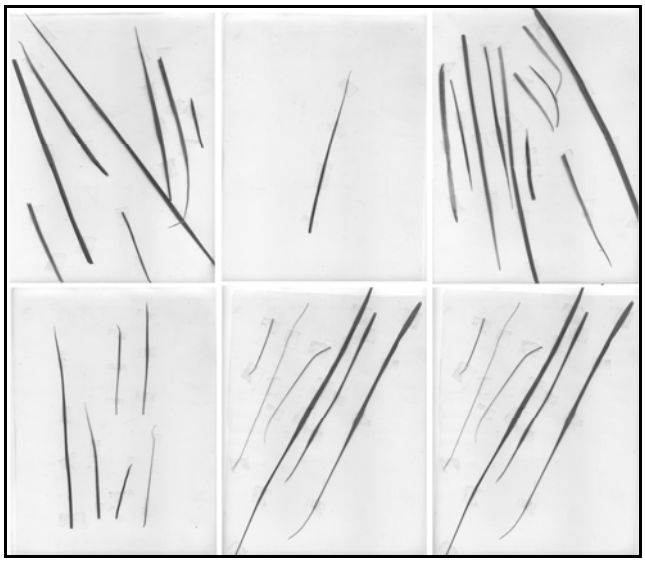


Photo 4. Feuilles de fétuque scannées. Chaque photographie correspond à un plant de fétuque

Photo 5. Observation de la profondeur d'enracinement du monolithe à travers le rhizotron

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

mais il était évidemment impossible de prélever des plants de fétuque pour analyse de l'*IF* ou faire des prélèvements de sol pour les cinq jours où la partition a été réalisée, sans perturber de manière irrémédiable les expérimentations, compte tenu du faible volume du monolithe. Il a donc fallu dupliquer les expérimentations à seule fin d'obtenir ces informations. C'est pourquoi, 4 réplicats de l'expérience *Monolithe I* ont été conduits sous les mêmes conditions hydro-climatiques (même température, humidité relative et vitesse de vent) et hydriques dans le sol. Ils ont été arrêtés après 12 jours (*Monolithe* II_A), 24 jours (*Monolithe* II_B), 36 jours (*Monolithe* II_C) et 51 jours (*Monolithe* II_D) d'évapotranspiration, correspondant aux jours où la partition a été effectuée. Le semis a été à chaque fois réalisé une semaine après l'installation du monolithe. A la fin de chacune des expériences, toutes les feuilles ont été échantillonnées et scannées (Photo 4). L'indice foliaire a été déterminé par analyse d'image à l'aide d'un logiciel informatique (*WinFolia, Regent*). Pour chaque expérience *Monolithe* II, ont été prélevés trois profils de sol de 0.10 m de profondeur (0.005 l tous les 0.01 m) à 12:00 et trois autres à 18:00 pour en déterminer les humidités pondérales et signatures isotopiques. Après que soient achevées *Monolithe* II_B, *Monolithe* II_C et *Monolithe* II_D, trois profils de sol supplémentaires ont été prélevés (0.07 l tous les 0.025 m), chaque échantillon a été ensuite tamisé successivement à 0.01 m puis à 0.002 m pour en récupérer les racines et déterminer les densité racinaires en fonction de la profondeur. Par ailleurs, la profondeur d'enracinement a pu être observée tout au long de *Monolithe I* à travers la paroi en plexiglas (rhizotron) installée sur l'une des faces du monolithe (Photo 5).

4.3 Détermination des signatures de *Ev*, *Tr* et *ET*

Au sein de RUBIC I, on détermine les signatures isotopiques de *Ev*, *Tr* et *ET* de la façon suivante :

4.3.1 Evaporation

Comme mentionné plus haut, l'eau du sol est considérée en régime permanent à partir de 12:00, *i.e.* le flux de remontée capillaire $\phi^{liq,\uparrow}$ compense les pertes par évaporation ϕ^{Ev}. Cette condition est nécessaire à l'établissement d'un état isotopique stationnaire pour l'eau du sol, impliquant l'égalité entre les signatures isotopiques de l'évaporation δ^{s}_{Ev} et celle de l'eau d'alimentation δ_{alim} (Barnes et Allison, 1983 ; Mathieu et Bariac, 1996a et b) :

$$\phi^{Ev} = \phi^{liq,\uparrow} = \phi^{a\lim}$$

$$\boxed{\delta^{s}_{Ev} = \delta_{a\lim}} \qquad (76)$$

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

4.3.2 Transpiration

De même, en faisant l'hypothèse d'un régime permanent pour l'eau du réservoir foliaire, *i.e.* l'extraction racinaire compense les flux de transpiration, la signature isotopique de la transpiration à l'état stationnaire δ_{Tr}^{s} est, par conservation de la masse, égale à celle prélevée par les racines (Förstel, 1978; Bariac *et al.*, 1989 ; Flanagan et Ehleringer, 1991). Pour accéder à δ_{Tr}^{s}, on échantillonne la partie basale du thalle de fétuque, sans sa feuille externe : le *chaume*. Il s'agit de la dernière partie aérienne de la fétuque (et donc accessible) qui ne transpire pas. L'eau comprise dans ces tissus est donc représentative du signal global de l'extraction racinaire (Durand *et al.*, 2007) :

$$\boxed{\delta_{Tr}^{s} = \delta_{chaume}} \tag{77}$$

4.3.3 *ET*

La très grande surface de condensation de l'échangeur de chaleur et le petit volume du module atmosphérique de RUBIC I (0.5 m^3) assurent que la vapeur provenant du sol et/ou de la végétation à un instant *(t)* est entièrement condensée par l'échangeur de chaleur et échantillonnée sous forme de condensats à un instant *(t'=t+Δt)*, dépendant lui du flux de condensation (*i.e.* du flux d'*ET* en régime permanent) et de l'humidité relative dans l'atmosphère de RUBIC I. On doit par conséquent prendre en compte *Δt* pour estimer correctement δ_{ET} à partir de l'analyse des condensats avant l'atteinte de l'état isotopique stationnaire (*i.e.* durant les états transitoires). Néanmoins, à l'état isotopique stationnaire (à partir de 12:00), comme δ_{ET} atteint une valeur constante dans le temps, il n'est pas besoin de connaître *Δt* : la signature isotopique des condensats, δ_{cond}, donne directement accès à celle de l'évapotranspiration, δ_{ET} :

$$\boxed{\delta_{ET} = \delta_{cond}} \tag{78}$$

La contribution de *Ev* à *ET*, *x*, est ensuite calculée :

$$x = \frac{\overline{\delta}_{cond} - \overline{\delta}_{chaume}}{\overline{\delta}_{a\lim} - \overline{\delta}_{chaume}} \tag{79}$$

avec $\overline{\delta}$ la valeur moyenne de la signature isotopique sur la période 12:00 – 18:00.

4.3.4 Calcul de l'erreur associée à la détermination de *x*

On associe à chaque valeur de *x* l'incertitude de la partition *dx*, conséquence de la précision avec laquelle on mesure les différentes signatures isotopiques, d'après la méthode détaillée par Phillips et Gregg (2001) :

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

$$dx = \sqrt{\sigma_x^2} = \sqrt{\frac{1}{(\bar{\delta}_{Ev} - \bar{\delta}_{Tr})^2}\left(\sigma_{\delta_{ET}}^2 + x^2\sigma_{\delta_{Ev}}^2 + (1-x)^2\sigma_{\delta_{Tr}}^2\right)} \quad (80)$$

$\sigma_{\delta_{Ev}}$, $\sigma_{\delta_{Tr}}$, and $\sigma_{\delta_{ET}}$ représentent les erreurs standards des signatures isotopiques de *Ev*, *Tr* et *ET*. Pour faire le calcul, on considère que $\sigma_{\delta_{Ev}}$ et $\sigma_{\delta_{ET}}$ sont égaux à l'erreur analytique 0.15 ‰ et que $\sigma_{\delta_{Tr}}$ peut varier entre 0.15 ‰ (valeur minimum) à 0.30 ‰ (valeur maximum, prenant en compte l'étape supplémentaire de distillation sous vide).

4.4 Profils isotopiques dans le sol

L'évolution ou la constance dans le temps d'un profil isotopique dans le sol peuvent renseigner sur la nature des flux d'eau, autrement dit, elles peuvent indiquer si le sol est régime hydrique permanent, après avoir atteint l'état isotopique stationnaire.

Comme il a été abordé au chapitre 1.3, l'eau du sol est à l'état isotopique stationnaire si la composition isotopique à une profondeur *z* n'est pas dépendante du temps. En prélevant le sol avant et après la période durant laquelle on effectue la partition (12:00 – 18:00), il est possible de mesurer l'évolution de la signature isotopique pour chaque profondeur dans le sol. Pour ce faire, nous avons effectué nos prélèvements de sol durant les expériences successives *Monolithe II*, car le faible volume de sol disponible pour chaque monolithe ne permettait pas de faire ces prélèvements lors de *Monolithe I*.

De plus, pour le cas de l'évaporation d'un sol nu (*Monolithe I* jour 98 et *Monolith II$_A$*), il est possible d'estimer les flux d'*Ev*, en calant le modèle d'évaporation d'un sol saturé de Barnes et Allison (1983) (Eq. (36b), chapitre 1.3), valable aussi pour un sol non saturé mais dont le front d'évaporation est toujours situé en surface, aux résultats isotopiques obtenus, et de les comparer aux flux réels condensés :

$$\delta_{liq}(z) - \delta_{a\lim} = (\delta_{surf} - \delta_{a\lim})\exp\left(-\frac{z}{\hat{z}}\right) \quad (36b)$$

La valeur théorique de δ_{surf} peut être déterminée en utilisant Eq. (38) et en considérant que l'on a bien égalité entre δ_{Ev} et δ_{cond}. δ_{atm} est déterminée par piégeage cryoscopique de la vapeur résiduelle de l'atmosphère de RUBIC I. Pour l'estimation de D_i^{liq*} (Eq. (35)), fonction du coefficient d'auto-diffusion de l'eau D_{eau}, de l'humidité à saturation dans le sol θ_{sat}, de la tortuosité τ, et rentrant en compte dans le calcul de $\hat{z}$, on procède ainsi :

(1) on obtient D_{eau} par Eq. (81) :

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

$$D_{eau} = a_{18_O} \cdot 10^{-9} \cdot \exp\left(-\frac{535400}{T_{eau}^{\ 2}} + \frac{1393.3}{T_{eau}} + 2.1876 \right) \tag{81}$$

$a^{18}O$=0.9669 est un coefficient spécifique pour l'eau et la température de l'eau T_{eau} est exprimée ici en Kelvin (K).

(2) on applique les résultats de Barnes et Allison (1983) déterminés pour des sols saturés et non saturés lorsque le front d'évaporation est en surface : on prend en lieu et place de θ_{sat} la moyenne des valeurs des humidités volumiques dans le sol $\overline{\theta}$.

(3) on teste plusieurs valeurs de tortuosité τ, correspondantes à celles utilisées dans la littérature (0.1, 0.4 et 0.7) (Barnes et Allison, 1983 ; Braud *et al.*, 2005a) et retiendra celle donnant les meilleurs résultats.

On utilise enfin l'efficience E_f (Nash et Sutcliffe, 1970) pour évaluer la justesse de chaque ajustement :

$$E_f = \frac{\sum_n (\delta m_i - \overline{\delta m})^2 - \sum_n (\delta s_i - \delta m_i)^2}{\sum_n (\delta m_i - \overline{\delta m})^2} \tag{82}$$

où δm_i, δs_i and $\overline{\delta m}$ sont respectivement les signatures isotopiques mesurées, les signatures isotopiques simulées (Barnes et Allison, 1983) et les valeurs moyennes des signatures isotopiques mesurées.

4.5 Caractérisation des états isotopiques stationnaires pour l'eau du sol

Si l'atteinte d'un état isotopique stationnaire pour la plante est réalisable en conditions contrôlées (Bariac *et al.*, 1991), le temps requis pour le développement d'un état stationnaire pour l'eau du sol peut prendre plusieurs jours à plusieurs mois (Zimmermann *et al.*, 1967 ; Barnes et Allison, 1983 ; Mathieu et Bariac, 1996a). En effet, le volume d'eau concerné par le processus d'évaporation est beaucoup plus important et les flux sensiblement plus faibles que lors de la transpiration lorsque le couvert végétal est bien développé, entre autres. Nous devions donc vérifier que pour ses dimensions et la gamme d'humidité volumique décrite lors des journées de partition, le sol du monolithe pouvait atteindre l'état isotopique stationnaire, avec ou sans couvert végétal.

Au début de chaque expérience, lorsqu'il n'y avait pas de végétation, on a pu vérifier que :

(i) la vapeur générée par le monolithe et récupérée sous forme de condensats était représentative de *Ev* ;

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

(ii) l'eau du sol était à l'état isotopique stationnaire en vérifiant l'égalité par la mesure : $\delta_{cond} = \delta_{a\lim} = \delta_{Ev}^{s}$ en comparant eau d'alimentation et eau des condensats.

Pour les journées de partition, on exploite les profils de charge hydraulique et d'humidité volumique pour évaluer la stabilité des flux d'eau aux différentes profondeurs.

4.6 Analyses isotopiques

L'eau du sol, des chaumes et des feuilles a été distillée sous vide (Araguas-Araguas *et al.*, 1995; West *et al.*, 2006). Les analyses isotopiques ont été réalisées, suivant la méthode d'Epstein et Mayeda (1953), avec un système de préparation par équilibration (Isoprep 18, Fison) couplé à un spectromètre de masse isotopique à triple collecteur (Optima, Fison). Les erreurs standards pour l'oxygène 18 sont de 0.15 ‰ pour les condensats, l'eau d'alimentation, l'eau du sol, l'eau des feuilles et des chaumes, ainsi que la vapeur. Dans le cas d'une distillation incomplète, on corrige les résultats selon le modèle d'évaporation de Rayleigh.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

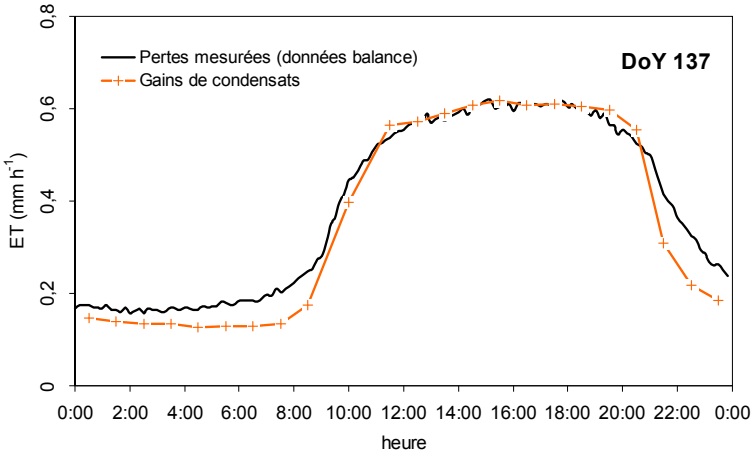


Figure 20. Comparaison des évolutions des densités de flux horaires de ET déduits de la pesée des condensats et des pertes mesurées par la balance au jour 137 de l'expérience Monolithe I

Jour de l'année (DoY)		**98**	**110**	**122**	**130**	**137**
Jour après le semis		4	16	28	36	43
Hauteur de végétation (m)		0	0.12	0.16	0.17	0.37
Indice Foliaire (m^2 m^{-2})		0	0.4	1.2	1.6	3.9
1	**Flux moyenné sur la période 12:00 – 18:00 ET_w (mm h^{-1})**	0.15	0.19	0.33	0.45	0.59
	déviation standard mesurée (nombre de donnée)	*0.01 (37)*	*0.01 (37)*	*0.03 (37)*	*0.03 (37)*	*0.03 (37)*
2	**Flux moyenné sur la période 12:00 – 18:00 ET_c (mm h^{-1})**	0.15	0.19	0.30	0.41	0.62
	déviation standard mesurée (nombre de donnée)	*0.01 (7)*	*0.01 (7)*	*0.01 (7)*	*0.05 (6)*	*0.01 (6)*
(1-2)/1	*(%)*	*+2.8*	*+1.6*	*+7.0*	*+8.4*	*-5.0*

Tableau VII. Evolution de l'indice foliaire, de la hauteur de végétation et des flux d'ET lors de Monolithe I

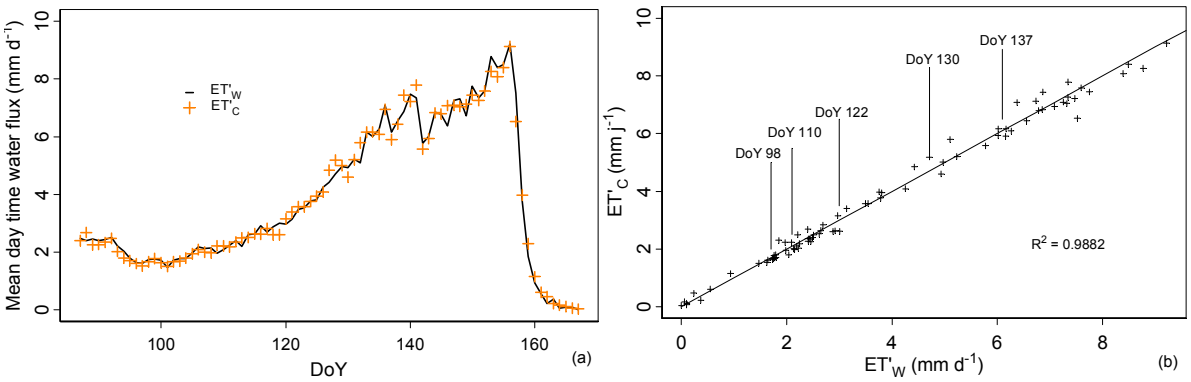


Figure 21a et b. (a) Comparaison des évolutions des flux diurnes (8:00 – 20:00) de ET déduits de la pesée des condensats (ET_C) et des pertes mesurées par la balance (ET_W), (b) Relation établie entre ET'w et ET'c, les moyennes diurnes (8:00 – 20:00) des flux d'ET (mm j^{-1})

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

5 RESULTATS ET DISCUSSION DES EXPERIENCES SUR MONOLITHES DE SOL

5.1 Résolution du bilan de masse

5.1.1 Echelle horaire

La Figure 20 donne un exemple de la corrélation obtenue pour le jour de l'année 137, soit la dernière journée de partition, entre les flux horaires de pertes mesurées par la balance d'une part et des gains de condensats récupérés par l'échantillonneur d'autre part.

Après allumage des lampes (8:00) et jusqu'à 12:00 environ, on observe une augmentation des densités de flux d'évapotranspiration d'une valeur minimale (0.18 mm h^{-1}) jusqu'à une valeur maximale et constante (0.59 mm h^{-1}). Avant 8:00, on constate qu'il y évapotranspiration (*i.e.* transpiration) nocturne correspondant à 25% de l'*ET* diurne maximale. Ceci est la conséquence, notamment, d'une humidité relative différente de l'unité dans RUBIC I (du à une température de l'air trop importante) et donc d'un *vpd* non nul. L'absence de régulation de la température nocturne à l'origine de ces flux à été corrigée depuis. Entre 12:00 et 18:00, période pendant laquelle on effectue la partition, on observe la meilleure corrélation possible entre les deux flux. Après extinction des lampes (20:00), il y a décroissance progressive des densités de flux et retour à la valeur observée pendant la nuit. On remarque lors des phases de croissance et décroissance des flux d'évapotranspiration que l'on récupère moins de condensats que les pertes mesurées par la balance. C'est un phénomène que l'on a pu constater tous les jours des expériences *Monolithe I* et *II*. Il est la conséquence du fonctionnement même du condenseur de chaleur (cf. paragraphe 2.1.2). Durant la nuit, l'humidité dans la chambre augmentant et les flux d'air d'entrée et de sortie étant les mêmes, on observe de plus grandes pertes d'eau sous forme vapeur : on ne condense pas autant d'eau que l'on mesure de pertes d'eau par évapotranspiration.

5.1.2 Echelle de la journée

Durant toute l'expérience, une très bonne correspondance a été observée entre les valeurs de flux d'*ET* à l'état stationnaire isotopique déduites d'une part de la pesée du monolithe (ET_w) et d'autre part de la récupération des condensats (ET_c). Le Tableau VII donne les moyennes et leurs déviations associées de ET_w et ET_c (mm h^{-1}) entre 12:00 et 18:00 pour les jours de la partition. La Figure 21a donne les évolutions de ET'_w et ET'_c, les moyennes diurnes (8:00 – 20:00) de l'*ET*.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

***Jour de l'année* DoY**		**98**	**110**	**122**	**130**	**137**	**86<DoY<167**
humidité relative (%)	***Au dessus de la végétation (capteur capacitif haut)***	49.3	48.8	50.2	49.5	50.4	51.0
dev. st. mesurée *(nb données = 37)*		0.3	0.1	0.3	0.4	0.3	0.8
température de l'air(°C)*		25.0	25.3	25.2	25.3	25.4	25.0
déficit de pression de vapeur (hPa)**		16.1	16.5	16.0	16.2	16.2	15.5
humidité relative (%)	***A l'intérieur de la végétation (capteur capacitif bas)***	57.5	58.5	60.5	61.8	66.4	60.4
dev. st. mesurée *(nb données = 37)*		0.4	0.1	0.3	0.8	0.4	0.8
temperature de l'air(°C)*		24.7	24.5	24.3	24.0	24.3	24.4
déficit de pression de vapeur (hPa)**		13.3	12.8	12.1	11.4	11.8	12.1

**la déviation standard mesurée pour la température (nb de données = 37) était de 0.1°C pour la majorité des valeurs*

*** la déviation standard mesurée pour le déficit de pression de vapeur (nb de données = 37) était de 0.2 hPa pour la majorité des valeurs*

Tableau VIII. Evolution de l'humidité relative (%) et de la température de l'air (°C) mesurées par les sondes capacitives basse et haute dans RUBIC I et évolution du déficit de pression de vapeur calculé.

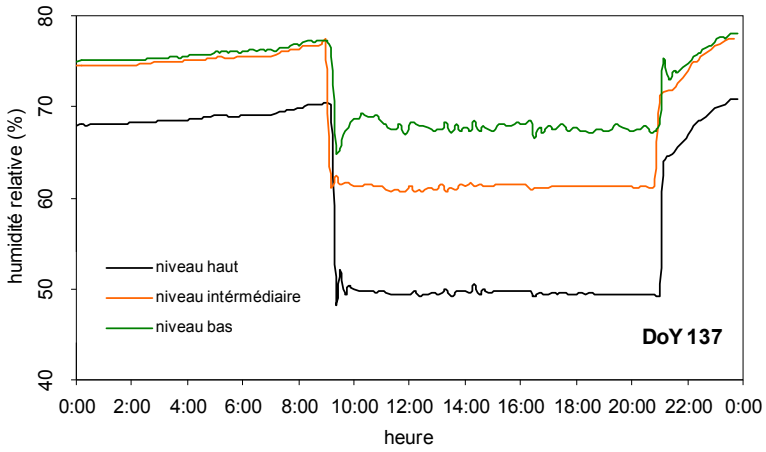


Figure 22. Evolutions des humidités relatives aux trois niveaux de mesure au jour 137 de l'expérience Monolithe I

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

La très bonne corrélation entre les valeurs de flux (Figure 21b, R^2=0.99) nous assure donc qu'il n'y a pas eu de contamination du module atmosphérique par de l'air exogène à la chambre. La faible différence positive entre ET'_w et ET'_c (mm j^{-1}) s'explique par la légère perte de vapeur d'eau par soutirage d'air depuis RUBIC I. Lorsque cette différence est négative, elle est la conséquence d'une moins bonne récupération des condensats et/ou de la précision de la pesée du monolithe par la balance (perturbation de la pesée lors des prélèvements de sol et de plantes).

5.2 Stabilité des paramètres du module atmosphérique de RUBIC I

5.2.1 Déficit de pression de vapeur de l'atmosphère

Le Tableau VIII donne les valeurs mesurées de la température de l'air T_{atm} et de l'humidité relative h_{atm}, ainsi que du déficit de pression de vapeur vpd_{atm} (hPa).

A partir du jour 130 et jusqu'au développement maximal de la végétation (Jour 137), le capteur capacitif bas est alors situé dans le couvert végétal. Entre 12:00 et 18:00, h_{atm} et T_{atm} sont constantes dans le temps pour les 5 jours de la partition, mais les valeurs diffèrent entre capteurs. Cette différence s'accentue avec le développement de la végétation, au fur et à mesure que la résistance du couvert à l'homogénéisation de l'air dans RUBIC I augmente.

On observe le gradient $h_{atm}^{capteur_bas} > h_{atm}^{capteur_haut}$, $T_{atm}^{capteur_bas} < T_{atm}^{capteur_haut}$ avec une tendance à la hausse de l'humidité relative au niveau bas pendant la durée de *Monolithe I*, ce qui est en accord avec le développement de la couverture végétale. A part le volume d'air compris dans la végétation, on a pu vérifier que l'atmosphère de RUBIC I était régulée à T_{atm} = 25°C et h_{atm} = 50%. La demande climatique, exprimée en déficit de pression de vapeur, a donc été maintenue constante au dessus de la végétation durant les périodes où la partition a été effectuée.

Pour l'exemple particulier du jour 137, la Figure 22 donne l'évolution des humidités relatives aux trois niveaux de mesure. Avant allumage des lampes, on observe que les valeurs basse et intermédiaire sont similaires, illustrant l'influence du couvert végétal. On constate également qu'on n'atteint pas la saturation pendant les périodes de nuit.
Après allumage des lampes, les capteurs mesurent trois valeurs distinctes et constantes dans le temps.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

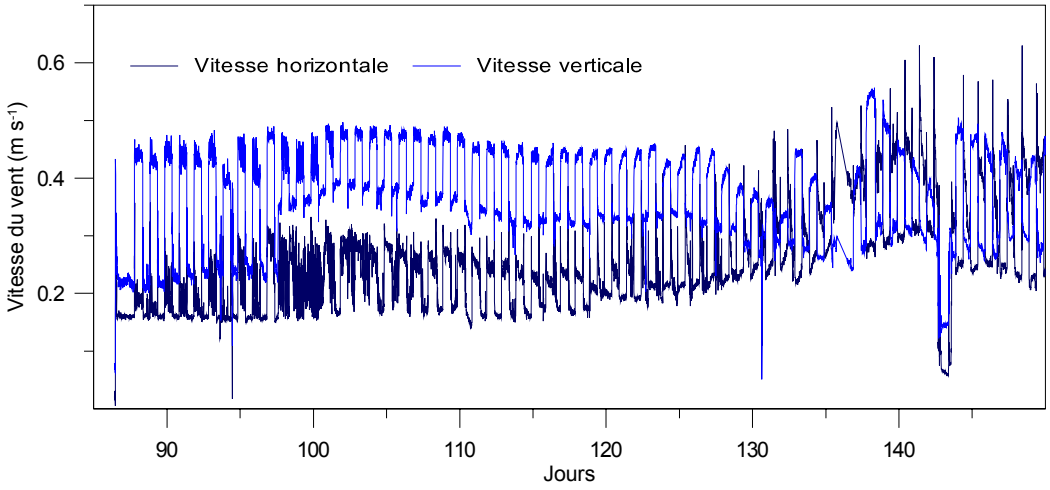


Figure 23. Evolutions des composantes verticale et horizontale de la vitesse du vent (niveau intermédiaire)

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

5.2.2 Vitesse du vent

La figure 23 donne l'évolution des composantes verticale et horizontale de la vitesse du vent mesurées pendant l'expérience Monolithe I à mi-hauteur dans RUBIC I (niveau intermédiaire).
On remarque d'emblée sur une grande partie de l'expérience (jusqu'au jour 134, environ), que l'on obtient des valeurs de vitesse verticale plus élevées que celles de la vitesse horizontale. Ceci illustre que l'homogénéisation de la température et de l'humidité (par brassage d'air humide au contact de l'échangeur de chaleur) de l'air se fait selon un plan vertical et non transversal dans la chambre (voir figure 8, chapitre 2). Le constat est bien plus évident ici que lors de l'expérience *IsoPan* car le point de mesure des composantes du vent est plus proche des ventilateurs (niveau intermédiaire à 0.525 m).
La première période de l'expérience, *i.e.* lorsque le sol est nu de toute végétation (avant le jour 98), illustre l'importance du placement des deux capteurs dans la chambre : pour des raisons techniques (encombrement), le capteur mesurant la vitesse verticalement a dû être déplacé. Si les valeurs diurnes (~0.42 m s^{-1} en moyenne) restent inchangées, ce n'est pas le cas des mesures nocturnes dont les valeurs varient positivement d'environ 0.2 m s^{-1}. Cela s'explique par le fait que le capteur en question a été rapproché de la paroi ou se trouve la turbine qui fonctionne en continu durant l'expérience (*i.e.* jour *et nuit*). A partir du jour 98 et jusqu'au jour 130, les valeurs des composantes verticale et horizontale ont des tendances respectives à la baisse et à la hausse. Elles ont une évolution superposée à partir du jour 135. Au-delà de cette journée, la végétation est bien développée et sa hauteur comprise entre 0.17 m et 0.37 m (auquel il faut ajouter 0.20 m pour l'ensemble peson + sol) est très certainement suffisante pour influencer significativement la mesure (*cf.* Tableau VII).
Enfin, on peut identifier graphiquement les interventions faites sur la chambre lors des prélèvements de sol et de plantes aux jours de partition 130 et 137 ainsi que celle du jour 143, après l'arrêt de l'alimentation en eau du monolithe.

Pour conclure, les deux composantes ont des valeurs stables à l'échelle de la journée d'éclairement de la chambre, entre 8:00 et 20:00, mais qui varient grandement à l'échelle de l'expérience, conséquence de l'homogénéisation spécifique de l'atmosphère de la chambre, du développement de la végétation et également des interventions ponctuelles sur la chambre (prélèvements de sol et de plantes).

Dans la suite de ce travail, on tentera d'ajuster les résultats analytiques de Barnes et Allison (1983) (présentés au chapitre 1) au profil en isotopes dans un sol nu (*i.e.* jour 98). Pour cela, il faut choisir une valeur de fractionnement cinétique qui corresponde le plus au type de régime aérodynamique de la couche d'air en contact avec le sol. Il est, de toute façon, difficile de caractériser un tel régime dans la chambre RUBIC I tant son volume est restreint, et *a fortiori* si l'on y place un volumineux monolithe du sol. Mais on peut raisonnablement dire que la vitesse du vent à la surface du sol (niveau bas de la

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

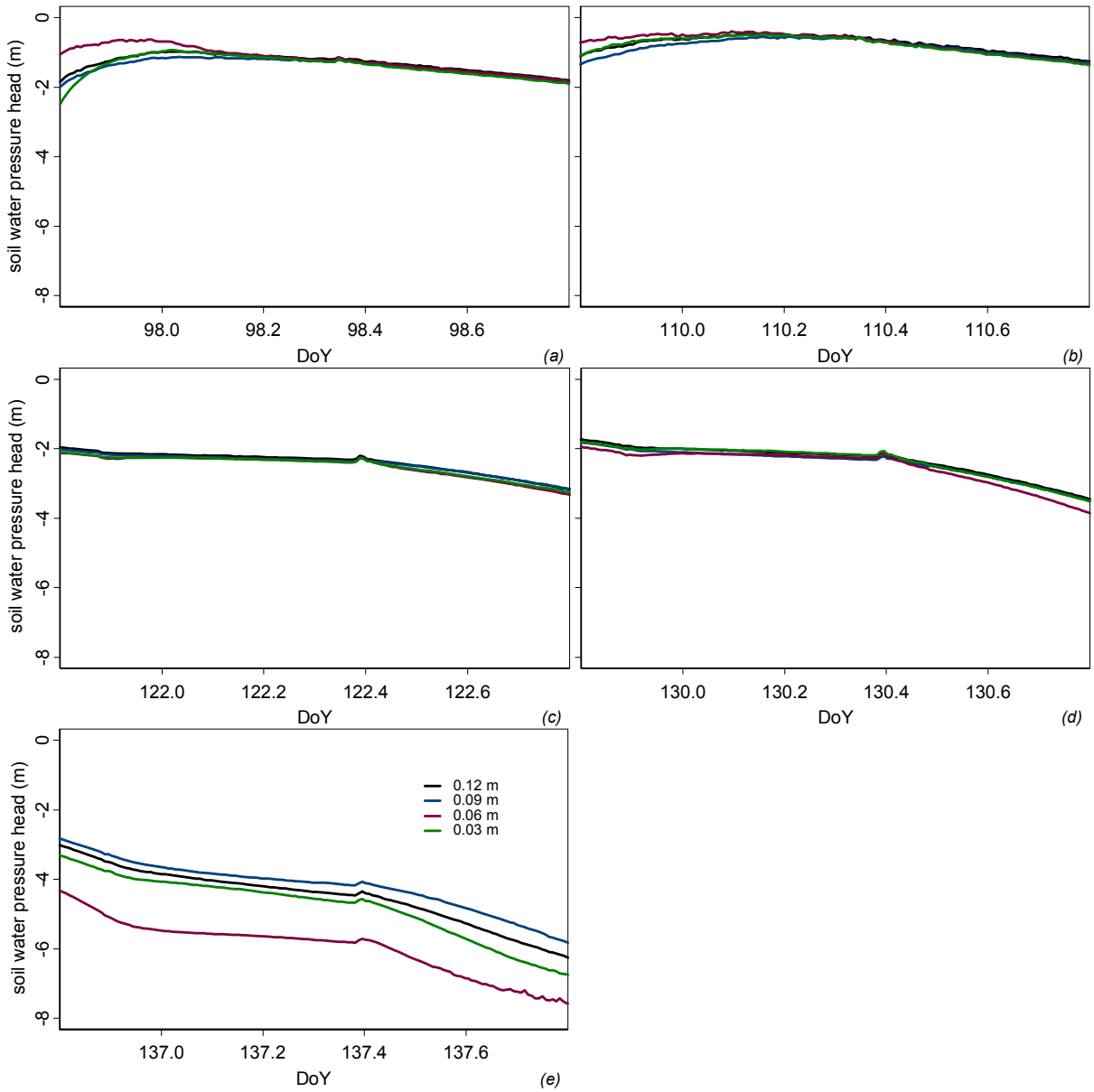


Figure 24a, b, c, d et e. Evolutions des charges hydrauliques calculées à partir des valeurs tensiométriques aux 4 profondeurs de mesures (-0.12 m, -0.09 m, -0.06 m, 0.03 m) lors des jours de partition (a. Jour 98, b. Jour 110, c. Jour 122, d. Jour 130 et e. Jour 137).

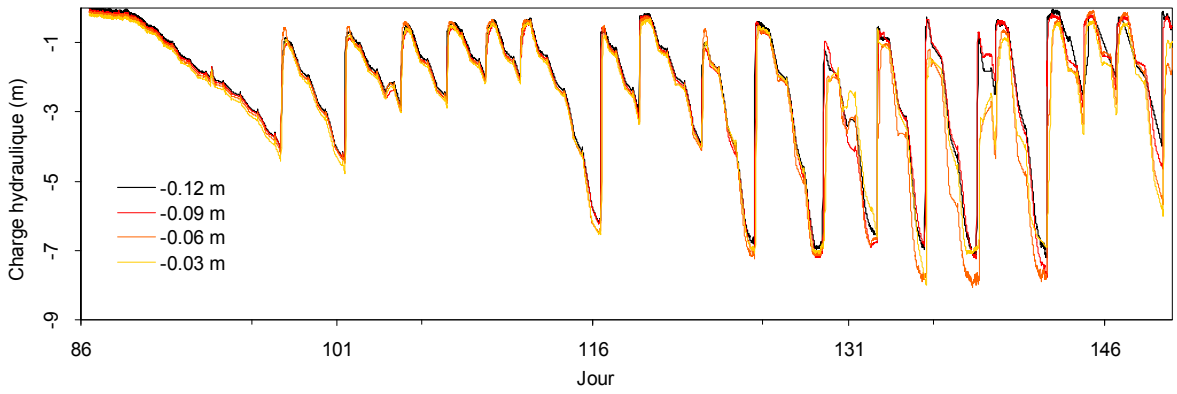


Figure 25. Evolutions des charges hydrauliques aux 4 profondeurs de mesure durant Monolithe I

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

chambre) avant le jour 101 (levée de la végétation), même si elle est plus faible que celle mesurée au niveau intermédiaire, reste importante et que le régime associé est turbulent. C'est pour cela que l'on utilisera par la suite une valeur de fractionnement cinétique $\alpha_K = 1.0141$ (Merlivat, 1978).

5.3 Flux d'eau dans le sol des monolithes

La Figure 24 montre l'évolution des charges hydrauliques *H* aux 4 profondeurs de mesures lors des 5 journées de la partition.

Leurs évolutions sont comparables pour les jours 98, 110, 122 et 130 (Figure 24a, b, c et d) : de 8:00 à 20:00, les courbes chutent sensiblement et de façon constante du jour 98 à 137. Les « coefficients directeurs » de ces courbes, qui augmentent tout au long de l'expérience, suggèrent des remontées capillaires de plus en plus importantes à mesure que le couvert se développe.

Des différences significatives de *H* entre les différents capteurs sont néanmoins observées pour le jour 137 (Figure 24e), bien que le protocole de réalimentation en eau du sol soit respecté (apport d'un volume d'eau de manière à atteindre la capacité au champ du sol du monolithe correspondant à θ~0.32 $m^3\ m^{-3}$). Dans ce cas, ceci est notamment du à un important flux d'*ET* pendant le jour 136 (0.57 mm h^{-1}) après que la réalimentation soit effectuée (de 18:00 à 20:00) et à un flux d'*ET* différent de zéro durant la nuit précédent le Jour 137. On observe de l'évapotranspiration nocturne lorsque la demande climatique dans RUBIC I est non nulle, *i.e.* lorsque l'humidité relative h_{atm} est différente de 100%, ce qui se produit généralement quand l'air ne se refroidit pas assez pendant la nuit, où lorsque la température du liquide refroidissant dans l'échangeur (température de rosée) est trop basse (condensation nocturne excessive). Les gradients de *H* pour ce même jour ne sont pas en adéquation avec le fait que l'on réapprovisionne le sol de *Monolithe I* par le bas ($H_{0.06} < H_{0.03} < H_{0.12} < H_{0.09}$). Cela illustre ici l'importance de l'extraction racinaire dans la mesure de *H* pour le cas des expériences en monolithes de sol : la distribution *a priori* non homogène des racines influe grandement sur les valeurs de *H*. De manière générale, la relative imprécision de positionnement des capteurs dans le sol, compte tenu de leur faible écartement (0.03 m), doit avoir un impact sur le calcul des gradients de charge.

La Figure 25 donne l'évolution des charges hydrauliques aux 4 profondeurs de mesure pour l'ensemble de l'expérience *Monolithe I*. On peut y visualiser les réalimentations successives réalisées. On remarque également qu'au fur et à mesure de la croissance de la végétation, il y a augmentation de la disparité entre les valeurs de charge hydraulique relevées par les différents capteurs pour une date donnée, ce qui illustre l'influence grandissante de l'extraction racinaire dans la mesure du potentiel matriciel dans le sol.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

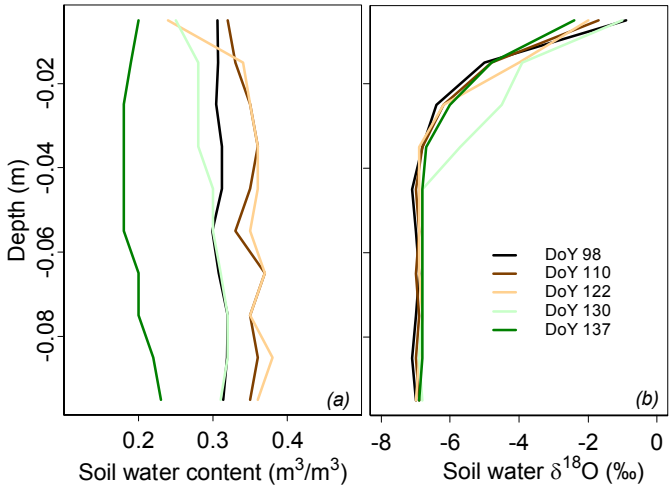


Figure 26a et b. Profils d'humidité volumique et de composition isotopique dans le sol pour les journées de la partition

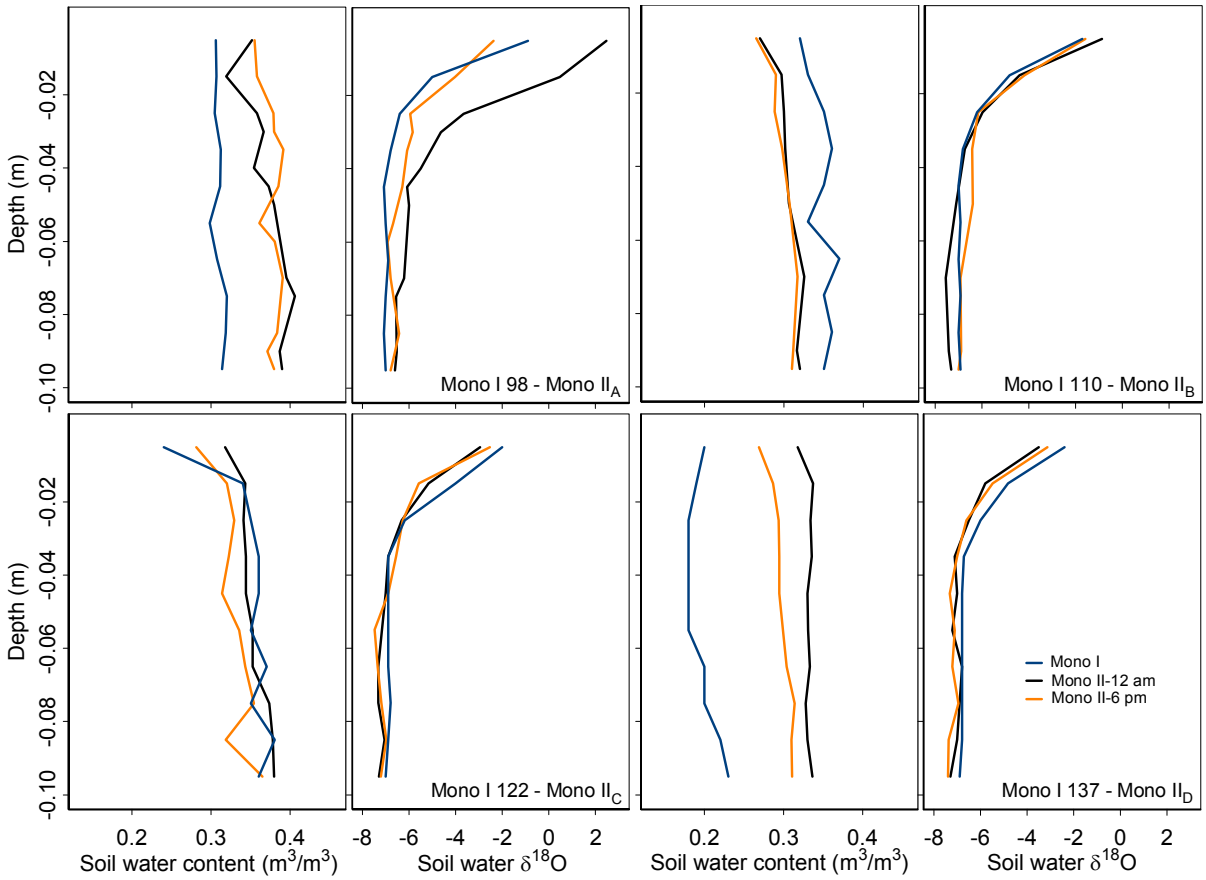


Figure 27. Profil de teneurs en eau volumique et de composition isotopique moyennés à partir des différents prélèvements de sol effectués à 12:00 et 18:00 lors des expériences Monolithe II_A, Monolithe II_B, Monolithe II_C, Monolithe II_D et comparaison avec Monolithe I.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

5.4 Comparaison entre profils isotopiques dans le sol mesurés lors des expériences *Monolithe I* et *II*

A la fin de chaque journée de partition (après 18:00), on prélève des échantillons de sol depuis la surface jusqu'à - 0.1 m de profondeur, de 0.01 m en 0.01 m. Les profils d'humidité volumique θ et de composition isotopique $\delta^{18}O$ obtenus sont présentés Figure 26.

Bien que les humidités volumiques soient différentes entre les journées de la partition (Figure 26a), les profils isotopiques se superposent quasiment, à l'exception du jour 130, avec une variation de moins de 2‰ en surface (Figure 26b). Ceci est très certainement dû à l'extraction racinaire globale (extractions racinaires à toutes les profondeurs dans le sol), qui augmentent lors de l'expérience jusqu'à sa valeur maximale au jour 137 (indice foliaire maximal). Le processus d'extraction racinaire ne s'accompagnant pas de fractionnement isotopique (Zimmermann *et al*., 1967), il est source d'une modification des teneurs en eau mais pas des teneurs en isotopes dans le sol. Après prélèvement dans une couche de sol donnée, l'eau présente dans cette couche conserve la même signature observée avant extraction. Le prélèvement racinaire n'induit donc pas de gradients d'isotopes dans le sol contrairement au processus d'évaporation (chapitre 1.3). Le profil isotopique perturbé mesuré au jour 130 entre les profondeurs -0.02 m et -0.04 m est probablement dû à une réalimentation par remontées capillaires ayant entrainé un régime hydrique trop éloigné du régime permanent (voir également paragraphe 6.5).

Presque tous les profils d'humidité obtenus sont uniformes selon la verticale, à part pour le jour 122 où l'on observe une différence de teneur en eau entre les profondeurs -0.005 m et -0.015 m, conséquence possible d'une recharge insuffisante en eau depuis les horizons plus profonds. Ce dernier résultat indique l'existence éventuelle d'un état hydrique transitoire pour le sol en surface.

Il est intéressant de comparer les profils précédents avec ceux prélevés lors des expériences *Monolithe II* (Figure 27).

On constate qu'à part pour *Monolithe* II_A, les profils isotopiques ne subissent pas d'évolution significative entre 12:00 (1ère série de 3 profils prélevés) et 18:00 (2ème série de 3 profils prélevés). Ceci tend à démontrer ici l'existence d'un état isotopique stationnaire durant cette période de temps de 6 heures. La comparaison entre les profils de sol prélevés lors des expériences *Monolithe I* et *II* montre que bien que les protocoles de réalimentation en eau soient identiques, on constate des différences de valeur d'humidité volumique, en particulier jusqu'à 0.07 m m^{-3} pour le jour 137 (*Monolithe I* – *Monolithe* II_D). Par contre, les profils isotopiques correspondent bien entre les différentes expériences, avec des différences de moins de 0.3‰, ce qui montre qu'il est donc possible de les reproduire de manière satisfaisante.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

Jour de l'année (DoY)		**98**	**110**	**122**	**130**	**137**
Nombre de jours après le semis (DAS)		4	16	28	36	43
Valeurs moyennées de $\partial^{18}O$ sur la période 12:00–18:00 (‰)	Vapeur atmosphérique	-15.9	-15.2	-15.2	-15.7	-15.6
	Condensats (*ET*) *(nombre de données = 7)*	-6.7	-6.4	-6.4	-6.2	-6.2
	Eau d'alimentation (*Ev*) *(nombre de données = 1)*	-6.8	-6.9	-6.9	-6.8	-6.7
	Eau des chaumes (*Tr*)	(-)	1.7	-4.1	-4.7	-6.3
	(nombre de données)	*(-)*	*(1)*	*(1)*	*(1)*	*(7)*
Partition x (%)		**100**	**94**	**83**	**70**	**5**
Incertitude minimale dx_{min} (%)		**(-)**	**2**	**7**	**9**	**48**
Incertitude maximale dx_{max} (%)		**(-)**	**2**	**7**	**10**	**74**

Tableau IX. Valeurs des signatures isotopiques de la vapeur atmosphérique de RUBIC I (piégeage cryoscopique), des signatures isotopiques de ET (condensats), Ev (eau d'alimentation) et Tr (eau des chaumes de fétuque) à l'état isotopique stationnaire. Valeurs correspondantes de x et estimations de dx obtenues à partir des résultats de Philipps et Gregg (Eq. (72)).

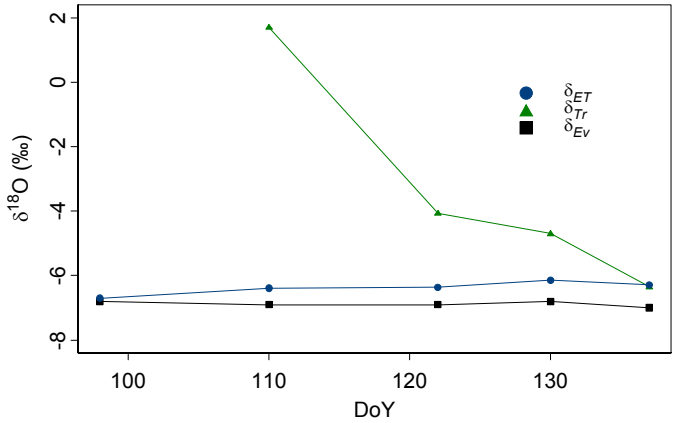


Figure 28. Evolutions de δ_{Ev}, δ_{Tr} et δ_{ET} durant Monolithe I

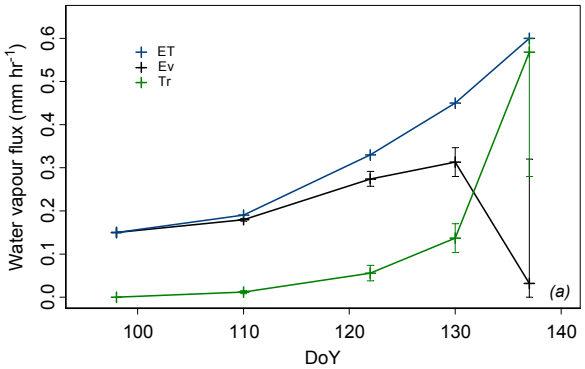


Figure 29a. Evolutions de ET, Ev et Tr durant Monolithe I.
Ev et Tr sont calculés à partir de la partition x. Erreur minimale.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

5.5 Résultats de la partition

Le Tableau IX fournit, pour les 5 journées de la partition, les valeurs de δ_{chaume}, δ_{alim}, δ_{cond} et δ_{atm}, ainsi que la contribution *x* de *Ev* à *ET* (Eq. (71)) et l'erreur estimée *dx* (Philipps et Gregg, Eq.(72)).

Lorsque le couvert végétal est peu développé, en particulier au jour 110 (DAS = 16, IF = 0.4) et 122 (DAS = 28, IF = 1.2), un prélèvement *excessif* de chaumes pourrait avoir un impact sensible sur le flux d'évapotranspiration et par conséquence perturber le régime hydrique permanent atteint dans le sol : un autre régime permanent s'établirait (flux d'*ET plus faible* dans ce cas), impliquant l'existence d'un état isotopique transitoire ($\delta_{Ev} \neq \delta_{a\lim}$) jusqu'à l'atteinte d'un autre état isotopique stationnaire. On observerait également une modification de δ_{Tr} (=δ_{chaume}) fonction du profil isotopique dans le sol et de la densité racinaire (Eq. (53bis)).

Il est donc très important d'échantillonner les chaumes de fétuque de façon homogène sur toute la surface du monolithe, et à un instant approprié, c'est-à-dire vers 18:00, quand sol et plantes ont la plus grande probabilité d'avoir atteint l'état isotopique stationnaire.

On prélève 4 thalles de fétuque dont on regroupe les chaumes dans un seul pillulier. Au jour 137, on a une quantité suffisante de plants de fétuque pour réaliser les prélèvements au pas de temps horaire, de 12:00 à 18:00 (nombre d'échantillons = 7, Tableau IX).

On peut noter, que pour le jour 110, l'unique valeur de δ_{chaume} (échantillonnage à 18:00) est supérieure à la plus enrichie des signatures isotopiques de l'eau dans le sol : cela prouve que même avec notre précision de prélèvement dans le sol (0.01 m), on a des difficultés à caractériser δ_{surf}. Le calcul de δ_{surf} réalisé pour le jour 98 montre que cette valeur est donc certainement bien plus élevée que les valeurs de signatures mesurées en surface dans le sol. La valeur de δ_{surf} mesurée au jour 110 est donc réaliste et indique que les plantes prélèvent tout à fait en surface.

Les valeurs minimale (dx_{min}) et maximale (dx_{max}) de *dx* sont reportées dans le Tableau IX. L'incertitude est inférieure à 10% pour les jours 110, 122 et 130 mais atteint 48 à 74% pour le dernier jour de la partition (jour 137), lorsque les valeurs de δ_{Tr} et δ_{Ev} sont le plus rapprochées.

L'évolution des signatures isotopiques des condensats, de l'eau des chaumes et de l'eau d'alimentation du monolithe est présentée Figure 29a.

Pour chaque journée de la partition, *x*ET et (1-x)*ET* donnent respectivement les valeurs des flux d'*Ev* et de *Tr*. Les Figures 28a et b montrent l'évolution dans le temps de *ET*, *Ev* et *Tr* pendant l'expérience *Monolithe I* lorsque les incertitudes dx_{min} et dx_{max} sont prises en compte, respectivement. On constate que les flux d'*Ev* augmentent du jour 98 (0.15 mm h^{-1}) au jour 130 (0.31 mm h^{-1}), bien que le couvert végétal se développe et doit théoriquement constituer un frein à l'évaporation (*e.g.* Ritchie *et al.*,1972) . Après le jour 130, il existe 3 scénarii possibles pour *Ev* :

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

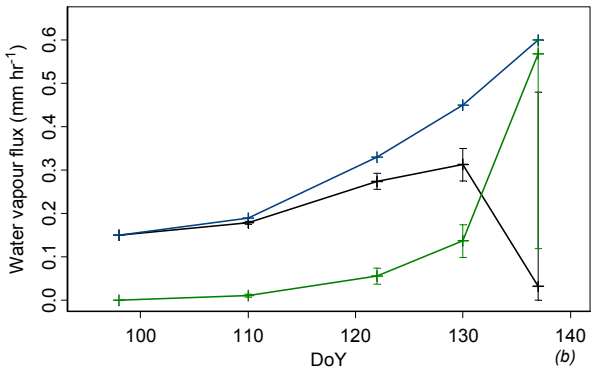


Figure 29b. Evolutions de ET, Ev et Tr durant Monolithe I.

Ev et Tr sont calculés à partir de la partition x. Erreur maximale.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

(i) si l'on ne considère pas d'incertitude associée à x, Ev chuterait fortement de 0.31 mm h^{-1} à 0.03 mm h^{-1} ;

(ii) si l'on considère dx_{min}, Ev resterait constant dans le temps et conserverait une valeur proche de 0.32 mm h^{-1} jusqu'au jour 137 ou bien chuterait jusqu'au flux nul ;

(iii) enfin, si l'on prend en compte dx_{max}, Ev augmenterait jusqu'à 0.48 mm h^{-1} (Figure 29b) ou à l'inverse chuterait jusqu'au flux nul.

5.6 Ajustements des modèles de Craig et Gordon (1965) et de Barnes et Allison (1983) sur les données sol nu

L'objectif de ce paragraphe sera de savoir, s'il est possible, avant même d'avoir recours à l'utilisation d'un modèle mécaniste, en l'occurrence ici SiSPAT_Isotope, de déduire quelques conclusions simples en comparant données et résultats analytiques de Craig et Gordon (1965) et Barnes et Allison (1983).

En s'appuyant sur les résultats théoriques abordés dans le paragraphe 1.3.1.1 et sur la méthode expliquée dans le chapitre 5.4, on peut calculer les valeurs théoriques de δ_{surf} à partir des profils isotopiques prélevés lors des expériences *Monolithe I* et II_A (sol nu) et en adaptant Eq. (30) au cas d'un sol nu ($\delta_{surf} = \delta^{s}_{liq}$) :

$$\delta_{surf} = \xi(\delta_{a\lim} + 1) + \alpha_{eq} h_{atm}(\delta_{atm} + 1) - 1 \qquad \text{(30bis)}$$

Les valeurs utilisées pour les différentes variables sont : α_K = 1.0141 (*cf.* paragraphe 5.2.2), α_{eq} = 1.0096, h_{atm} = 0.50, T_{atm} = 25°C, T_{surf} = 22°C (valeur de température donnée par le capteur capacitif situé à -0.03 m de profondeur). On en déduit l'humidité relative normalisée à la température de surface h'_{atm} = 0.59 (en accord avec les résultats obtenus, Tableau VIII). Enfin, pour δ_v, on utilise les valeurs obtenues après piégeage de la vapeur en sortie de RUBIC I.

δ_{surf} est calculée à 3.2‰, 3.5‰ and 3.5‰ pour *Monolithe I* (Jour 98), *Monolithe* II_A – 12:00 et – 18:00, respectivement. Les erreurs résultantes associées à ces valeurs sont estimées à $\pm$0.9‰, lorsque l'on ne considère que l'erreur analytique (précision de la mesure isotopique, précision des capteurs) et $\pm$2.7‰ lorsqu'est prise aussi en compte l'erreur liée à la méthode d'échantillonnage et de récupération de l'eau (techniques de prélèvement de sol et de distillation sous vide). Le détail du calcul d'erreur est donné en *Annexe B2*. On constate que les valeurs calculées de δ_{surf} sont plus importantes que le maximum mesuré en surface (+2.5‰) lors des expériences. Ce résultat a été également reporté par Braud *et al.* (2009a), qui ont mesuré l'évolution de la composition isotopique de

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

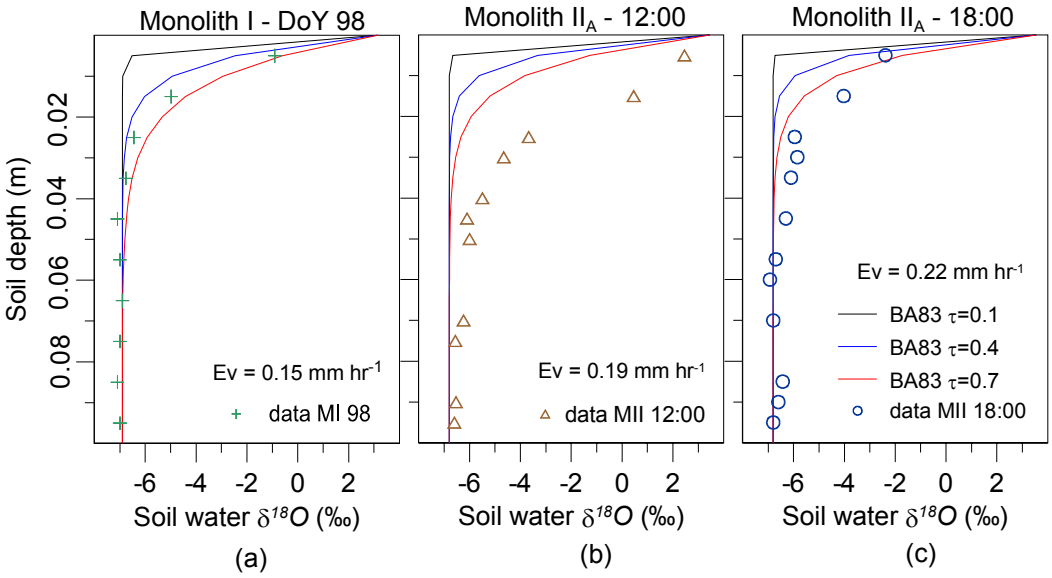


Figure 30a, b et c. Comparaison entre les profils isotopiques prélevés lors de Monolithe I – Jour (DoY) 98 et Monolithe II$_A$ avec l'expression de Barnes et Allison (1983) (Eq. (36b)). Forçage par les flux d'Ev.

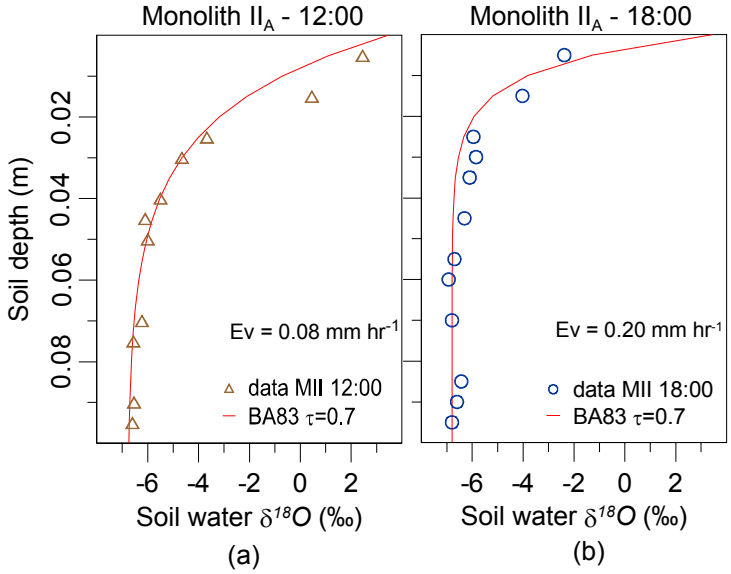


Figure 31a et b. Comparaison entre les profils isotopiques prélevés lors de Monolithe II$_A$ (12:00 et 18:00) avec l'expression de Barnes et Allison (1983) (Eq. (36b)). Forçage avec τ=0.7

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

l'évaporation d'un sol nu en conditions contrôlées (colonnes de sol) : il est difficile, dans le cas d'un sol saturé (absence d'une couche sèche en surface), de caractériser avec précision la composition isotopique de l'eau du sol en surface pour en déduire, à l'aide d'Eq. (30bis), celle de l'évaporation. L'utilisation traditionnelle de Eq. (30bis) peut mener, *in situ*, à une forte sous-estimation de δ_{Ev}, si l'on ne prélève pas assez finement le sol en surface. Dans le cas d'un sol sec (existence d'une région « vapeur »), il est alors important de bien identifier le front d'évaporation dans le sol et en connaître la composition isotopique de l'eau présente pour déterminer δ_{Ev}.

Eq. (36b) est ensuite forcée avec les valeurs de δ_{alim} et δ_{surf}. $\overline{\theta}$ (intervenant dans l'expression de D_i^{liq*}, Eq. (35)) est estimée à partir des données et D_{eau} est calculée à T_{surf}.

La Figure 30 présente la comparaison entre la courbe exponentielle tracée à partir de Eq (36b) et les profils isotopiques prélevés lors des expériences *Monolithe I* – Jour 98 et *Monolithe II$_A$*, en considérant 3 valeurs différentes pour la tortuosité (τ=0.1, τ=0.4, τ=0.7), et en forçant Eq. (36b) avec les valeurs mesurées des flux d'*Ev* (mesure des flux de condensats récupérés, $Ev_{Mono_I}^{Jour_98}$ = 0.15 mm h^{-1}, $Ev_{Mono_II}^{12:00}$ = 0.19 mm h^{-1}, $Ev_{Mono_II}^{18:00}$ = 0.22 mm h^{-1}).

Le meilleur résultat est obtenu avec *Monolithe I* – Jour 98 avec τ=0.7 (Figure 30a, E_f = 0.97). Cependant, pour cette même valeur de τ, la courbe tracée à partir de Eq. (36b) ne correspond pas avec les résultats de *Monolithe II$_A$* – 12:00 (Figure 30b, E_f = 0.37) et – 18:00 (Figure 30c, E_f = 0.77).

En conservant la valeur de τ = 0.7, on peut inversement en déduire la valeur de flux d'*Ev* qui fournirait le meilleur ajustement avec les profils isotopiques dans le sol (Figure 31a et b). On obtient ainsi les valeurs suivantes : 0.08 mm h^{-1} pour *Monolithe II$_A$* – 12:00 (E_f = 0.91) et 0.20 mm h^{-1} pour *Monolithe II$_A$* – 18:00 (E_f = 0.79).

Ces résultats montrent que des problèmes sont apparemment survenus lors de l'expérience *Monolithe II$_A$*. Bien qu'elle soit réalisée sous les mêmes conditions hydro-climatiques et pédologiques que *Monolithe I* – Jour 98, on ne peut pas observer de mesure comparables des profils isotopiques et de flux d'*Ev*.

D'après Eq. (36b), l'évolution de la forme du profil isotopique de *Monolithe II$_A$* pendant la période de la partition est dépendante de l'état du régime hydrique dans le sol : jusqu'à 12:00, l'eau du sol n'est apparemment pas à l'état isotopique stationnaire.

La prochaine étape sera d'utiliser SiSPAT_I pour tenter de vérifier la cohérence des données et éventuellement nous aider à comprendre les raisons de la perturbation des profils isotopiques, comme constaté pour *Monolithe II$_A$*.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

5.7 Conclusion

Les expériences en conditions contrôlées *Monolithe I/II* – RUBIC I montrent qu'il est possible de réaliser une partition des flux d'*ET* en *Ev* et *Tr* en utilisant les isotopes stables et lourds de l'eau lorsqu'un état isotopique stationnaire, à la fois pour l'eau du sol et des plantes, est atteint. Cet état isotopique stationnaire est obtenu grâce à un bon maintien des paramètres du module atmosphérique de RUBIC I (h_{atm}, T_{atm}, vitesse du vent) et leurs bonnes homogénéisations au dessus du couvert végétal. On ne peut pas cependant ventiler efficacement dans la végétation et limiter l'établissement d'un gradient d'humidité et de température depuis la surface du sol jusqu'à la canopée.
Le dispositif RUBIC I, outre le fait qu'il permet l'obtention d'un état isotopique stationnaire, nous donne directement accès aux flux d'évapotranspiration et à leurs signatures isotopiques dans la phase liquide (condensats) grâce à la large surface de condensation de l'échangeur de chaleur (taux de renouvellement de la vapeur élevé dans la chambre) et à l'efficacité du circuit de refroidissement (système à point de rosée). Ce système nous donne la possibilité de faire abstraction de la phase vapeur, de mesurer directement δ_{ET} et d'en déduire la partition des flux d'évapotranspiration.

La contribution de l'évaporation du sol à l'évapotranspiration réelle diminue durant l'expérience de 100% (sol nu) à 94 % (DAS = 16), 80 % (DAS = 28), 68 % (DAS = 36) pour finalement atteindre 1% (DAS = 43). Mais pour le dernier jour de la partition, l'incertitude *dx* liée au calcul de *x* est estimée à contribuer entre 48 et 74% de la partition. Cela tient du fait que la différence entre les trois signatures isotopiques (sol, plante et évapotranspiration) est du même ordre de grandeur que la précision de mesure isotopique. Ce dernier point montre une des limites des expériences sur monolithes : *RUBIC I ne peut techniquement pas nous permettre de réaliser les expériences avec plus de 0.15 m de profondeur de sol* si l'on souhaite conserver la surface de sol étudiée et les teneurs en eau volumiques rencontrées lors des expériences. La masse conjuguée du sol et de l'eau de réalimentation ne pourrait pas être supportée par l'armature de la chambre. C'est pourquoi le temps requis par le système racinaire pour extraire partiellement l'eau directement depuis le réservoir et ne pas puiser l'eau du sol est relativement court. En d'autres termes, les signaux « plante » et « sol » convergent trop rapidement, ce qui rend l'interprétation difficile pour le jour 137.

On a également pu, dans ce chapitre, évaluer le degré d'ajustement de lois simples aux données des expériences Monolithe I et II (sol nu). On fait l'hypothèse d'un sol isotherme en régime hydrique permanent et à l'état isotopique stationnaire. Après calibration du paramètre de tortuosité ($\tau = 0.7$) et calcul des valeurs de signatures du liquide en surface à partir des données à l'aide de l'équation de Craig et Gordon (1965) (en faisant l'hypothèse d'un fractionnement isotopique cinétique $\alpha_K = 1.0141$), on constate que l'expression de Barnes et Allison (1983) pour la signature isotopique du liquide dans

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

le sol s'ajuste de manière satisfaisante aux données collectées lors de Monolithe I (jour 98) et Monolithe II_A (profil effectué à 18:00). Mais ce n'est pas le cas pour le profil prélevé lors de cette même dernière expérience à 12:00. On en déduit alors que, d'après Barnes et Allison (1983), le sol du Monolithe II_A n'avait pas encore, à 12:00, atteint l'état isotopique stationnaire.

On montre aussi que la composition isotopique devant être utilisée pour caractériser l'eau du sol en surface, calculée à partir de la relation de Craig et Gordon (1965), est plus grande que celle qui est mesurée en pratique. On peut donc se poser la question de la validité de l'utilisation de cette relation pour la détermination de la signature de l'évaporation en conditions réelles. D'après nos résultats, cela mènerait à des sous-estimations importantes de la valeur de la signature de l'évaporation. Pourtant, cette relation est utilisée par différents auteurs (*e.g.* Walker et Brunel, 1990, Moreira *et al.*, 1997, Yepez *et al*., 2003).

L'étape suivante de ce travail sera de confronter les données collectées avec un modèle à base physique : SiSPAT_Isotope. On tentera de répondre à la question posée en introduction : est-ce qu'un tel modèle peut mieux rendre compte de la compléxité des expériences sur monolithes ?
Outre une évaluation du fonctionnement du module de transport des isotopes pour les jours où la partition a été réalisée, il s'agira d'utiliser le modèle pour simuler le transport d'isotopes et la partition évaporation/transpiration sur toute la durée de l'expérience, y compris durant les phases d'état transitoire. Nous analyserons aussi, à l'aide de sorties du modèle non accessibles à la mesure, telles que les profils de flux d'eau ou d'isotopes et les extractions racinaires simulées, la validité de l'hypothèse d'état isotopique stationnaire utilisée pour l'interprétation des expérimentations et la dynamique de l'extraction racinaire tout au long du développement du couvert.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

6 RESULTATS DE LA MODELISATION SiSPAT_I

Une étape préliminaire à l'utilisation du modèle est la mise en forme des données : sélectionner les séries de données utiles, uniformiser leurs échelles de temps et les redimensionner de manière à les utiliser comme entrées de SiSPAT_I où à titre de comparaison avec les sorties du modèle.
Le modèle a dû être adapté à la nature des mesures effectuées, et tout particulièrement au fait que les flux d'évapotranspiration étaient directement mesurés.

6.1 Adaptation du modèle SiSPAT_I aux types de données analysées et aux mesures faites lors de *Monolithe I*

Comme nous le verrons dans ce chapitre, la manière dont nous avons utilisé SiSPAT n'a pas permis d'évaluer tous ses modules. En particulier, le module d'interface sol – végétation – atmosphère n'a pas été utilisé. Il calcule, en temps normal, la résolution du bilan d'énergie et permet le calcul des flux de surface et notamment de la partition entre évaporation du sol et transpiration par la végétation. Ce travail permet par contre l'évaluation du module de sol, décrivant l'extraction racinaire, ainsi que le module de transfert d'eau et d'isotopes dans le sol.

6.1.1 Le module atmosphérique : conditions à la limite supérieure

6.1.1.1 Flux de chaleur et d'eau

Dans le cas de *Monolithe I*, le flux d'évapotranspiration et sa signature isotopique sont mesurés. On modifie donc le modèle pour que ces flux estimés à partir des mesures soient *imposés* et non plus *calculés*. On impose au modèle les flux suivants :

(1) flux de chaleur dans le sol fourni par les deux fluxmètres (positionnés à -0.06 m) et corrigés de la chaleur stockée dans les 6 premiers cm du sol (méthode calorimétrique) ;
(2) flux d'évapotranspiration, accessible de deux façons :
    a. pertes mesurées par la balance ;
    b. gains de condensats.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

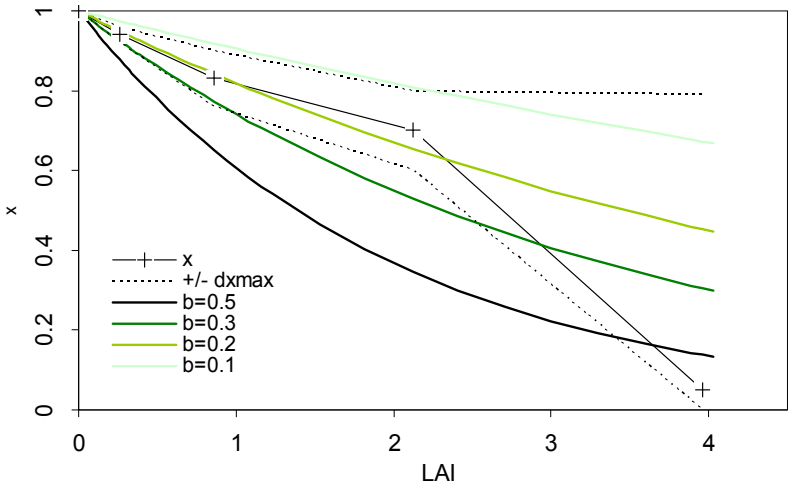


Figure 32. Représentations graphiques de la loi simplifiée de type Beer-Lambert avec différentes valeurs de b et comparaison avec les résultats de la partition (x +/- dxmax) en fonction de l'indice foliaire (IF)

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

Ce flux total doit être réparti entre évaporation du sol et transpiration des végétaux. Pour cette partition, on utilise les résultats isotopiques s'ils sont disponibles.

Pour les dates où les mesures ne sont pas disponibles, on propose une approche simplifiée s'appuyant sur une fonction exponentielle, qui exprime la contribution de l'évaporation à l'évapotranspiration en fonction de l'Indice Foliaire (*IF*) (Eq. (83)).

$$x = \exp(-b \cdot IF) \tag{83}$$

Eq. (83) est directement inspirée par l'expression du rapport entre les rayonnements solaires net recus par la végétation et le sol à sa base (Ritchie, 1972).

b (-) est un paramètre à renseigner compris entre 0 et 1. La Figure 32 donne les représentations graphiques de Eq. (83) avec des valeurs de *b* comprises entre 0.1 et 0.5. En prenant en compte la marge d'incertitude de calcul de *x* (+/- dx_{max}), on trouve des valeurs acceptables pour *b* comprises entre 0.1 et 0.3. Elles feront l'objet de tests de sensibilité.

Le flux d'évaporation déduit de *x* ($Ev = xET$) sert de condition à la limite supérieure du module sol. Le flux de transpiration déterminé par différence ($Ev = (1-x)ET$) est utilisé comme transpiration maximale et sert à calculer l'extraction racinaire S_j, dans chaque couche *j*.

6.1.1.2 Flux d'isotopes

Pour le flux d'isotopes, on adopte la même démarche : la signature de l'évapotranspiration est connue (valeurs des condensats). On calcule la signature du chaume à l'aide de l'équation (53bis) et en supposant qu'un état isotopique stationnaire soit atteint, on en déduit celle de la transpiration ($\delta_{chaume} = \delta_{Tr}$). La signature isotopique de la vapeur issue de l'évaporation est alors donnée par :

$$\delta_{Ev} = \frac{\delta_{ET} - (1-x)\delta_{Tr}}{x} \tag{84}$$

Une première option, que l'on appellera option « A », consiste à imposer le flux isotopique à la surface du sol, E_i (kg m^{-2} s^{-1}) :

$$E_i = R_{Ev}\phi^{Ev}\frac{M_{eau}}{M_i} \tag{85}$$

où R_{Ev} est le rapport isotopique correspondant à δ_{Ev}. Les autres variables sont définies au chapitre 2.

Une autre autre option, l'option « B », consiste à calculer la valeur de δ_{surf} à l'aide de Eq. (24) à partir des données disponibles (h_{atm}, δ_{Ev}, δ_{atm}, α_{eq}, α_K) en considérant que le front d'évaporation se situe toujours à la surface du sol, ce qui est justifié dans notre cas, puisque les maxima des profils de teneurs en isotopes mesurées se situent à la surface.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

Ensuite, on impose cette valeur comme condition à la limite supérieure du module sol. Les valeurs retenues pour les fractionnements isotopiques et le choix du niveau de mesures des paramètres atmosphériques feront l'objet de tests de sensibilité.

6.1.2 Le module plante

On interpole linéairement, à partir du jour 100 de l'année (levée de la végétation) au pas de temps journalier, les mesures d'indice foliaire et de hauteur de végétation (*cf.* résultats correspondants chapitre 5.1.2).

6.1.2.1 Choix des modules d'extraction dans SiSPAT_I

Pour la simulation de l'extraction racinaire durant *Monolithe I* et le calcul de la signature isotopique du chaume (Eq. (53bis)), on peut utiliser :

- le module d'extraction racinaire (m m^{-3}) initialement codé dans SiSPAT_I, mais adapté au fait que la transpiration est supposée connue et n'est plus calculée par le bilan d'énergie (*cf.* chapitre 2) ;
- le module d'extraction racinaire proposé par Li *et al*. (1999, 2001), lui aussi décrit au chapitre 2.

Comme il a été abordé au chapitre 2, dans les conditions de l'expérience Monolithe I, l'utilisation du module d'extraction racinaire initial de SiSPAT doit être adapté au fait que le bilan d'énergie n'est pas résolu, mais que la transpiration est supposée connue (cf. 6.1.1.2). Ceci a une conséquence sur le calcul de l'extraction racinaire, pour lequel une estimation du potentiel foliaire est requise. Dans la version originale de SiSPAT, le potentiel foliaire est tiré d'une équation non linéaire, qui traduit l'égalité entre la transpiration issue du bilan d'énergie (qui dépend elle-même de la résistance stomatique, fonction du potentiel foliaire via le facteur de stress de la résistance stomatique) et la somme des extractions racinaires sur l'ensemble du profil (*cf.* chapitre 2). Dans le cas particulier de l'expérience Monolithe I, le potentiel foliaire est estimé à partir de cette même équation, mais en remplaçant l'expression de la transpiration fonction de la résistance stomatique par la valeur issue de la mesure.

Comme la transpiration est imposée, on n'a besoin de spécifier qu'un seul paramètre pour la plante : la résistance totale de la plante que l'on fixe à 3 10^{12} $s.m^{-1}$. Il ne sera pas fait de test de sensibilité du modèle à la valeur de cette résistance.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

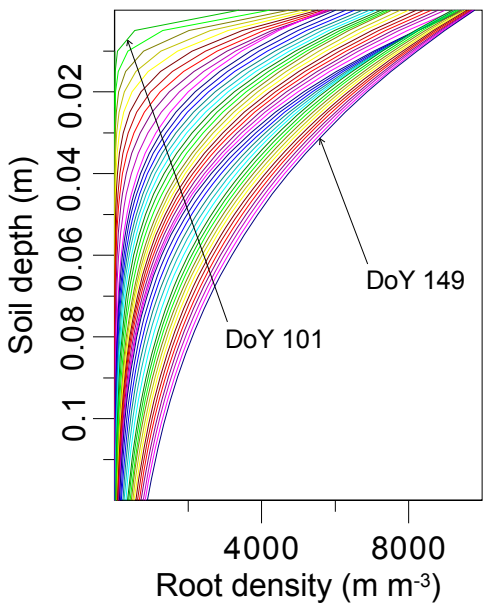


Figure 33. Evolution du profil racinaire initialement codé dans SiSPAT_I

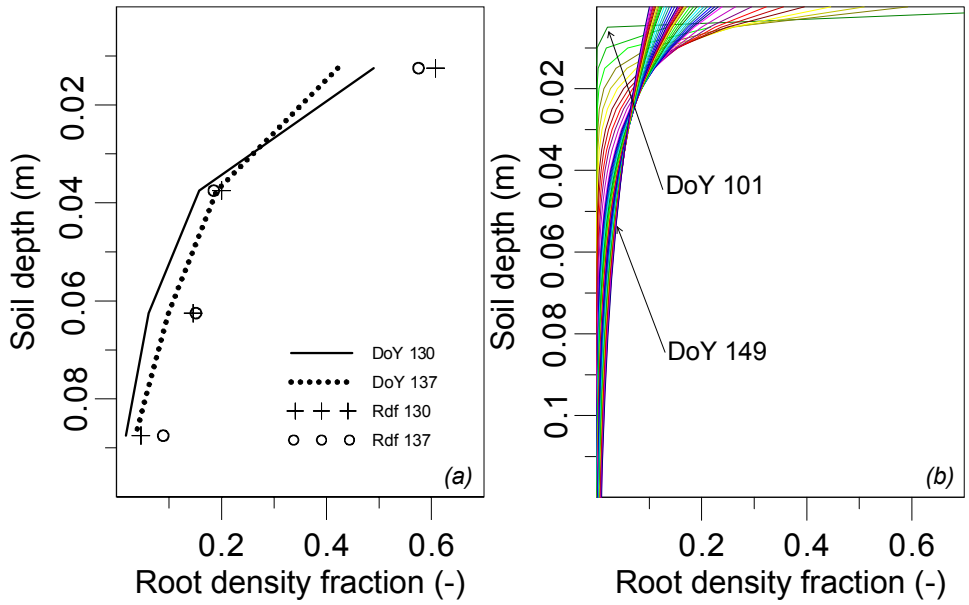


Figure 34a et b. (a) Ajustement de l'expression de la fonction de distribution racinaire donnée par Li et al. (1999 ; 2001) sur les données des deux dernières journées de la partition (obtenues respectivement à la fin des expériences Monolithe II_C et II_D) ; (b) évolution de la fonction de distribution racinaire sur toute la durée de Monolithe I

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

6.1.2.2 Profils de densité racinaire utilisés

Les deux profils de densité racinaire associés à chacun des modules d'extraction sont de type exponentiel. Leur expression commune est donnée dans le chapitre 2 (Eqs. (62 et 63), Li *et al*. (1999, 2001)).

La différence entre ces deux profils réside dans le fait que l'on pondère par la densité racinaire maximale observée dans le sol M_{rd} (m m^{-3}) le profil associé au module d'extraction racinaire initialement codé dans SiSPAT_I. Il faut donc fournir dans ce cas des valeurs *absolues* de densité racinaire. L'évolution du maximum de densité racinaire, M_{rd}, est déterminée à partir des profils de densité racinaire effectués lors des expériences *Monolithes II*. Pour les deux premiers *Monolithes II*, il y avait cependant trop peu de racines et leurs diamètres étaient parfois trop faibles pour qu'on puisse les distinguer du sol lui-même. Les résultats n'ont pas été cohérents avec la description typique du sytème racinaire de la fétuque élevée (Shaffer *et al*., 1994). Nous avons dû estimer son évolution à partir des profils de densité racinaire effectués lors des *Monolithes* II_C et II_D, à partir des observations faites à travers la vitre du rhizotron et de communications personnelles de Jean-Louis Durand.
M_{rd} est estimé progresser de 2000 m m^{-3} (soit 0.2 cm cm^{-3}) par jour. Il atteint 98000 m m^{-3} (soit 9.8 cm cm^{-3}) au jour 149. De plus, on considère qu'à partir du jour 100 (levée de la végétation), la profondeur maximale atteinte par les racines z_{rt} augmente de 0.01 m par jour (à 20°C). Enfin, on fixe F_{10}, la fraction de racines présente dans les 10 premiers pour cent de profondeur de sol (soit 0.012 m), évoluant de 0.5 à 0.20 du jour 100 au jour 149. Ces valeurs sont en accord avec la littérature (Gregory, 2006).
La Figure 33 donne l'évolution du profil racinaire des jours 101 à 149, chaque courbe correspondant à une journée.

Comme il est donc difficile de déterminer avec certitude les valeurs *absolues* de densité racinaires, il est intéressant de travailler avec les valeurs *relatives* de densité racinaire. Lorsque l'on utilise le module d'extraction racinaire proposé par Li *et al*. (1999, 2001), le profil racinaire associé est une fonction de distribution sur le profil de sol et s'exprime en part de racines à une profondeur donnée (%). On a alors besoin uniquement de F_{10} aini que de z_{rt}, dont on conserve les valeurs.

La Figure 34a donne l'ajustement de la fonction de distribution racinaire donnée par Li *et al*. (1999 ; 2001) sur les données de densité racinaire obtenue à la fin des expériences *Monolithe* II_C et II_D. Sur la Figure 34b est représentée l'évolution du profil racinaire d'après les ajustements réalisés.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

No de l'horizon	θ_{sat}	θ_{res}	h_g	n	K_{sat}	η	Profondeur de la couche	Ajustement R^2
	$(m^3\ m^{-3})$		(m)		$(m\ s^{-1})$		(m)	
1	0.37	0.02	-3.5	3.1	10^{-6}	6.7	0 – 0.12	0.92

Tableau X. Propriétés hydriques du sol du monolithe et qualité de l'ajustement entre données et modèle de Van Genuchten (1980) : cas d'un seul horizon

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

6.1.3 Le module sol

6.1.3.1 Conditions à la limite inférieure

Teneurs en eau et potentiels matriciels

Les mesures de potentiel matriciel à -0.12 m (cf. chapitre 5.3, Figure 25) montrent que le mode de réalimentation du réservoir ne permet pas de maintenir la saturation au bas du profil (-0.13 m). On ne peut donc pas imposer la saturation (tension matricielle nulle) comme condition à la limite inférieure. On choisit de ne modéliser que 0.12 m de sol en imposant comme conditions aux limites inférieures les valeurs de température de $T_{sol}(-0.12\ m)$ et pression matricielle $h(-0.12\ m)$ mesurées à cette profondeur. Des moyennes horaires sont utilisées et interpolées linéairement au pas de temps du modèle.

Teneurs en isotopes de l'eau

Pour les isotopes, on suppose que le profil est initialement saturé et de concentration en isotopes égale à celle de l'eau d'alimentation (δ_{alim} = -6.8 $\pm$ 0.15 ‰). Pour la condition à la limite inférieure du module isotopique, on suppose que l'eau qui remonte par capillarité a aussi pour concentration celle de l'eau d'alimentation. On impose donc une valeur de teneur en isotopes de l'eau du sol constante et égale à la composition de l'eau d'alimentation à -0.12 m. L'option suivante a été testée : elle consiste à considérer que, lors d'un éventuel drainage vers le bas, le flux d'isotopes sortant était égal au flux de drainage multiplié par la concentration en isotopes au dernier nœud du modèle. Cette hypothèse a été abandonnée car elle générait des instabilités en bas de profil.

6.1.3.2 Courbes de rétention hydraulique et conductivité hydraulique dans le sol

Compte tenu du protocole de mise en place du sol du monolithe, on pouvait espérer des propriétés hydrodynamiques homogènes. Dans un premier temps, on a donc considéré un seul horizon de sol, auquel on associe une courbe de rétention modélisée selon Van Genuchten (1980) avec le paramètre de forme n donné par Burdine (1953) :

$$\frac{\theta(z)-\theta_{res}}{\theta_{sat}-\theta_{res}} = \left[1+\left(\frac{h(z)}{h_g}\right)^n\right]^{-m} \qquad avec\ n = \frac{2}{1-m} \tag{86}$$

θ_{res} et θ_{sat} ($m^3\ m^{-3}$) sont respectivement les teneurs en eau résiduelle et à saturation, h_g (m) est le paramètre d'échelle correspondant au point d'inflexion de la courbe.

Les paramètres de Eq. (82) sont renseignés dans le Tableau X.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

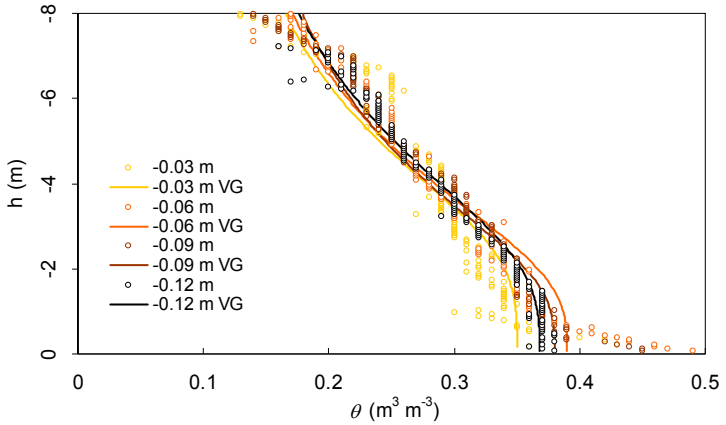


Figure 35. Courbes de rétention tracées à partir des données (phases dessication uniquement) et comparaison avec les représentations graphiques de l'équation de Van Genuchten (VG).

No de l'horizon	θ_{sat}	θ_{res}	h_g	n	K_{sat}	η	Profondeur de la couche	Ajustement R^2
	$(m^3\ m^{-3})$		(m)		$(m\ s^{-1})$		(m)	
1	0.35	0.07	-4.0	3.5	10^{-6}	6.7	0 – 0.045	0.92
2	0.39	0.02	-3.3	3.0	10^{-6}	6.7	0.045 – 0.075	0.96
3	0.38	0.05	-3.2	3.0	10^{-6}	6.7	0.075 – 0.105	0.96
4	0.37	0.02	-3.8	3.1	10^{-6}	6.7	0.105 – 0.12	0.97

Tableau XI. Propriétés hydriques du sol du monolithe et qualité de l'ajustement entre données et model de Van Genuchten (1980) : cas de plusieurs horizons

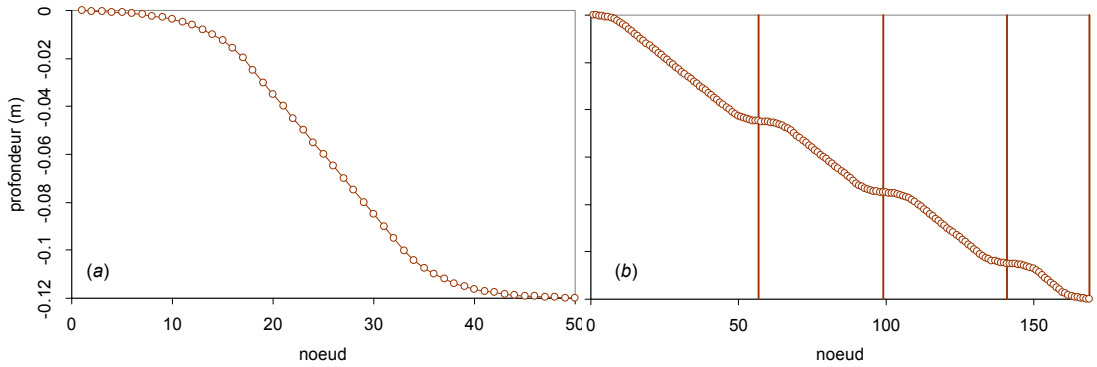


Figure 36a et b. Profondeur dans le sol en fonction du numéro de nœud de calcul. (a) horizon unique, (b) 4 horizons.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

Cependant, après calibration des capteurs capacitifs avec les données gravimétriques, le traçage des courbes de rétention pour chaque horizon a fait apparaître qu'elles ne se superposaient pas rigoureusement (Figure 35). On a donc choisi dans un second temps de discrétiser le sol en 4 horizons aux propriétés hydriques et thermodynamiques distinctes.

L'ajustement du modèle de Van Genuchten (1980) aux données est réalisé à l'aide du logiciel « *Retention Curve* » (*RETC*) (Van Genuchten et Leij, 1992, USDA-ARS Riverside, Californie, Etats-Unis) sur l'ensemble des phases de dessiccation de *Monolithe I* (Tableau XI). On exclut cependant la 1ère phase de dessiccation pendant laquelle on a pu observer un réarrangement de la matrice porale lors de la saturation entraînant une perte de volume par compaction du 1er centimètre de sol.

Le paramètre de forme η (-) est estimé à partir des modèles de capillarité (Haverkamp et Parlange, 1986) :

$$\eta = \frac{2}{\lambda} + 2 + p \tag{87}$$

où λ (-) est le produit $m \times n$ et p (-) est paramètre lié à la tortuosité et qui prend ici pour valeur 1 (Burdine, 1953).

L'expression de la courbe de conductivité hydraulique K_{sat} (m s^{-1}) associée à la courbe de rétention est définie par Brooks et Corey (1964) :

$$K(\theta(z)) = K_{sat}\left(\frac{\theta(z)}{\theta_{sat}}\right)^{\eta} \tag{88}$$

Braud *et al*. (2009b) ont montré que SiSPAT_I était peu sensible à la valeur de K_{sat} lorsque le sol était suffisamment humide, ce qui était le cas pour le sol de *Monolithe I*. η est choisi dans un premier temps selon la courbe de conductivité déterminée *in situ* (INRA Lusignan) mais sa valeur fera l'objet de tests de sensibilité.

La qualité des ajustements des courbes de rétention sur les données est également donnée tableau XI (R^2). On en conclut qu'il sera donc difficile de simuler correctement à la fois les teneurs en eau et les pressions.

6.1.3.3 Discrétisation du sol et nœuds de calcul du modèle

Le sol, horizon par horizon a été ensuite divisé en couches d'épaisseurs variables :

- minimum en haut et bas d'horizon où les capteurs et tensiomètres sont positionnés (pour le cas d'un seul horizon, le sol est décrit plus finement en surface et à la profondeur -0.12 m) ;
- maximum (épaisseur de 10^{-3} m) au centre des horizons (pour le cas d'un seul horizon, l'épaisseur de l'entrenoeud au milieu du sol est de 5 10^{-3} m).

La figure 36 donne l'évolution de la profondeur du sol en fonction du numéro du nœud de calcul et montre bien l'augmentation du raffinement du maillage près des interfaces entre horizons.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

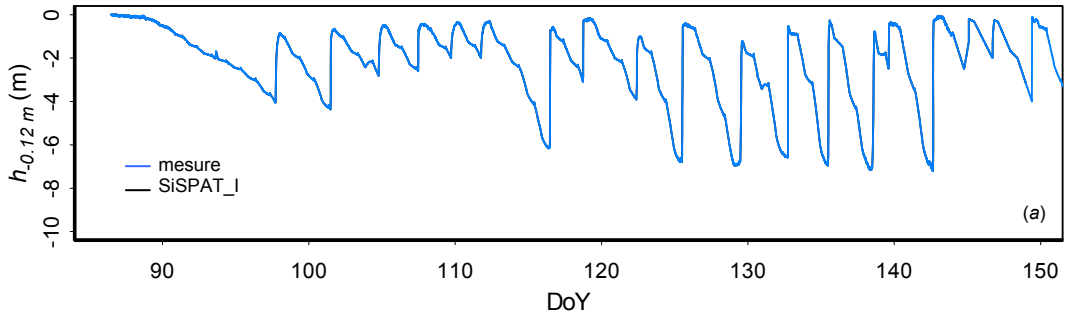


Figure 37a. Evolutions des tensions matricielles mesurée et modélisée dans le sol : condition à la limite inférieure

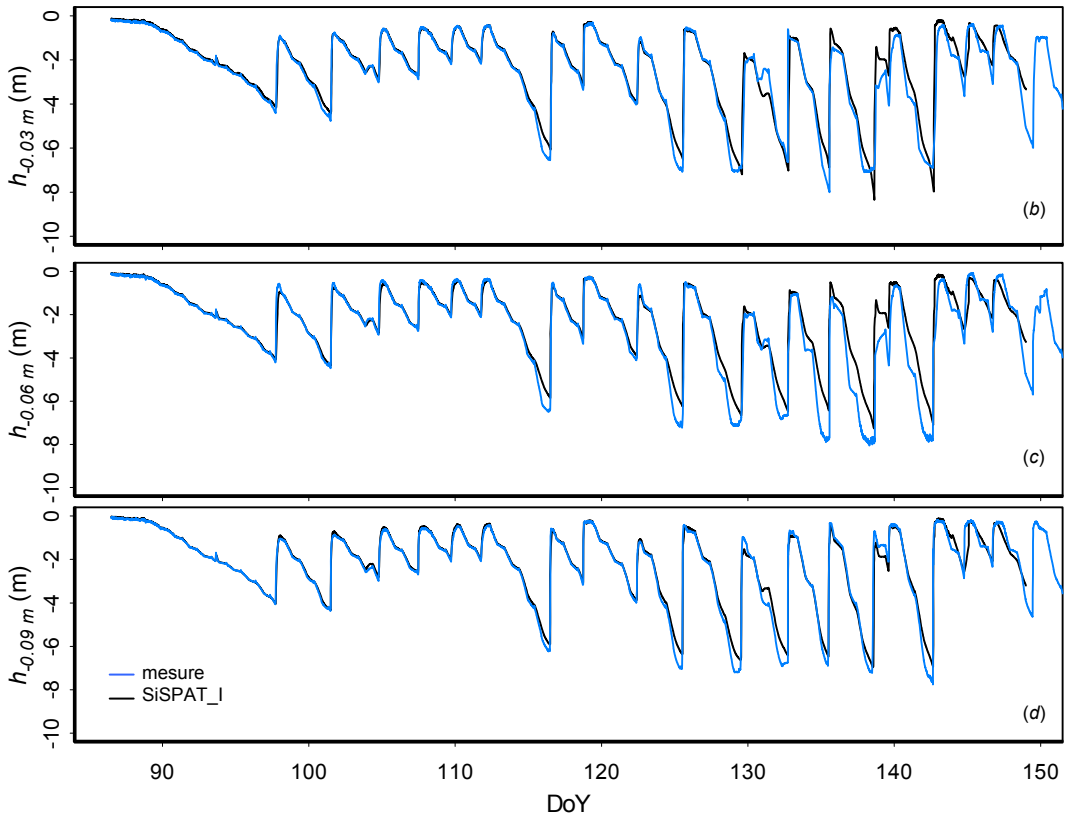


Figure 37b, c et d. Evolution des tensions matricielles mesurées et modélisées dans les horizons de surface du sol (-0.03 m, -0.06 m et -0.09 m)

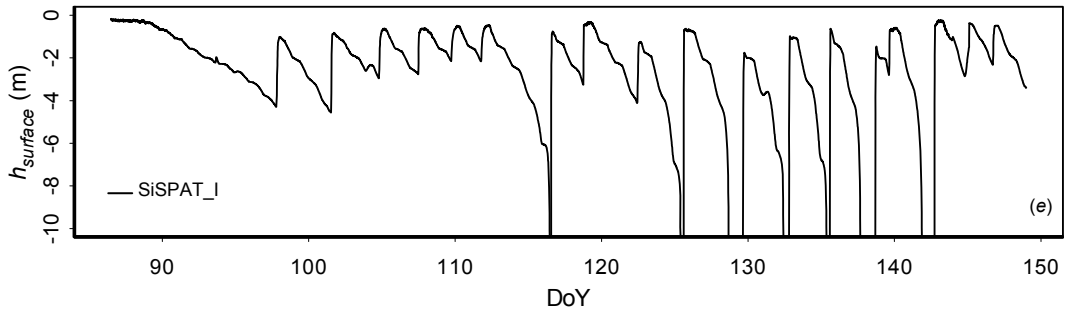


Figure 37e. Evolution de la tension matricielle calculée par SiSPAT_I à la surface du sol

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

6.2 Modélisation des teneurs en eau, tensions matricielles et températures dans le sol : simulation de référence

On prend ici pour simulation de référence un sol homogène (1 horizon), dont la condition à la limite supérieure est le forçage par les flux d'*ET* données par les pertes d'eau mesurées par la balance. On fixe les valeurs des paramètres suivants : $b = 0.2$, $\eta = 6.7$, tortuosité $\tau = 0.4$, dispersivité nulle ($\Lambda = 0$ m), $K_{sat} = 10^{-6}$ m s^{-1}. Le module d'extraction racinaire de référence est ici le module d'extraction adapté du module initial de SiSPAT_I (*cf.* chapitre 2).

6.2.1 Simulation des tensions en eau dans le sol

Comme mentionné plus haut, les conditions particulières de réalimentation en eau justifient de forcer la limite inférieure du module sol avec les valeurs de tensions matricielles (m) mesurées par le capteur à -0.12 m de pofondeur. En effet, la Figure 37a montre que la tension au bas du monolithe est loin de rester saturée. On constate, par contre, que les réalimentations successives permettent la plupart du temps de revenir à des conditions hydriques proches de la saturation. Néanmoins, il faudra, au travers de l'étude des profils de flux d'eau simulés, vérifier si l'hypothèse de régime hydrique permanent est bien vérifiée au moment où la partition est effectuée.
La très bonne adéquation entre résultats et modélisation des tensions dans le sol est donc la conséquence directe de ce forçage : à -0.12 m de profondeur, on vérifie que les valeurs mesurées et modélisées sont confondues (Figure 37a).

On observe une bonne corrélation entre les valeurs mesurées et calculées par SiSPAT_I aux autres profondeurs (Figure 37b, c et d). On remarque que le modèle n'arrive pas à reproduire les chutes de tensions observées aux très faibles valeurs atteintes par les tensiomètres (-6 – -7 m) pour les capteurs situés à -0.03, -0.06 et -0.09 m. On note tout de même que, pour cette gamme de tension, les mesures commencent à être peu fiables. On remarque également qu'au cours de l'expérience, les évolutions des tensions *mesurées* diffèrent de plus en plus entre les différents horizons. Cela illustre le développement du système racinaire hétérogène sur la profondeur du sol du monolithe et son influence croissante sur la mesure des tensions.

La Figure 37e présente les valeurs de tensions atteintes en surface du sol modélisées par SiSPAT_I. Le modèle simule de très fortes chutes de tensions avant certaines réalimentations en eau (jours 116, 125, 129, 133, 135, 138 et 143), signe d'un dessèchement assez prononcé du sol à ces périodes.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

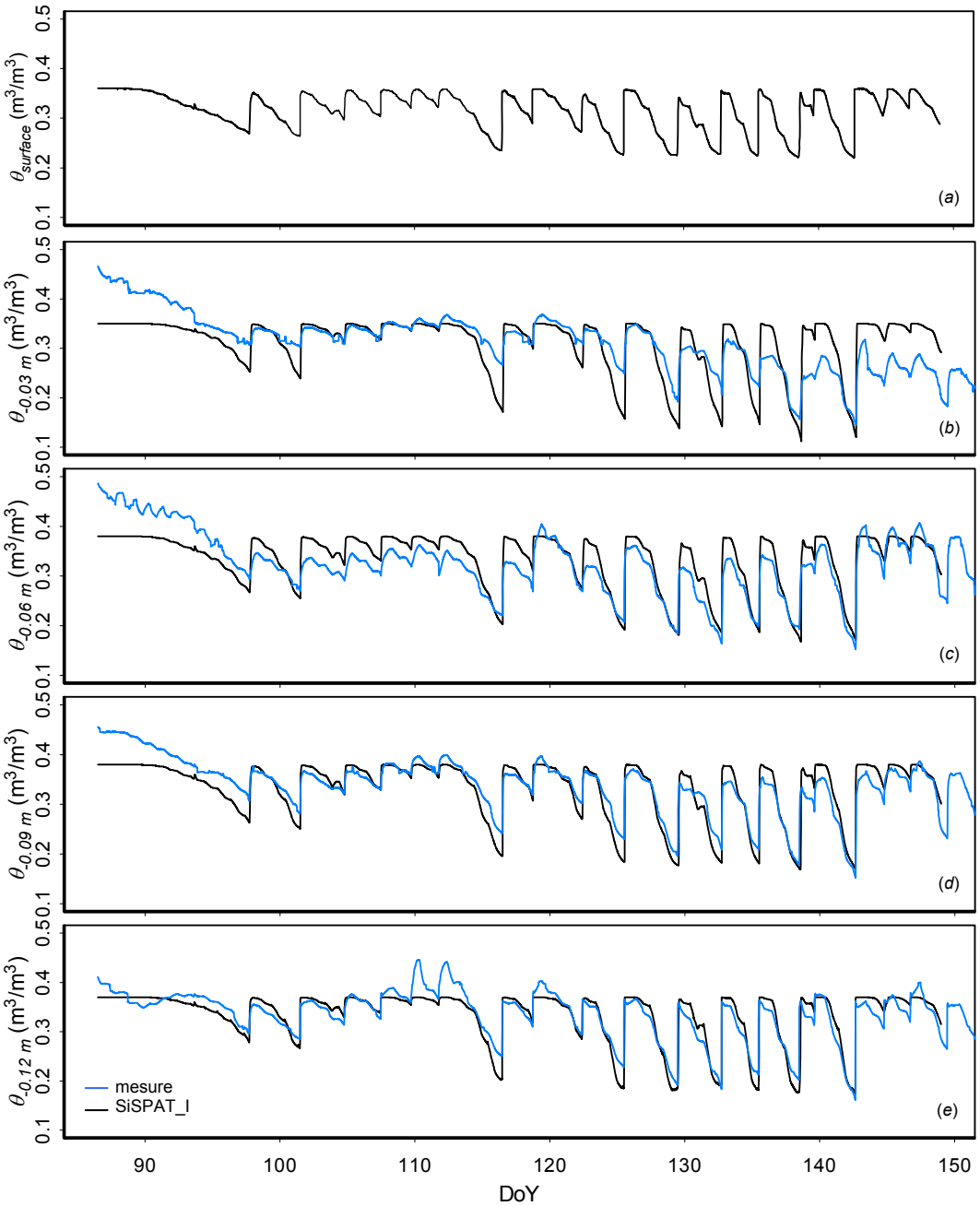


Figure 38a, b, c, d et e. Evolution des humidités volumiques mesurées et calculées à partir des courbes de rétention renseignées en surface (a) et aux autres profondeurs (b, c, d et e)

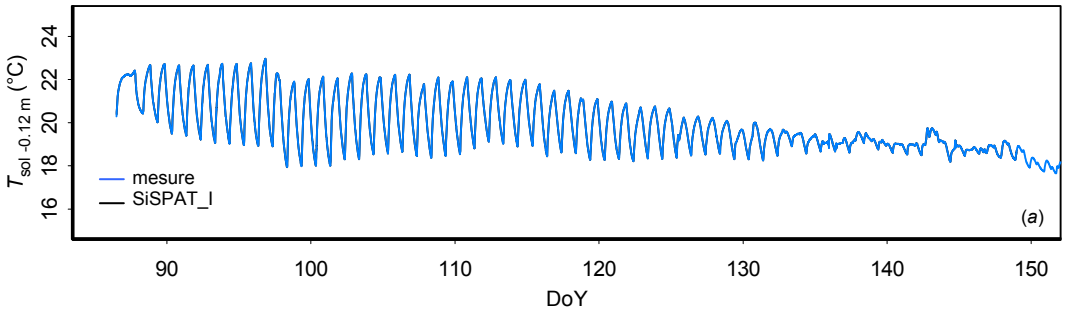


Figure 39a. Evolutions des températures mesurée dans le sol et modélisée par SiSPAT_I : condition à la limite inférieure

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

6.2.2 Simulation des humidités volumiques dans le sol

Le modèle calcule à partir des tensions matricielles et pour chaque horizon de sol les valeurs d'humidités volumiques (m^3 m^{-3}) correspondantes en utilisant les courbes de rétentions renseignées (paragraphe précédent (6.1.3.2)) (Figure 38a, b, c, d et e).

Comme on a d'une part exclu la première phase de dessiccation des ajustements des courbes de rétention réalisés sur les données et fixé d'autre part des teneurs en eau à saturation ne dépassant pas 0.39 pour les 4 horizons (Tableau XI), le modèle ne peut pas reproduire correctement les valeurs d'humidités volumiques atteintes lors des 10 premiers jours (correspondants à cette première phase de dessiccation). Il en est de même pour les épisodes de sursaturation, consécutifs à la réalimentation en eau, observés aux jours 110 et 112 aux profondeurs -0.09 et -0.12 m (Figure 38d et e). Les différences observées entre données et modèle sont plus importantes à faible profondeur qu'en bas de monolithe. Ces différences sont essentiellement le fait de la difficulté à ajuster une courbe de rétention sur les données. Elles sont néanmoins acceptables si l'on prend en compte les précisions de mesure et de placement des capteurs dans le sol du monolithe.

6.2.3 Simulation des températures dans le sol

On vérifie, par analogie aux tensions matricielles, que les valeurs des températures (°C) mesurées dans le sol et modélisée par SiSPAT_I se superposent bien à la profondeur du dernier capteur (-0.12 m), résultat du forçage à la limite inférieure du module sol (Figure 39a).

Le modèle reproduit par conséquent bien les cycles nycthéméraux des températures dans le sol aux trois autres profondeurs, mais ne peut modéliser l'amplitude de ces cycles, notamment pour le capteur situé à -0.06 m (Figure 39b, c et d). SiSPAT_I a en général tendance à surestimer les valeurs des températures aux profondeurs -0.03, -0.06, -0.09 m à la mi-journée (12:00) et ne modélise pas les paliers décrits par les mesures.

On souligne ici que les températures modélisées aux quatre profondeurs sont peu différentes les unes des autres. Les variations d'amplitude observées entre les valeurs mesurées par les capteurs sont difficile à interpréter tant la distance les séparant est faible.

On constate qu'en fin d'expérience, ces cycles nycthéméraux perdent de leur amplitude et que l'on retrouve cette tendance pour tous les horizons du sol. A nouveau, cela illustre l'influence grandissante de la végétation alors qu'elle se développe : la résistance du couvert augmente et participe à isoler thermiquement le sol des rayonnements.

La Figure 39e donne l'évolution de la température calculée par le modèle à la surface du sol. Elle dépend directement des valeurs de flux de chaleur imposés à la surface du monolithe.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

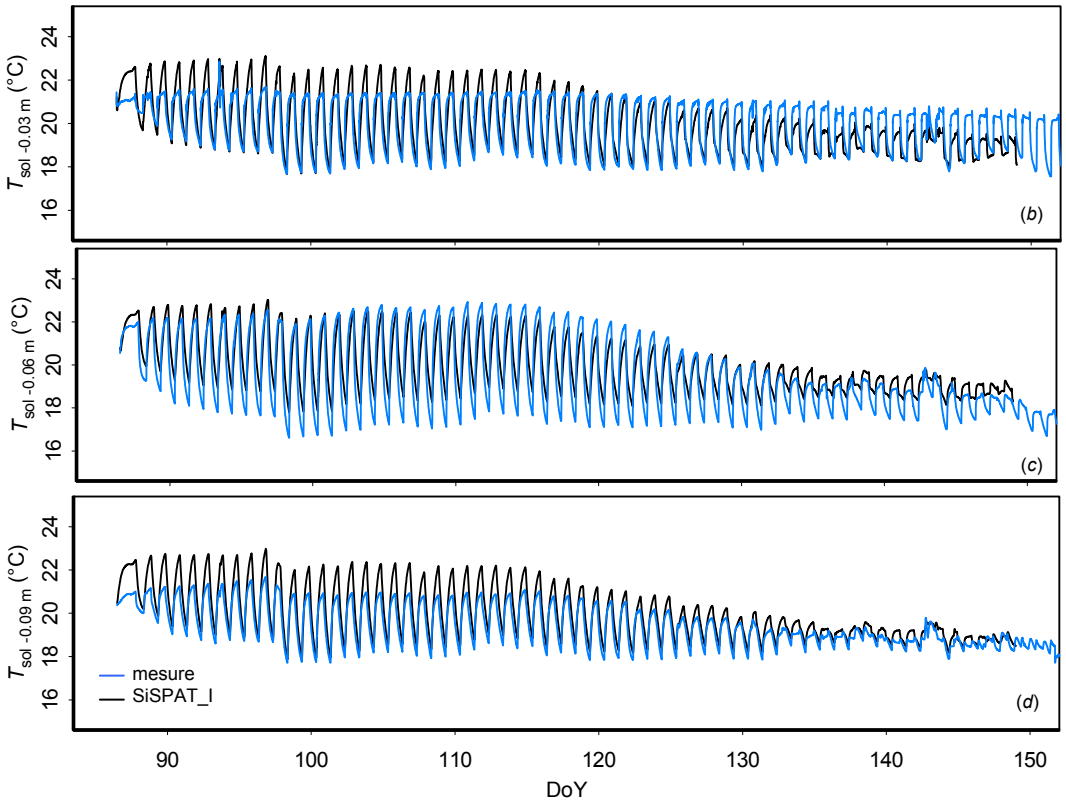


Figure 39b, c, et d. Evolution des températures mesurées dans le sol et modélisée par SiSPAT_I aux profondeurs de mesure -0.03 m, -0.06 m et -0.09 m.

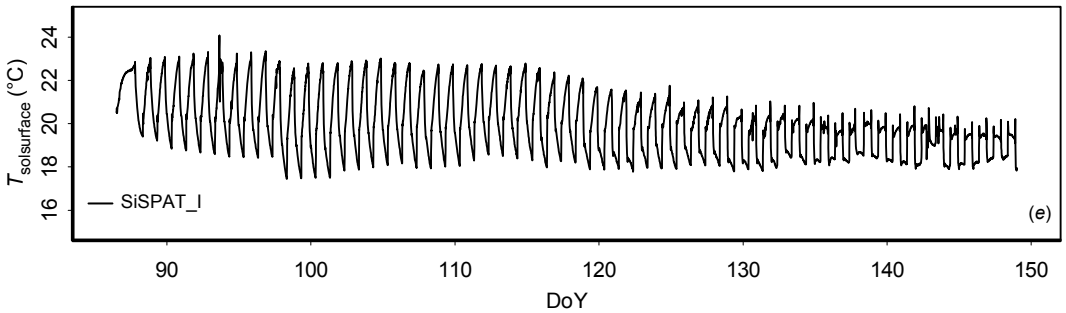


Figure 39e. Evolution de la température calculée par SiSPAT_I à la surface du sol

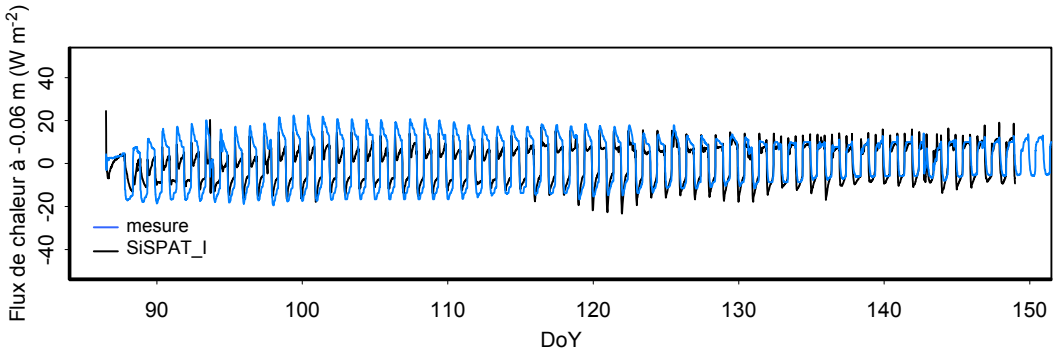


Figure 40. Evolution des flux de chaleur mesurés par les flux-mètres positionnés à -0.06 m et modélisés par SiSPAT_I

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

6.2.4 Simulation des flux de chaleur dans le sol

La Figure 40 présente la comparaison entre les flux de chaleurs modélisés par SiSPAT_I à 0.06 m de profondeur et la moyenne des flux mesurés à cette même profondeur par les deux flux-mètres. On rappelle que ces flux sont imposés en surface du sol à partir des données des flux-mètres positionnés à -0.06 m et après correction de la chaleur stockée dans ces 6 premiers centimètres. SiSPAT_I reproduit donc logiquement les cycles d'alternance jour-nuit. L'amplitude de ces cycles est cependant généralement minimisée jusqu'au jour 130. Après ce jour, le modèle a tendance à surestimer cette amplitude. On remarque, comme précédemment, qu'on peut identifier deux périodes distinctes quant à l'allure de ces cycles : après le jour 130, l'amplitude moyenne chute de ~35 à ~20 W m^{-2}. Cela est à nouveau certainement dû au développement de la végétation.

De manière générale, on constate que méthode d'estimation des flux de surface est cohérente avec les calculs faits par SiSPAT-I.

6.2.5 Qualité d'ajustement entre données et simulation de référence

Le Tableau XII donne les valeurs de certaines variables statistiques évaluant différemment la justesse de la simulation de référence :

- l'efficience E_f(-), définie au paragraphe 4.4 ;
- le coefficient de corrélation linéaire de Pearson R^2 (-), défini par :

$$R^2 = \left(\frac{\sum_n (m-\overline{m})(s-\overline{s})}{\sqrt{\sum_n (m-\overline{m})^2 \sum_n (s-\overline{s})^2}} \right)^2 \tag{89}$$

  avec m et s les valeurs mesurées et modélisées, respectivement et n le nombre de couples de données à comparer. Le coefficient directeur de la droite de la régression est ici implicitement forcé égale à 1 ;
- le RMSE (m^3 m^{-3} ou ‰ selon la variable), la racine carrée de la moyenne des erreurs au carré :

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n}\sum (m-s)^2} \tag{90}$$

  avec n le nombre de données à comparer ;
- le biais (m^3 m^{-3} ou ‰ selon la variable) entre données et résultats du modèle, défini par :

$$biais = \frac{1}{n}\sum (m-s) \tag{91}$$

  avec n le nombre de données à comparer.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

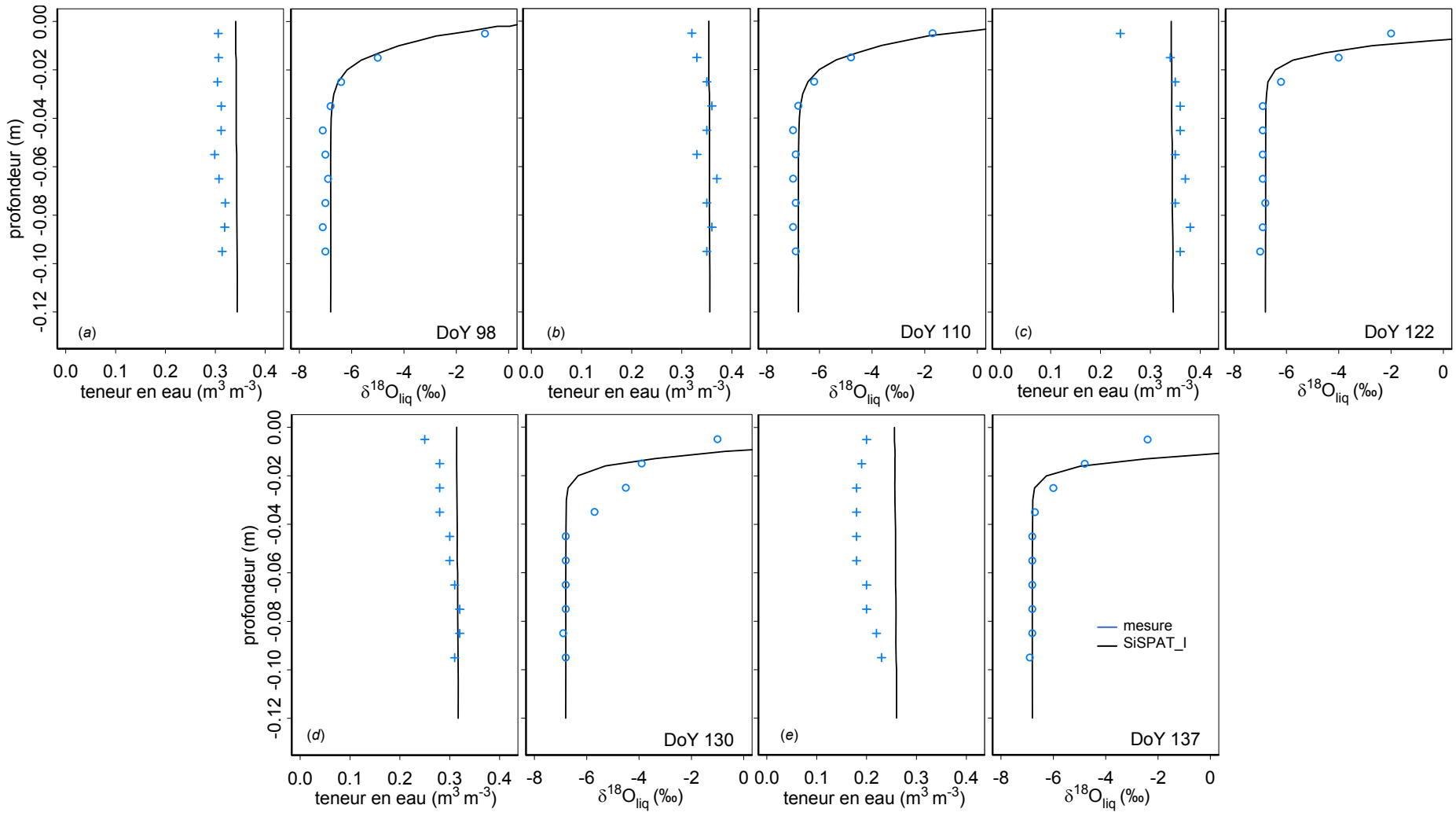


Figure 41a, b, c, d et e. Profils d'humidité volumique et isotopiques dans le sol de Monolithe I modélisés par SiSPAT_I (simulation de référence) et comparaison avec les résultats lors des journées de la partition

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

Les valeurs de E_f et R^2 proches de 1 indiquent que les résultats du modèle s'ajustent correctement aux données récupérées lors de l'expérience *Monolithe I*. La lecture du Tableau XII confirme donc les analyses précédentes : les résultats obtenus sont les meilleurs avec la tension matricielle. Les valeurs d'efficiences et de corrélations linéaires, égales à 1, calculées pour la tension matricielle et la température du sol à la profondeur de -0.12 m traduisent la condition à la limite inférieure du module sol (forçage).

	Profondeur (m)	E_f (-)	R^2 (-)	**RMSE**	**biais**
	-0.03	0.86	0.88	0.7	-0.2
Tension matricielle	**-0.06**	0.88	0.90	0.7	-0.3
(m)	**-0.09**	0.98	0.98	0.3	0.0
	-0.12	1.00	1.00	0.0	0.0
	-0.03	0.37	0.38	0.04	0.00
Humidité volumique	**-0.06**	0.62	0.70	0.04	0.01
(m^3 m^{-3})	**-0.09**	0.58	0.77	0.04	0.02
	-0.12	0.69	0.82	0.03	0.02
	-0.03	0.99	0.99	0.1	0.0
Température	**-0.06**	0.81	0.90	0.7	-0.4
du sol	**-0.09**	0.48	0.92	0.7	-0.5
(°C)	**-0.12**	0.98	0.99	0.2	0.0
Flux de chaleur (W m^{-2})	**-0.06**	0.68	0.72	0.2	1.8

n = 8999

Tableau XII. Efficience d'ajustement (E_f), coefficient de corrélation linéaire (R^2), RMSE et biais entre les valeurs modélisées de tension matricielle, humidité volumique, température et de flux de chaleur dans le sol (simulation de référence) et les mesures réalisées lors de l'expérience Monolithe I

6.3 Modélisation des profils hydriques et isotopiques dans le sol lors des jours de partition : simulation de référence

La Figure 41 donne, pour chacune des journées de la partition, la comparaison entre les valeurs mesurées et modélisées des teneurs en eau volumique (m^3 m^{-3}) et des signatures isotopiques de l'eau (‰) dans le sol du monolithe. Le Tableau XIII rassemble les paramètres statistiques calculés, cette fois-ci, à partir de 10 couples de données mesurées et modélisées (n = 10) dans les profils de sol.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

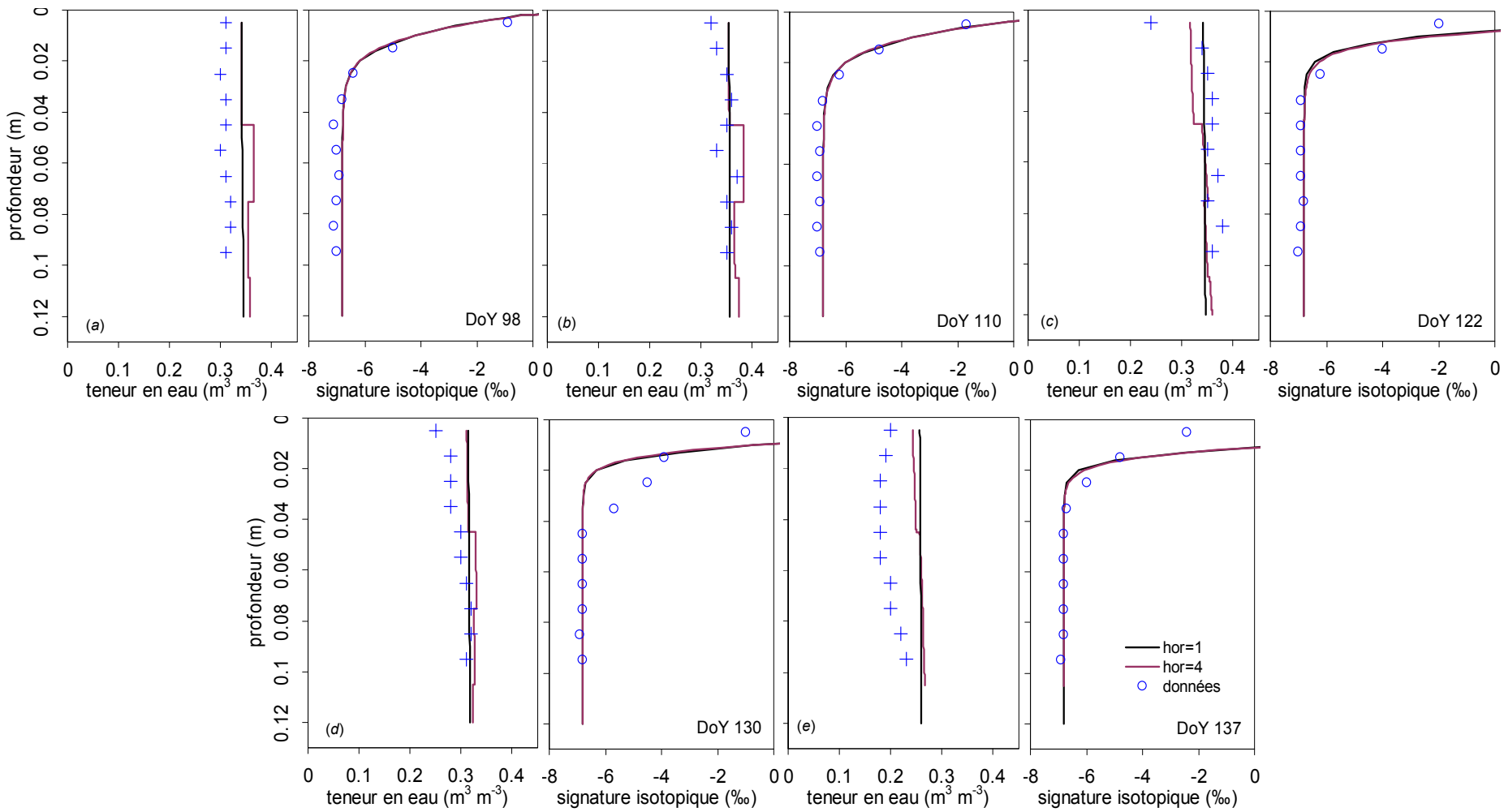


Figure 42a, b, c, d et e. Sensibilité du modèle SiSPAT_I au type de discrétisation du sol lors de Monolithe I : profils hydriques et isotopiques dans le sol lors de la partition selon que l'on définisse 1 ou 4 horizons de sol

Le modèle à tendance à surestimer les teneurs en eau dans le sol, conséquence directe de l'expression de la courbe de rétention imposée à l'unique horizon de sol : on observe des biais atteignant au maximum 0.06 m^3 m^{-3}. Le modèle reproduit néanmoins la non variation des profils. La tendance à l'assèchement du sol en surface observée les jours 122 et 130 n'est pas modélisée correctement. Si la variabilité des profils n'est pas suffisamment décrite par le modèle (R^2 faibles), on constate qu'en valeur absolue les erreurs produites sont faibles (RMSE réduits). La modélisation des profils en isotopes dans le sol donne de bons résultats pour les jours 98 et 110 où les efficiences d'ajustement E_f sont élevées et égales à 0.93 et 0.96 pour les jours 98 et 110, respectivement. SiSPAT_I calcule a priori des signatures isotopiques trop importantes en surface pour les jours suivants (δ_{surf} = 26.2 ‰, δ_{surf} = 58.4 ‰ et δ_{surf} = 114.4 ‰ pour les jours 122, 130 et 137, respectivement), menant à une moins bonne caractérisation de l'infléchissement des profils. On observe des RMSE elevés et des biais supérieurs à la précision de la mesure isotopique pour les jours 122 à 137.

	profils de θ_{liq}				**profils de δ_{liq}**			
	E_f	R^2	RMSE	biais	E_f	R^2	RMSE	biais
	(-)	(-)	(m^3 m^{-3})	(m^3 m^{-3})	(-)	(-)	(‰)	(‰)
DoY 98	-26.37	0.04	0.03	-0.03	0.93	0.99	0.5	0.1
DoY 110	-0.23	0.24	0.02	-0.01	0.96	0.97	0.3	-0.1
DoY 122	0.03	0.48	0.04	0.00	-0.94	0.79	2.2	-0.5
DoY 130	-0.84	0.68	0.03	-0.02	-2.89	0.75	3.7	-0.7
DoY 137	-13.39	0.31	0.06	-0.06	-23.40	0.85	6.8	-2.1

n = 10

Tableau XIII. Efficience d'ajustement (E_f), coefficient de corrélation linéaire (R^2), RMSE et biais entre la simulation de référence et les profils de teneur en eau et en isotopes

6.4 Analyses de sensibilités de SiSPAT_I

Dans ce paragraphe, on analysera la sensibilité de SiSPAT_I à la définition du nombre d'horizons dans le sol, à la condition à la limite supérieur du module sol, aux valeurs prises par certains paramètres du sol (tortuosité τ, dispersivité Λ, conductivité à saturation K_{sat}, paramètre de forme η) et au paramètre b.

6.4.1 Sensibilité du modèle aux nombres d'horizons de sol

La Figure 42 montre les profils en humidité et en isotopes modélisés par SiSPAT_I selon que l'on définisse un horizon (hor = 1, simulation de référence) ou quatre horizons (hor = 4) dans le sol. Les mesures sont également reportées pour comparaison.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

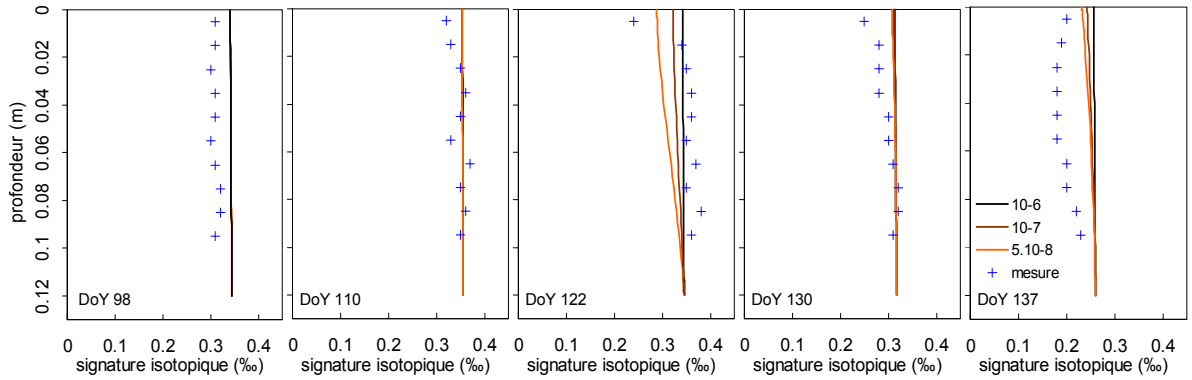


Figure 43. Sensibilité du modèle aux valeurs possibles de conductivité hydraulique à saturation K_{sat} (5.10^{-8}, 10^{-7} et 10^{-6} m s^{-1}) : profils de teneur en eau dans le sol lors de la partition

profils de θ_{liq}	E_f (-)	R^2 (-)	RMSE (m^3 m^{-3})	Biais (m^3 m^{-3})
DoY 98	-43.88	0.03	0.04	-0.04
DoY 110	-1.71	0.06	0.02	-0.02
DoY 122	0.12	0.25	0.03	0.01
DoY 130	-0.98	0.68	0.03	-0.03
DoY 137	-11.58	0.40	0.06	-0.06

n = 10

Tableau XIV. Efficience d'ajustement (E_f), coefficient de corrélation linéaire (R^2), RMSE et biais entre résultats de SiSPAT_I et profils de teneur en eau quand on considère 4 horizons de sol

	***Ksat* = 5 10^{-8} m s^{-1}**				***Ksat* = 10^{-7} m s^{-1}**			
profils de θ_{liq}	E_f (-)	R^2 (-)	RMSE (m^3 m^{-3})	Biais (m^3 m^{-3})	E_f (-)	R^2 (-)	RMSE (m^3 m^{-3})	Biais (m^3 m^{-3})
DoY 98	-25.97	0.14	0.03	-0.03	-26.22	0.03	0.03	-0.03
DoY 110	-0.18	0.35	0.02	-0.01	-0.24	0.11	0.02	-0.01
DoY 122	-0.62	0.36	0.05	0.04	-0.02	0.33	0.04	0.02
DoY 130	-0.47	0.90	0.03	-0.02	-0.69	0.85	0.03	-0.02
DoY 137	-8.99	0.33	0.05	-0.05	-10.58	0.38	0.06	-0.06

n =10

Tableau XV. Efficience d'ajustement (E_f), coefficient de corrélation linéaire (R^2), RMSE et biais entre résultats de SiSPAT_I et profils de teneur en eau quand on considère 2 valeurs de K_{sat}

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

Les profils isotopiques sont peu sensibles au type de discrétisation du sol. On peut observer quelques différences à la naissance de la courbure de l'exponentielle pour les jours 122 et 137, mais ces différences sont dans la précision de la mesure isotopique elle-même. Comme on modélise différents horizons caractérisés chacun par une courbe de rétention spécifique, on constate des discontinuités d'humidités volumiques aux limites de ces horizons. On peut mesurer le gain d'ajustement obtenu quand on prend en compte quatre horizons différents (Tableau XIV). On se limite aux teneurs en eau car on considère que le gain d'ajustement est nul pour les signatures isotopiques.
D'après le Tableau XIV, on n'obtient pas de gain d'ajustement par rapport à la simulation de référence (E_f plus faibles). Le choix d'un sol homogène est donc retenu.

6.4.2 Sensibilité du modèle à différents paramètres de sol

6.4.2.1 Sensibilité des teneurs en eau aux valeurs prises par η et K_{sat}

Paramètre de forme η

Des tests de sensibilités du modèle à la valeur de η ($\eta = 6.7$, $\eta = 9$ et $\eta = 11.2$) ont été effectués. Les profils de teneur volumique et d'isotopes dans le sol sont peu sensibles aux variations imposées au paramètre de forme. De légères différences d'humidité en surface du sol sont repérables pour les jours 130 et 137 mais ne se traduisent pas par un quelconque gain d'ajustement.

Conductivité hydraulique à saturation K_{sat}

Les résultats de teneur en eau volumique sont par contre bien plus sensibles à la valeur de K_{sat}. On fait varier K_{sat} de deux ordres de grandeur (5.10^{-8}, 10^{-7} et 10^{-6} m s^{-1}). Ces valeurs sont en accord avec la base de données UNSODA (Nemes *et al.*, 2001) pour le type de sol utilisé. Plus la conductivité à saturation est faible, moins les remontées capillaires sont effectives dans le sol, ayant pour conséquence un asséchement plus prononcé en surface (Figure 43). Le Tableau XV montre, par comparaison avec le Tableau XIII, que les trois simulations ($K_{sat} = 5\ 10^{-8}$ m s^{-1}, $K_{sat} = 10^{-7}$ m s^{-1} et $K_{sat} = 10^{-6}$ m s^{-1}) sont équivalentes en terme de qualité d'ajustement. Le choix d'une conductivité à saturation plus forte de 10^{-6} m s^{-1} semble donc, *a posteriori*, justifiée.

6.4.2.2 Sensibilité des teneurs en isotopes à la valeur de la tortuosité τ

Le paramètre de tortuosité intervient dans le calcul des diffusivités totales des isotopes dans les phases liquide et vapeur (Eqs (65) et (66)). Ces diffusivités sont utilisées dans le calcul des flux isotopiques liquide et vapeur. Trois valeurs de τ sont retenues : $\tau = 0.1$, $\tau = 0.4$ et $\tau = 0.67$.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

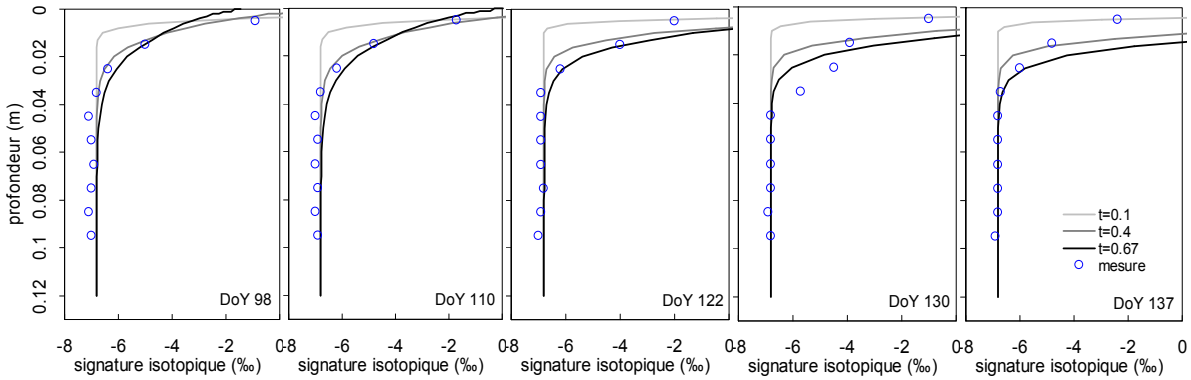


Figure 44. Sensibilité du modèle aux valeurs possibles de tortuosité τ (0.1, 0.4 et 0.67) : profils isotopiques dans le sol lors de la partition

	$\tau = 0.1$				$\tau = 0.7$			
profils de δ_{liq}	E_f (-)	R^2 (-)	**RMSE** (‰)	**Biais** (‰)	E_f (-)	R^2 (-)	**RMSE** (‰)	**Biais** (‰)
DoY 98	0.73	0.89	1.0	0.3	0.82	0.98	0.8	0.5
DoY 110	0.80	0.84	0.7	0.3	0.96	0.99	0.3	-0.1
DoY 122	0.52	0.71	1.1	0.5	-0.21	0.90	1.8	-0.6
DoY 130	0.44	0.69	1.4	0.8	-2.42	0.84	3.4	-0.9
DoY 137	0.73	0.80	0.7	0.3	-25.82	0.92	7.1	-2.6

n =10

Tableau XVI. Efficience d'ajustement (E_f), coefficient de corrélation linéaire (R^2), RMSE et biais entre résultats de SiSPAT_I et profils isotopiques quand on considère 3 valeurs de τ

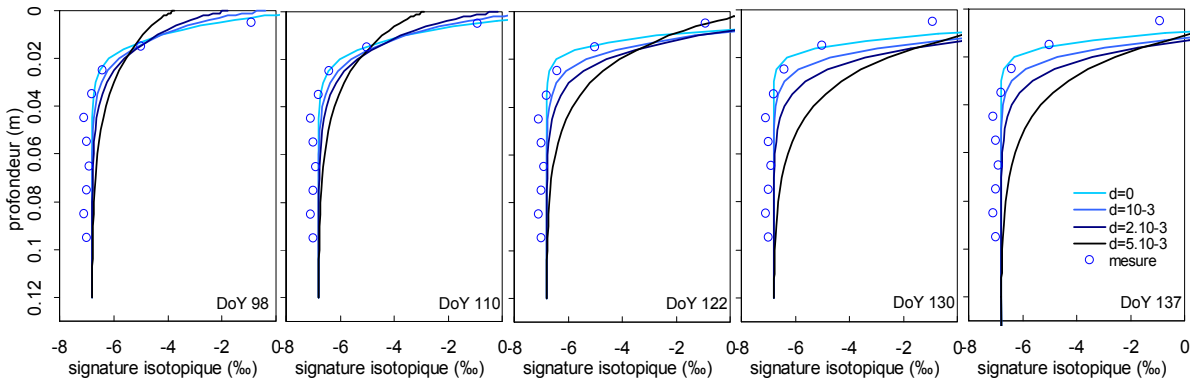


Figure 45. Sensibilité du modèle aux valeurs possibles de dispersivité Λ (0, 10^{-3}, 2 10^{-3} et 5 10^{-3} m) : profils isotopiques dans le sol lors de la partition

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

La Figure 44 donne la comparaison entre sorties isotopiques du modèle et données récoltées lors des cinq journées de la partition pour les différentes valeurs de tortuosité dans le sol. La valeur de la tortuosité agit sur la forme de l'exponentielle près du front d'évaporation, en l'occurrence ici, la surface du sol.

Quand la valeur de la dispersivité Λ est nulle (ce qui est le cas de la simulation de référence) et que *toutes les variables sont constantes par ailleurs*, plus la valeur de la tortuosité est grande, plus les flux diffusifs en isotopes (dans les deux phases) sont importants. Le profil est dans ce cas plus étalé et la valeur de δ_{surf} est faible en surface. A l'inverse, plus la valeur de la tortuosité est faible, plus le profil est raide et la valeur de δ_{surf} est élevée. Avec une tortuosité de 0.4, le modèle respecte à la fois la position et la pente du front du profil isotopique.

Le Tableau XVI montre, par comparaison avec le Tableau XIII, que le choix d'une valeur de $\tau = 0.4$ était pertinent pour les jours 98 et 110 de la simulation de référence (E_f supérieurs et proches de l'unité). On constate néanmoins que l'ajustement est relativement meilleur pour les jours suivants lorsque $\tau = 0.1$ (E_f plus élevés). Mais, pour cette même valeur de tortuosité, les valeurs plus faibles de corrélation linéaire (R^2) obtenues indiquent que la forme exponentielle dessinée par les données n'est pas correctement reproduite par le modèle. Les valeurs sensiblement plus faibles de RMSE et de biais entre données et modèle tiennent surtout au fait que SiSPAT_I simule correctement la valeur de la signature isotopique du liquide à -0.005 m du sol ($\delta_{liq} \sim -1.5$ ‰).

6.4.2.3 Sensibilité des teneurs en isotopes à la valeur de la dispersivité Λ

La dispersivité Λ caractérise la part convective de la diffusivité totale des isotopes dans la phase liquide (Eq. (66a)). Elle traduit le fait que le profil de vitesse dans les pores possède des fluctuations par rapport au profil moyen et que les vitesses sont plus élevées au centre que près des bords des pores, ce qui induit de la diffusion. La simulation de référence considère le terme de dispersivité nul. Pour les tests de sensibilité, on utilise trois autres valeurs : $\Lambda = 10^{-3}$ m, $\Lambda = 2\ 10^{-3}$ m et $5\ 10^{-3}$ m. Une valeur millimétrique de dispersivité correpond à un sol à granulométrie monodisperse (sol econstitué). La Figure 45 donne le résultat de ces tests. Le choix d'une dispersivité non nulle affecte l'ensemble du profil isotopique : l'étalement de l'exponentielle se produit alors plus profondément dans le sol et est moins prononcé : les signatures isotopiques en surface sont par conséquent moins importantes. Au fur et à mesure de l'expérience, on observe de plus grandes disparités dans les résultats.

Le choix d'une dispersivité proche de zéro, dans ces conditions, semble pertinent : les phénomènes de diffusion liés aux fluctuations de vitesse d'écoulement ne semblent donc influencer de manière significative l'évolution des profils isotopiques dans le temps.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

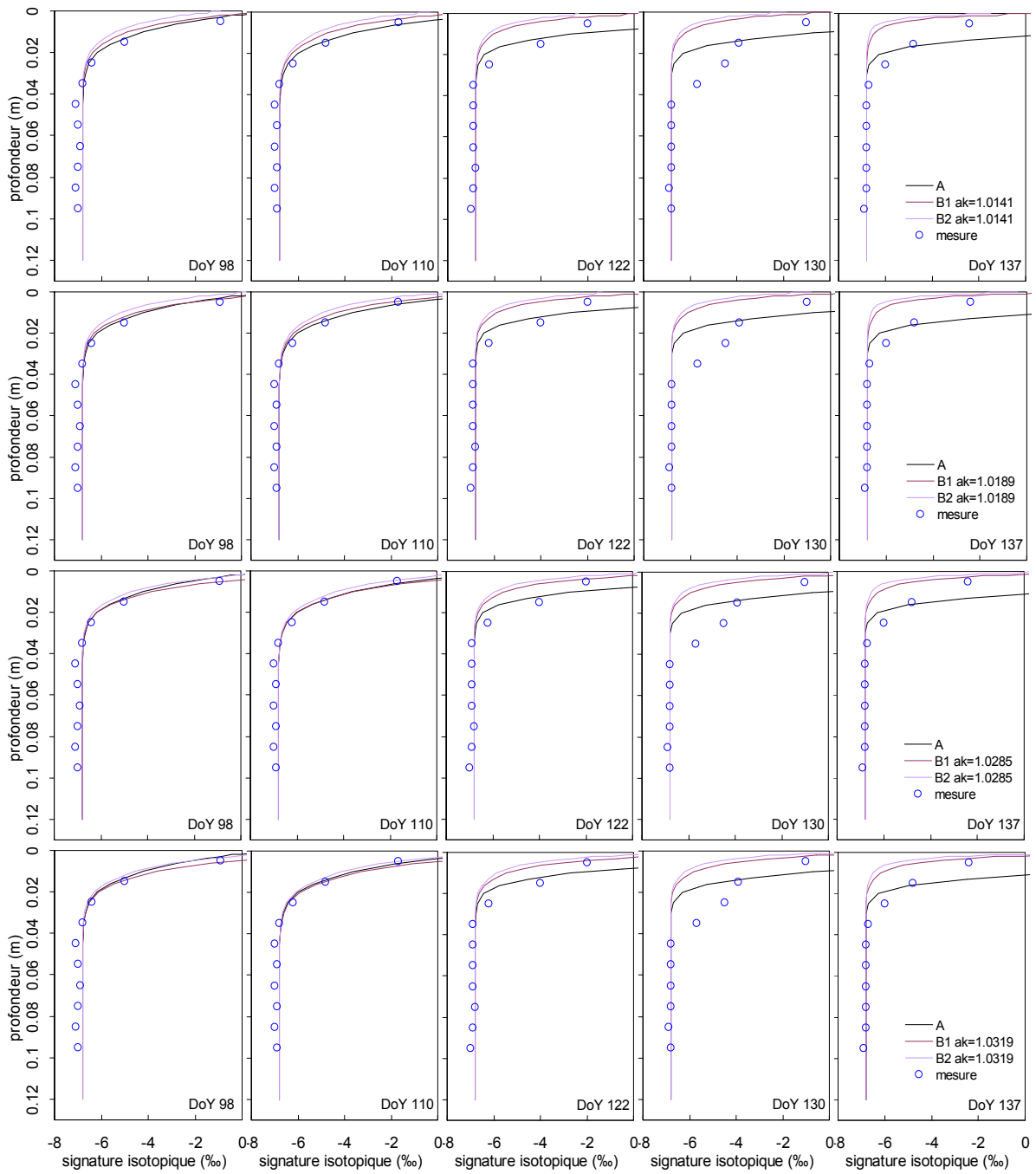


Figure 47. Sensibilité du modèle à la condition de forçage à limite supérieure du module sol.

Option A : forçage par les flux ;

Option B : forçage par les signatures isotopiques de l'eau en surface.

A Chaque ligne de graphiques correspond une valeur de α_K :

1ère ligne : α_K =1.0141, 2ème ligne : α_K =1.0189 et 3ème ligne α_K = 1.0285 (Merlivat 1978) ;

4ème ligne : α_K = 1.0319 (Cappa et al., 2003)

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

6.4.3 Sensibilité du modèle à la valeur de la partition *x* (paramètre *b*)

La figure 46 indique que l'évolution de la partition *x* dans le temps (cf. Figure 31), n'a pas de conséquence réellement significative sur l'aspect des profils isotopiques modélisés. Les différences sont surtout visibles au dernier jour de la partition (jour 137). Pour une faible valeur de *b* (= 0.1), associée à des flux d'évaporation relativement plus importants que pour les valeurs de *b* prises égales à 0.2 et 0.3, on constate que la profondeur de pénétration du profil dans le sol est moins importante.

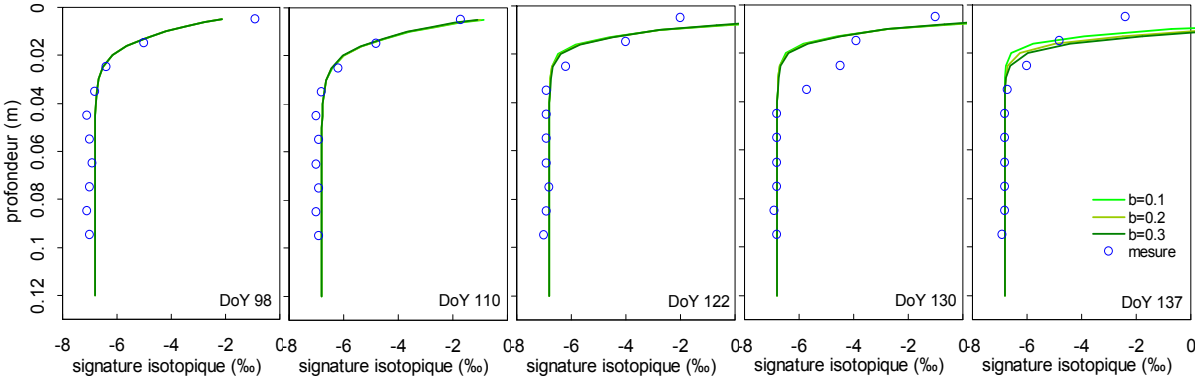


Figure 46. Sensibilité du modèle aux valeurs possibles de la partition b (0.1, 0.2 et 0.3): profils isotopiques dans le sol lors de la partition

6.4.4 Sensibilité du modèle à la condition à la limite supérieure du module sol

Dans ce paragraphe, on évalue la sensibilité de SiSPAT_I à la définition de la condition de forçage à la limite supérieure du module sol. Précédemment, on avait imposé au sol les flux d'évapotranspiration, et, à l'aide des données de partition obtenues lors de l'expérience, les flux d'évaporation et de transpiration. Grâce aux mesures isotopiques faites sur les condensats, il a été possible d'imposer également au sol les flux isotopiques de l'évapotranspiration, de l'évaporation et de la transpiration (option de forçage « A »). Cette option nous permet de ne pas faire d'hypothèse sur le fractionnement cinétique car on a directement accès aux flux eux-mêmes.

L'option de forçage « B » impose non plus les flux mais la signature isotopique du liquide en surface du sol δ_{surf} à l'aide de l'équation de Craig et Gordon (1965, Eq. (30ter)) :

$$\delta_{surf} = \alpha_{eq}\left(\alpha_K(1-h_{atm})(\delta_{Ev}+1)+(\delta_{atm}+1)h_{atm}\right)-1 \qquad \text{(30ter)}$$

Cette option se décline en deux choix :

- B_1 : on prend les valeurs d'humidité relative h_{atm} et de température de l'air T_{atm} mesurées au niveau haut de la chambre ;
- B_2 : on prend ces mêmes valeurs mesurées au niveau bas de la chambre.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

profils de δ_{liq}		B1				B2			
		E_f (-)	R^2 (-)	RMSE (‰)	Biais (‰)	E_f (-)	R^2 (-)	RMSE (‰)	Biais (‰)
α_K = 1.0141	DoY 98	0.85	0.98	0.7	0.2	0.67	0.98	1.1	0.3
	DoY 110	0.90	0.97	0.5	0.2	0.75	0.97	0.8	0.3
	DoY 122	0.47	0.79	1.2	0.5	0.29	0.80	1.4	0.6
	DoY 130	0.13	0.73	1.7	1.0	-0.05	0.73	1.9	1.1
	DoY 137	0.21	0.85	1.2	0.6	-0.03	0.85	1.4	0.7
α_K = 1.0189	DoY 98	0.93	0.98	0.5	0.1	0.76	0.98	0.9	0.3
	DoY 110	0.96	0.97	0.3	0.1	0.85	0.97	0.6	0.2
	DoY 122	0.56	0.79	1.1	0.5	0.37	0.80	1.3	0.5
	DoY 130	0.21	0.73	1.6	1.0	0.01	0.73	1.8	1.0
	DoY 137	0.32	0.84	1.1	0.6	0.05	0.85	1.3	0.6
α_K = 1.0285	DoY 98	0.98	0.98	0.3	-0.1	0.90	0.98	0.6	0.1
	DoY 110	0.92	0.97	0.5	-0.2	0.95	0.97	0.3	0.1
	DoY 122	0.69	0.80	0.9	0.4	0.51	0.80	1.1	0.5
	DoY 130	0.35	0.73	1.5	0.9	0.13	0.73	1.7	1.0
	DoY 137	0.50	0.84	1.0	0.5	0.19	0.84	1.2	0.6
α_K = 1.0319	DoY 98	0.97	0.98	0.3	-0.2	0.93	0.98	0.5	0.1
	DoY 110	0.86	0.97	0.6	-0.2	0.97	0.97	0.3	0.0
	DoY 122	0.73	0.80	0.8	0.3	0.55	0.80	1.1	0.5
	DoY 130	0.40	0.73	1.4	0.9	0.16	0.73	1.7	1.0
	DoY 137	0.56	0.84	0.9	0.5	0.24	0.84	1.2	0.6

n =10

Tableau XVII. Efficience d'ajustement (E_f), coefficient de corrélation linéaire (R^2), RMSE et biais entre résultats de SiSPAT_I et profils isotopiques suivant le type de forçage du module sol (options A, B1 et B2) et suivant la valeur de α_K..

On utilise les valeurs de la température du sol mesurée à -0.03 m pour calculer les α_{eq}. Afin d'obtenir la signature de la vapeur (δ_{atm}) en continu, on considère qu'il y a équilibre entre la vapeur de la chambre avec les condensats : on détermine le fractionnement isotopique à l'équilibre à partir des valeurs de la température de rosée à laquelle on maintient l'échangeur de chaleur.

On doit, cette fois-ci, faire l'hypothèse du régime aérodynamique pour déterminer α_K. Pour chacun des deux choix, on teste les valeurs de α_K suivantes : 1.0141, 1.0189 et 1.0285 (Merlivat, 1978) et 1.0319 (Cappa *et al.*, 2003).

La figure 47 donne les résultats de ces tests de sensibilité. Le tableau XVII rassemble quant à lui les indicateurs statistiques.

Toujours par comparaison avec le Tableau XIII, le Tableau XVII nous montre que les choix 1 et 2 de l'option de forçage B améliorent significativement la qualité d'ajustement entre modèle et données. Les E_f, conservent, pour les différentes valeurs de fractionnement cinétique et pour chaque journée de partition, des valeurs proches de 1 : les profils modélisés ne divergent plus en surface comme ils le font à partir du jour 122 lorsque l'option A est activée.

L'option B_1 (température et humidité relative de la chambre prises au niveau haut) est, de façon générale, plus satisfaisante que l'option B_2. La qualité d'ajustement augmente quand la valeur de α_K augmente, quel que soit le jour de la partition et le choix de l'option B, mis à part le jour 110 (E_f en baisse constante en fonction de la valeur croissante de α_K). Le choix α_K = 1.0319 (Cappa *et al.*, 2003), correspondant à un régime aérodynamique de la couche d'air au dessus du sol de type stationnaire (régime diffusif), donne les meilleurs résultats. On peut donc tirer deux conclusions de ces tests de sensibilité :

(1) le niveau de forçage (température et humidité relative) à considérer pour le transport de isotopes depuis l'interface liquide-vapeur jusqu'à l'atmosphère « libre » de RUBIC_I est bien le niveau haut ;

(2) quel que soit l'état de développement de la végétation, le régime de la couche d'air en surface du sol favoriserait un transport des isotopes purement diffusif vers l'atmosphère libre de la chambre (α_K élevé).

Les coefficients de corrélation linéaire R^2 restent inchangés comparativement à la simulation de référence. Ceci traduit à nouveau que la forme du profil isotopique mesuré dans le sol est globalement respectée. Les RMSE et biais sont par contre en nette baisse, surtout pour les deux dernières journées de la partition. Concernant le meilleur ajustement (option B_1, a_K = 1.0319), on obtient des biais allant de -0.2 ‰ à +0.9 ‰ contre +0.1 à -2.1 ‰ (option A).

On remarque ici que l'option A procure le meilleur ajustement possible pour les jours 98 et 110. Il est donc envisageable de conserver cette option tout en faisant varier certains des paramètres du sol, en l'occurrence la tortuosité τ et la dispersivité Λ, de manière à améliorer l'ajustement obtenu sur les données.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

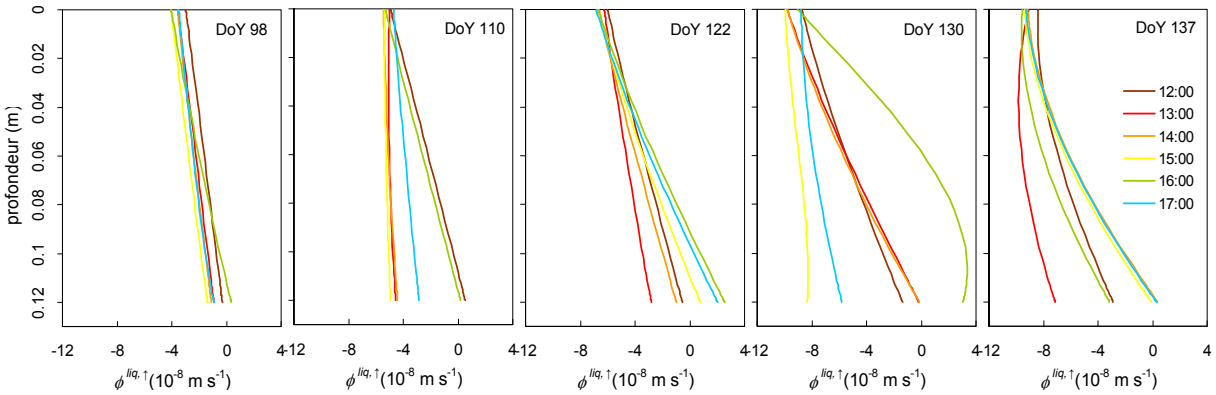


Figure 48. Profils de flux (m s^{-1}) d'eau dans le sol, de 12:00 à 17:00 lors de la partition (Jour 98 à 137),option A. Axe des flux vertical descendant

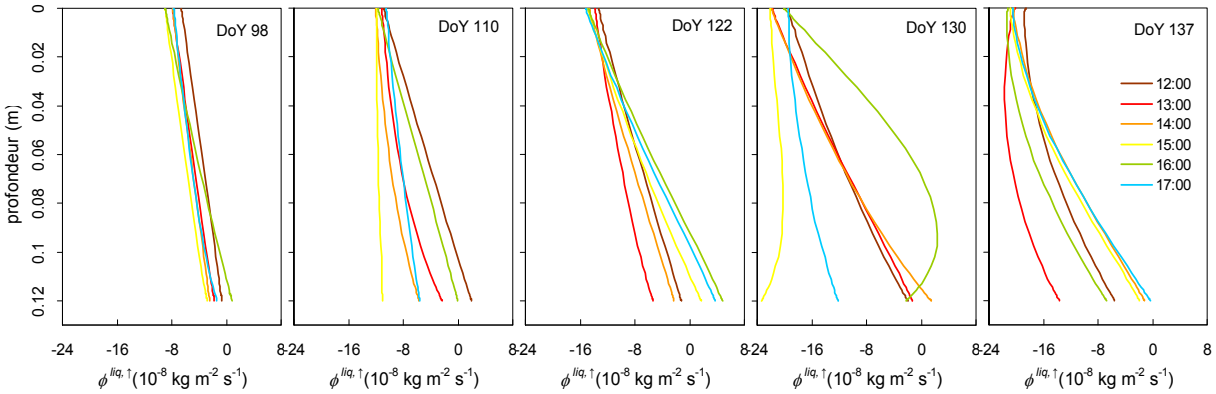


Figure 49. Profils de flux (kg m^{-2} s^{-1}) en isotopes de l'eau dans le sol, de 12:00 à 17:00 lors de la partition (Jour 98 à 137), option A. Axe des flux vertical descendant

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

6.5 Simulation des flux d'eau et d'isotopes dans le sol : régime hydrique permanent et état isotopique stationnaire ?

Même si l'on a pu vérifier que l'on se plaçait en régime hydrique permanent (en s'assurant qu'un état isotopique stationnaire était bien atteint), il est intéressant d'analyser les sorties de SiSPAT_I liées aux flux d'eau et d'isotopes dans le sol, de tracer les profils associés et les confronter aux hypothèses faites.

Pour chaque journée de la partition, les Figures suivantes 47 et 48 donnent les profils de flux d'eau et d'isotopes de 12:00 à 17:00 (chaque courbe représentant une heure où le « régime hydrique permanent » est atteint). L'axe des ordonnées (profondeur) est orienté vers le bas : les valeurs négatives correspondent aux flux de remontées capillaires et positives à un drainage éventuel.

6.5.1 Régime des flux d'eau et d'isotopes de l'eau, sol nu

La Figure 48 montre que les flux d'eau en surface sont jusqu'à 3 fois supérieurs à ceux à 0.12 m de profondeur au jour 98, lorsque le sol est nu. La condition de régime permanent devrait se traduire par des droites verticales et superposées. SiSPAT_I modélise même du drainage en bas de monolithe (valeurs de flux légèrement positives). Il en est de même pour les flux d'isotopes au jour 98 : la condition d'état isotopique stationnaire revient également à un profil de flux constant sur la profondeur de sol. Or, on constate que les flux de surface sont jusqu'à 8 fois supérieurs aux remontées capillaires depuis le réservoir d'eau (Figure 49). On confirme ici la complexité des régimes hydrique et isotopique dans le sol du monolithe. Ceci est notamment dû aux réalimentations successives et non continues dans le temps.

A partir du jour 110, les perturbations des profils d'eau et d'isotopes ainsi que les écarts constatés sur la durée de la partition pour chaque journée (de 12:00 à 17:00) sont manifestement le fait de l'extraction racinaire plus importante. L'aspect particulier de l'évolution des profils de flux du jour 130 est sans doute dû à une réalimentation en eau trop excessive et brutale. Pour ce même jour, on rappelle que le profil en isotopes effectué dans le sol ne se superpose pas à ceux des autres jours de la partition (existence d'un possible état transitoire isotopique dans le sol).

Les Figures 47 et 48 ne nous permettent cependant pas d'évaluer l'existence d'un état isotopique stationnaire lorsque la végétation est présente.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

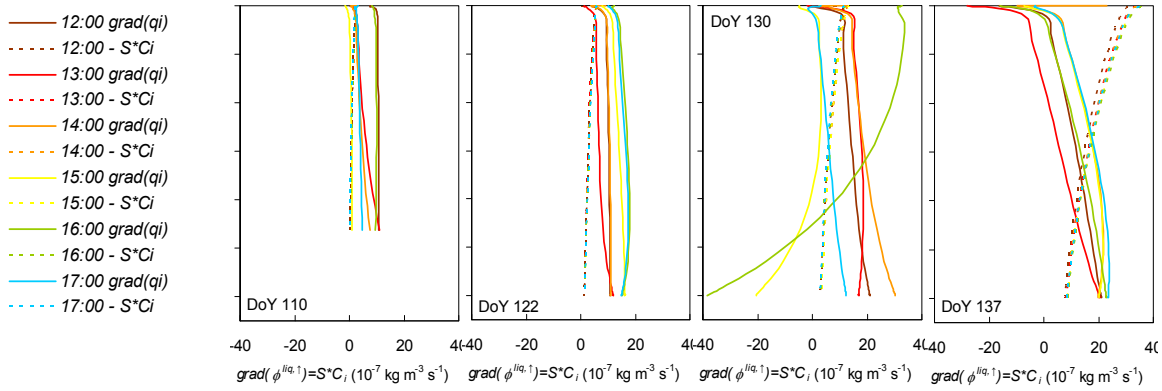


*Figure 50. Vérification de l'égalité entre les termes gauche (grad(qi)) et droite (- S*Ci) de l'Equation (86). Les calculs sont effectués entre 12:00 et 17:00 pour les journées de la partition où la végétation est présente (jour 110, 122, 130 et 137). Les traits pleins représentent les gradients de flux d'isotopes, les traits en pointillés représentent l'extraction racinaire isotopique. Option A, axe vertical descendant.*

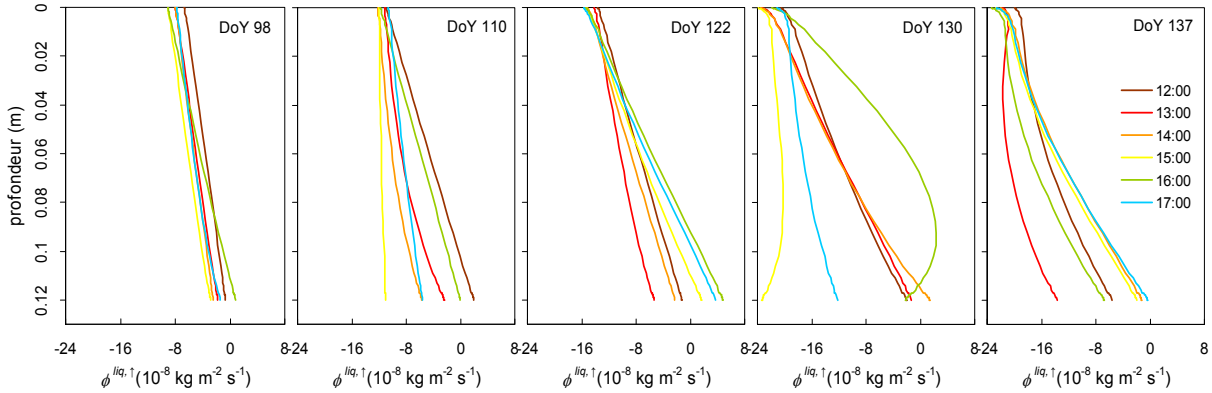


Figure 51. Profils de flux (kg m^{-2} s^{-1}) en isotopes de l'eau par convection dans le sol, de 12:00 à 17:00 lors de la partition (Jour 98 à 137), option A. Axe des flux vertical descendant

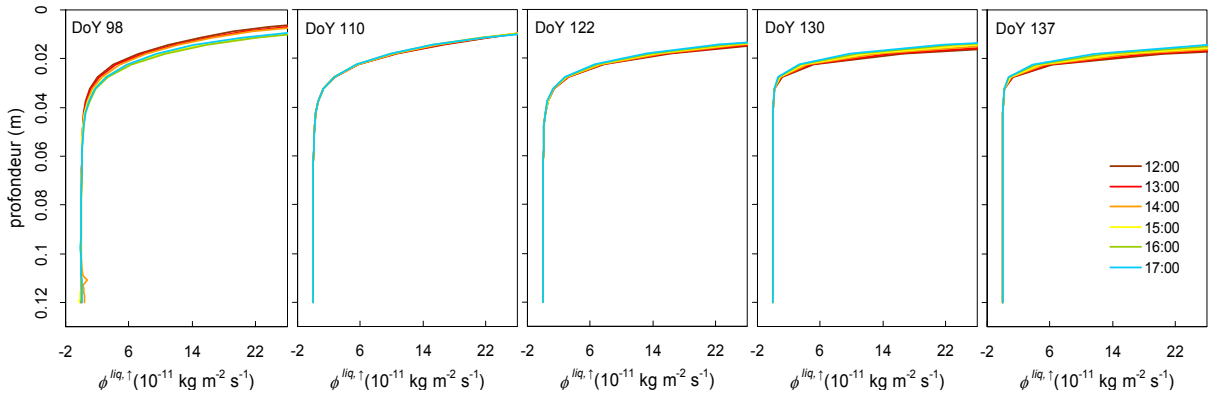


Figure 52. Profils de flux (kg m^{-2} s^{-1}) en isotopes de l'eau par diffusion dans le sol, de 12:00 à 17:00 lors de la partition (Jour 98 à 137), option A. Axe des flux vertical descendant

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

6.5.2 Evaluation de l'existence d'un état isotopique stationnaire avec extraction racinaire

L'équation de conservation de la masse isotopique dans le sol du monolithe, lorsqu'il y a présence de végétation (extraction racinaire), s'écrit (Eq. (71)) :

$$\frac{\partial(C_i^{liq}\theta_{liq} + C_i^{vap}\theta_{vap})}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z}(q_i) - S_i \tag{71}$$

avec S_i, le terme d'extraction racinaire des isotopes du sol. Les autres termes de l'équation sont définis paragraphe 2.2.3.

A l'état isotopique stationnaire Eq. (71) devient :

$$S_i = \frac{\partial}{\partial z}(q_i) \tag{92a}$$

$$S(z) * C_i(z) = \frac{\partial}{\partial z}(q_i) \tag{92b}$$

avec $C_i(z)$ la concentration en isotopes (kg m^{-3}) à la profondeur donnée z (m).

La Figure 50 donne les représentations graphiques des termes à droite et à gauche de Eq. (86b) pour les heures de « régime permanent » des jours 110, 122, 130 et 137. En pointillés, sont représentés les termes d'extraction racinaire isotopique pour les heures successives. On constate que ce terme d'extraction racinaire isotopique évolue peu entre 12:00 et 17:00, même lorsque la végétation est pleinement développée (jour 137). Ceci est du au fait que les caractéristiques du système racinaire sont fixes à l'échelle de la journée et que les évolutions de la teneur et de la signature isotopique de l'eau dans le sol sont faibles sur la durée de la partition. Les flux en isotopes de l'eau sont, par contre, évolutifs dans le temps, et le sont de plus en plus au fur et à mesure de l'expérience.

Pour conclure, on n'obtient pas d'égalité stricte entre les deux termes de l'Eq. (86b).

6.5.3 Parts convective et diffusive du flux d'isotopes

On constate qu'en valeur absolue, les flux par convection sont largement dominants (Figure 51). En surface, les flux par diffusion deviennent plus importants mais restent négligeables (Figure 52). Leurs valeurs positives montrent qu'il s'agit de retro- diffusion. Les valeurs en majorité négatives des flux de convection indiquent que l'essentiel des transferts convectifs d'isotopes se font par les remontées capillaires. SiSPAT_I reproduit bien la théorie avancée en premier par Zimmermann et al. (1967).

En conclusion de ce paragraphe, l'analyse des flux calculés par SiSPAT_I ne nous permet pas de corroborer les hypothèses faites de régime hydrique permanent et d'état isotopique stationnaire atteint par l'eau dans le sol. Cependant, avec ces variations de flux, le modèle reproduit tout de même la superposition des profils isotopiques entre les différentes journées de la partition.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

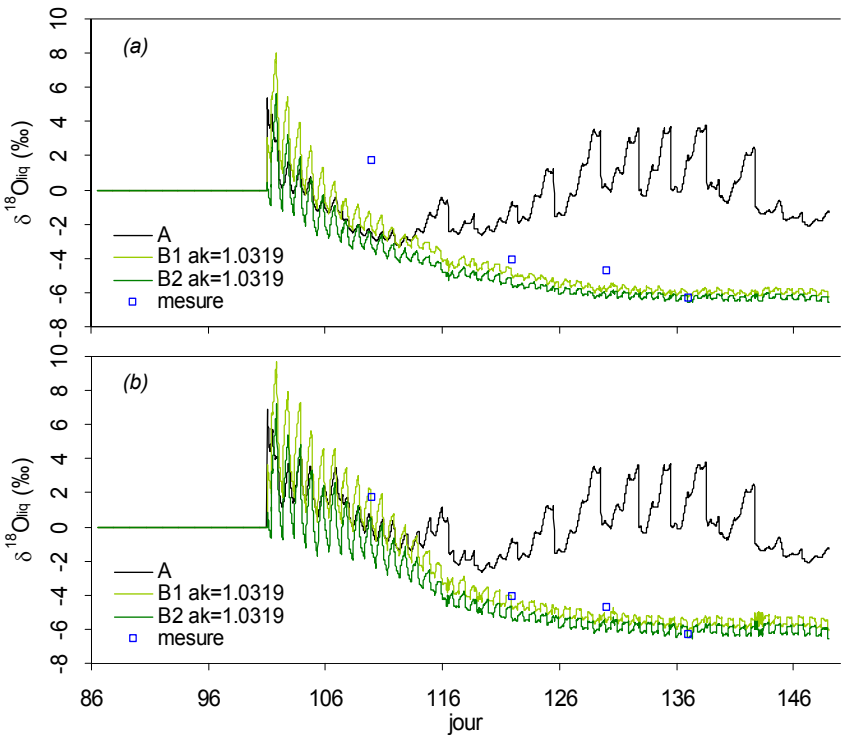


Figure 53a et b. Evolution des signatures mesurées et modélisées de l'eau du chaume lors de l'expérience Monolithe I ; (a) Profil de densité racinaire initialement codé dans SiSPAT_I, (b) Profil de densité racinaire de Li et al., (1999 ; 2001)

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

6.6 Modélisation de l'extraction racinaire

Dans ce paragraphe, on évalue et compare les résultats issus des deux types de modules d'extraction racinaires disponibles :

(i) le module d'extraction racinaire adapté du module initialement intégré à SiSPAT_I, qui travaille avec une densité de racines par unité de volume de sol à une profondeur donnée (m m^{-3}) et calcule l'extraction racinaire des différentes couches en fonction du gradient entre le potentiel foliaire et celui de l'eau du sol, de la densité racinaire de la couche et de la conductivité hydraulique du sol ;

(ii) le module d'extraction racinaire de Li *et al.* (1999), qui travaille avec la quantité de racines présentes à une profondeur dans le sol rapportée à la quantité totale de racines (%) et calcule l'extraction racinaire de chaque couche en fonction de la valeur de transpiration totale, de la densité racinaire, d'un facteur de stress lié à la pression de l'eau dans le sol et d'un facteur de compensation permettant de prélever l'eau dans les couches les plus humides, mais ne fait pas intervenir le potentiel foliaire (cf chapitre 2).

6.6.1 Simulation de la signature isotopique du chaume δ_{chaume}

A l'aide de Eq. (53bis), le modèle calcule la signature du chaume δ_{chaume}. Les Figures 52a et b donnent les évolutions de δ_{chaume} durant l'expérience *Monolithe I*, selon l'option de forçage de la condition à la limite supérieure du sol (options A et B) et selon le type de description du système racinaire (initial exponentiel, fonction de distribution racinaire). Il semble que l'utilisation du module d'extraction racinaire avec fonction de compensation (Li *et al.*, 1999 ; 2001) donne de meilleurs résultats (Figure 53b) : les δ_{chaume} modélisés sont plus enrichis et reproduisent mieux ponctuellement l'évolution des mesures. On constate que quel que soit le module d'extraction racinaire, si l'on force les profils isotopiques dans le sol par les flux (option A), le modèle simule à partir du jour 112 des valeurs de δ_{chaume} bien trop élevées par rapport aux données. Ceci est la conséquence directe de la divergence des signatures isotopiques modélisées en surface du sol lorsque l'option A est activée.

L'option B permet une certaine stabilisation des profils isotopiques tout au long de l'expérience. La signature des chaumes s'appauvrit donc au fur et à mesure du développement du système racinaire, alors qu'il puise l'eau de plus en plus profondément dans le sol. On remarque, à nouveau, que l'option B_1 donne de meilleurs résultats que l'option B_2.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

Type de profil racinaire utilisé	Profondeurs des couches	Contribution de la couche à l'extraction racinaire totale			
		110	**122**	**130**	**137**
SiSPAT	0 - 0.025 m	97.3	88.5	85.6	79.3
	0.025 – 0.050 m	2.3	7.2	8.2	9.7
	0.050 – 0.075 m	0.4	2.6	3.3	4.9
	0.075 – 0.100 m	0	0.9	1.3	2.4
	0.100 – 0.120 m	0	0.8	1.6	3.6
Li et al. (1999 ; 2001)	0 - 0.025 m	99.7	84.0	80.7	74.4
	0.025 – 0.050 m	0.3	4.2	4.4	4.7
	0.050 – 0.075 m	0	2.5	2.8	3.3
	0.075 – 0.100 m	0	1.5	1.8	2.3
	0.100 – 0.120 m	0	7.8	10.3	15.2

Tableau XVIII. Evolution des contributions des différentes couches des profils racinaires (profil initial SiSPAT_I, fonction de distribution racinaire Li et al., (1999 ;2001)) à l'extraction racinaire totale lors des quatre journées de la partition

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

6.6.2 Simulation des profondeurs d'extraction racinaire

Le Tableau XVIII donne l'évolution des contributions de différentes couches des profils racinaires (initial SiSPAT et fonction de distribution racinaire) à l'extraction racinaire totale pour les 4 journées de la partition. Ces contributions sont moyennées sur la journée. Les 4 premières couches ont une épaisseur de 0.025 m chacunes et la cinquième une épaisseur de 0.02 m. On constate les points suivants :

- l'évolution de ces contributions suit bien celle des profils racinaires eux-mêmes et de leurs caractéristiques (densité maximale, profondeur de la dernière racine et fraction F_{10}) ;
- près de la totalité de l'eau est extraite dans les 2.5 premiers centimètres au jour 110, quel que soit le module d'extraction racinaire utilisé. Au jour 130, bien que les profils racinaires sont bien développés sur toute la profondeur de sol, entre 70 et 80 % de l'eau extraite est toujours prélevée en surface. Ceci tend à démontrer que si l'eau est disponible en surface (humidités dans le sol suffisante en surface, ce qui est le cas lors de *Monolithe I* pour le jour 137), les racines la prélèveront prioritairement ;
- La contribution à l'extraction de la cinquième couche évolue plus rapidement que celle de la quatrième, allant jusqu'à la dépasser (module d'extraction racinaire SiSPAT) et même représenter 15 % de l'extraction racinaire au jour 137 quand on utilise le module de Li *et al.*, (1999, 2001). Dans le module original de SiSPAT_I, l'extraction racinaire est modélisée comme étant proportionnelle à la différence de pression en eau entre le sol (tension matricielle) et les feuilles (pression osmotique) modulée par une résistance proportionnelle à l'inverse de la conductivité hydraulique (cf. paragraphe 2.1.1). Lorsque le système racinaire est suffisamment développé au fond du monolithe et le sol y est plus humide suite à une réalimentation en eau, la fonction de compensation du module d'extraction racinaire associé au module d'extraction racinaire de Li *et al.* (2001) implique des prélèvements dans les couches plus profondes.

6.7 Conclusion

La principale particularité des expériences sur monolithes tient à la mesure directe des flux d'évapotranspiration. On n'utilise donc pas SiSPAT_I pour résoudre le bilan d'énergie. Il est d'ailleurs apparu qu'après quelques tests de positionnement du bilan-mètre, les valeurs mesurées de radiation nette étaient grandement dépendantes de l'éloignement du capteur par rapport aux lampes de la chambre. Il est donc, de toute façon, très critiquable d'essayer de résoudre le bilan d'énergie dans une chambre telle que RUBIC I. On choisit donc de forcer, dans un premier temps, les flux

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

d'évapotranspiration (option « A »). Comme il n'est pas possible de déterminer les flux d'évaporation et de transpiration, calculés en temps normal après résolution des bilans d'énergie respectifs (sol, plante), on choisi, de plus, de forcer la partition. Comme on n'a pas accès à la partition de façon continue dans le temps, on utilise une loi de forme exponentielle décroissante en fonction de l'indice foliaire**.** La faible sensibilité du modèle à la valeur de la partition montre que cette hypothèse est raisonnable ou que le module sol est tellement contraint par ailleurs que ce choix n'a pas beaucoup d'influence sur les simulations du modèle.

Un des aspects les plus complexes des expériences sur monolithes est le régime de réalimentation ponctuel et irrégulier. Il garantit la constance des flux d'évapotranspiration lors des journées où l'on effectue la partition et évite la saturation de toute la colonne de sol sur toute la durée de l'expérience, mais la complexité de ce régime rend la modélisation des données délicate, même en contraignant la condition à la limite inférieure avec les valeurs de potentiel matriciel mesurées à -12cm**.** Par ailleurs, l'analyse de la stationnarité des flux nous a montré que cette dernière n'était pas parfaitement atteinte pour les flux d'eau et d'isotopes, même si la conséquence, en terme de stationnarité des profils isotopiques est peu visible et que ces derniers restent bien stables dans le temps, dans la limite de la précision des mesures.

Les résultats obtenus montrent que l'ajustement des tensions matricielles et températures aux quatre profondeurs dans le sol (-0.03, -0.06, -0.09 et -0.12 m) aux données est bon (ajustement de référence). La qualité d'ajustement est cependant moindre concernant les humidités volumiques, obtenues à partir de la courbe de rétention définie dans les paramètres de SiSPAT_I et des tensions matricielles calculées. On constate que l'ajustement aux données des différentes variables calculées devient moins bon au fur et à mesure de l'expérience, et plus particulièrement à partir de son 2ème tiers (~jour de l'année 130), c'est-à-dire après 30-35 jours de développement de la végétation. A ce stade de l'expérience, le système racinaire des plants de fétuque occupent un volume non négligeable du monolithe et influence la mesure des tensions matricielles aux différentes profondeurs. SiSPAT_I ne s'inscrit pas dans le paradigme de l'influence de la végétation sur la structure du sol et ne caractérise pas cette inter-dépendance.

Les profils isotopiques modélisés dans le sol, lorsque la partition est effectuée, sont correctement ajustés aux données des deux premières journées (jours 98 et 110) mais tendent à diverger à partir du jour 122 : les signatures isotopiques calculées en surface apparaissent très enrichies (option de forçage par les flux « A »). Les tests de sensibilités de SiSPAT_I montrent que les profils d'humidité volumique et de signature isotopique sont peu sensibles à la définition du nombre d'horizons de sol, à la valeur de η (intervenant dans l'expression de la courbe de conductivité hydraulique) et à la valeur

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

du paramètre b (intervenant dans l'expression de x). Ils sont par contre beaucoup plus sensibles à la valeur de K_{sat} (courbe de conductivité hydraulique), de la tortuosité τ et de la dispersivité Λ.
La divergence en surface des profils isotopiques est corrigée lorsque l'on force par les signatures isotopiques du liquide en surface du sol, déterminées à partir des mesures de l'humidité relative de l'air, de la température de l'eau en surface du sol, des signatures isotopiques de l'évaporation et de la vapeur présente dans la chambre et en utilisant l'équation de Craig et Gordon (1965) (option « B »). Il faut alors faire l'hypothèse de la valeur du fractionnement cinétique α_K. Les meilleurs résultats sont obtenus quand on fixe des valeurs élevées d'α_K, correspondantes à un régime aérodynamique de la couche d'air de type stationnaire (diffusif pur, Merlivat, 1978 ; Cappa *et al.*, 2003).

Le module d'extraction racinaire de SiSPAT_I permet de calculer, en utilisant deux représentations de l'extraction racinaire et l'équation 53bis (Boujamlaoui *et al.*, 2005), la valeur de la signature de l'eau du chaume. L'option B donne de bons résultats (car limite la divergence des profils en surface et par conséquent la signature du chaume) : δ_{chaume} diminue tout au long de l'expérience alors que les racines puisent de plus en plus profondément dans le sol. Les résultats du modèle permettent aussi de «valider » le résultat expérimental obtenu en début de croissance de la végétation où la teneur isotopique mesurée dans le chaume est supérieure à la valeur la plus élevée mesurée dans le sol (moyenne sur 0 – 0.01 m). Les forts gradients de concentration simulés près de la surface montrent que sur cette couche d'épaisseur très faible la teneur en isotopes peut varier d'un facteur 10. Les racines peuvent donc extraire l'eau dans une couche de sol tellement fine, qu'on ne peut pas l'échantillonner. On peut enfin extraire de ces résultats l'évolution dans le temps des contributions des différentes « couches » du profil racinaire à l'extraction totale. Dans nos conditions d'expérimentation, où le sol reste suffisamment humide, cette dernière, malgré le développement des racines, reste prépondérante dans les couches de surface.
La structure du modèle est suffisamment souple pour être adaptée à différentes conditions expérimentales, même si en voulant imposer trop de choses, *e.g.* les flux et la signature isotopique, on risque d'être incompatible avec la physique du modèle (divergence probable du modèle lorsqu'on le force avec les flux d'isotopes déduits des mesures). La modélisation permet une simulation continue dans le temps de l'expérience et donc aussi de simuler les régimes transitoires, de manière plutôt satisfaisante. Le modèle donne accès à des variables non mesurables qui nous permettent d'approfondir les hypothèses et leur validité (état stationnaire, différentes hypothèses sur l'extraction racinaire, valeur de fractionnement cinétique, *etc.*) via une étude de sensibilité. Pour compléter ce qui a déjà été fait en ce domaine, il conviendrait de modéliser aussi les conditions expérimentales des *Monolithes II*, notamment pour voir si nous pouvons reproduire la stabilité, observée au chapitre 5, des profils isotopiques en dépit de différences sur les profils de teneur en eau. A terme, le modèle permettra de simuler des conditions différentes de l'expérience *Monolithe*.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

CONCLUSION GENERALE

L'étude de processus est à la base d'une vision intégrée à plus grande échelle dans l'espace et dans le temps. Mieux comprendre la part continentale du cycle de l'eau et, de façon générale, les interactions hydrologiques entre climat et surfaces continentales, dépend de la qualité et la quantité des données récoltées lors de campagnes de terrain.

Les isotopes stables et lourds de l'eau permettent d'associer aux mesures de flux d'eau une connaissance de leur origine et de leur histoire. Dans le cadre de la partition des flux d'évapotranspiration en évaporation du sol et transpiration des couvertures végétales, ils complètent une palette de méthodes déjà existantes et fournissent un point de comparaison pertinent. Leur utilisation dans ce cadre précis est cependant généralement conditionnée par certaines hypothèses concernant le régime de ces flux. Le recours au milieu contrôlé, parallèlement aux expériences *in situ*, limite les incertitudes liées aux aléas climatiques et à l'hétérogénéité globale du terrain étudié. Il permet également de comprendre la portée de ces hypothèses et mesurer à quel point il est justifié de les faire.

La série d'expériences sur monolithes à permis d'effectuer la partition dans un cas bien particulier : on a maintenu un système sol-plante en régime hydrique permanent jusqu'à ce qu'il atteigne l'état isotopique stationnaire, à la fois pour le sol et pour la plante. Le dispositif expérimental nous permet donc de ne pas avoir à faire d'hypothèses dont la portée scientifique est loin de nous sembler évidente. D'une part, en considérant que le sol est à l'état isotopique stationnaire, on n'a nul besoin de déterminer la signature isotopique de l'évaporation à partir de celles de l'eau en surface et de la vapeur atmosphérique, en appliquant les résultats directs de Craig et Gordon (1965) comme le font certains auteurs (Wang et Yakir, 2000 ; Yepez *et al*., 2005). D'autre part, on peut raisonnablement affirmer que les plants de fétuque transpirent en régime permanent et que, durant la période de la partition, leur feuilles atteignent l'état isotopique stationnaire. On peut alors déterminer la signature isotopique de la transpiration à partir de celle qui alimente les plantes, en analysant l'eau des chaumes.

Les expériences sur monolithes nous ont permis de calculer cinq valeurs successives de partition de l'évapotranspiration en évaporation du sol et transpiration des plantes en leur associant un stade de développement végétatif (indice foliaire, hauteur de végétation, estimation du développement racinaire à partir de mesures) et des conditions hydriques sur toute la profondeur du sol. La contribution de

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

l'évaporation du sol à l'évapotranspiration réelle *x* a diminué durant l'expérience de 100% (sol nu) à 94 % (16 jours suivant le semis), 80 % (28 jours suivant le semis), 68 % (36 jours suivant le semis) pour finalement atteindre 1% (43 jours suivant le semis). A ces cinq valeurs, on associe une incertitude, *dx*, liée aux erreurs d'analyse et d'échantillonnage. Pour la dernière valeur de partition (1 %), l'incertitude a été estimée entre 48 et 74% de la partition. Cela est du au fait qu'après un certain temps, le système racinaire peut extraire partiellement l'eau directement depuis le réservoir et ne pas la puiser entièrement dans le sol. La valeur de signature isotopique de la transpiration, à l'état isotopique stationnaire, tend alors vers celle de l'eau d'alimentation, et donc celle de l'évaporation à l'état isotopique stationnaire. Le calcul de la partition par la méthode isotopique devient alors très imprécis (dénominateur de l'équation qui tend vers zéro). Pour le dernier jour de la partition, la convergence est telle que l'écart entre ces deux valeurs est équivalent à celle de la précision d'analyse (~0.15 ‰). Pour retarder ce phénomène, il faudrait avoir une profondeur de sol plus importante, or si l'on souhaite conserver la surface de sol étudiée (et donc les flux d'évapotranspiration à demande climatique équivalente), la masse conjuguée du sol et de l'eau de réalimentation serait trop importante pour l'armature de la chambre. On met ici en lumière une des limites des expériences sur monolithes conduites dans la chambre RUBIC I.

La condition particulière d'atteinte de l'état isotopique stationnaire pour l'eau du sol a autorisé l'ajustement des résultats théoriques de Zimmermann *et al*. (1967) et de Barnes et Allison (1983) sur les profils isotopiques mesurés ainsi que ceux de Craig et Gordon (1965) pour la signature de l'eau en surface. A notre connaissance, ce dernier point n'a pas été encore vérifié dans la littérature. Les données expérimentales nous ont également permis d'évaluer la pertinence de l'utilisation du modèle de Craig et Gordon (1965) pour la détermination de la composition isotopique de l'évaporation d'un sol nu (Zimmermann *et al.*, 1967 ; Barnes et Allison, 1983). Il s'agit d'un autre résultat majeur de ce travail : on a montré que la composition isotopique devant être utilisée pour caractériser l'eau du sol en surface était bien plus grande que celle qui était mesurée en pratique, menant à des sous-estimations importantes.

L'expérience *isoPAN*, présentée ici en préliminaire des expériences sur monolithes, nous a permis d'aborder le plus « simplement » la problématique de l'évaporation en régime permanent en considérant un volume d'eau libre. De cette expérience, on tire deux enseignements principaux :

(i) le volume de RUBIC I est efficacement régulé en température et humidité, maintenant dans le temps une demande climatique constante. On a pu observer que le bac d'eau évaporait en régime permanent ;

(ii) on a trouvé, après ajustement des résultats analytiques de Craig et Gordon (1965) sur les données isotopiques récupérées, une valeur moyenne de fractionnement cinétique ε_K égale à 9 ‰.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

Cette valeur est inférieure à celle normalement associée à un régime aérodynamique de type turbulent et donnée par Merlivat (1978). Elle sort donc de la gamme généralement acceptée mais correspond au type de régulation du module atmosphérique (homogénéisation par ventilation). Cette valeur moyenne de 9 ‰ n'a pas été calculée *directement* à partir de mesure de diffusivité en phase vapeur, comme l'a fait Merlivat (1978), mais est déterminée *indirectement* à partir de l'analyse des signatures isotopiques des différents compartiments (vapeur de la chambre, évaporation et liquide).
On en conclut de l'importance d'une telle expérience, inédite et réalisée sur un volume d'eau important (4 L), qui nous permet d'obtenir des informations supplémentaires sur les valeurs possibles d'un paramètre méconnu tel que le fractionnement cinétique.

Pour aller plus en avant dans l'interprétation des données récupérées lors des expériences sur monolithes, on a couplé le milieu contrôlé avec un modèle de transfert couplé de chaleur, d'eau et d'isotopes de l'eau dans le continuum sol – plante – atmosphère, SiSPAT_Isotopes. La nature et la quantité de données à disposition permettent l'évaluation de son fonctionnement, et tout particulièrement de son module de transport des isotopes dans le sol (flux liquide et gazeux) et la plante (extraction racinaire). Ce travail nous a aussi permis de simuler l'expérience en continu, y compris les régimes transitoires et d'analyser plus en détails, en s'appuyant sur les sorties du modèle non accessibles à la mesure, les hypothèses faites lors de l'interprétation de l'expérimentation, notamment l'hypothèse d'état stationnaire isotopique pour le sol.

Deux options de forçage du module sol ont été testées lors de l'expérience *Monolithe I* :

- le forçage par les flux d'évaporation, déterminés à partir de la mesure des flux d'évapotranspiration et des données de la partition (option « A »)
  On a observé une divergence progressive des signatures modélisées de l'eau du sol en surface, au fur et à mesure de l'expérience, menant à une surestimation de la valeur de δ_{chaume}.
- Le forçage par la signature isotopique de l'eau en surface, déterminée à partir de la relation générale de Craig et Gordon (1965) (option « B »).
  Il n'y a dans ce cas, plus de divergence observée. Cette option à cependant le désavantage d'obliger le modélisateur à faire une hypothèse sur la valeur du fractionnement cinétique α_K. On en déduit, contrairement au cas d'une lame d'eau libre (expérience *IsoPan*), que les valeurs d'α_K donnant les meilleurs résultats d'ajustement des profils modélisés sur les données sont élevées et correspondent à un régime aérodynamique de la couche d'air de type stationnaire (diffusif pur, Merlivat, 1978 ; Cappa *et al.*, 2003).

On a pu constater que la structure du modèle était suffisamment souple pour être adaptée aux conditions expérimentales de *Monolithe I.* Cette expérience, par la nature et la quantité des données qu'elle fournit, nous a permis d'explorer les limites de compatibilité avec la physique du modèle. La

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

modélisation permet une simulation continue dans le temps de l'expérience et donc aussi de simuler les régimes transitoires, de manière plutôt satisfaisante. Le modèle donne accès à des variables non mesurables qui nous permettent d'approfondir les hypothèses et leur validité (état stationnaire, différentes hypothèses sur l'extraction racinaire, valeur de fractionnement cinétique, *etc.*) via une étude de sensibilité. A terme, le modèle permettra de simuler des conditions différentes de l'expérience monolithe.

A la lumière des résultats des différentes expériences conduites durant ce travail, on peut envisager les perspectives suivantes :

(i) Concernant les bacs d'évaporation, il serait intéressant d'effectuer une série d'expériences *IsoPan* en modifiant les paramètres atmosphériques (humidité et température), ce qui aurait une conséquence sur les flux eux-mêmes. On pourrait également travailler avec des volumes et/ou surfaces plus importantes et en déduire, entre autres, de nouvelles valeurs de fractionnements cinétiques, si elles sont différentes. On pourrait enfin injecter une vapeur allochtone dans la chambre RUBIC I et d'observer les conséquences du mélange des vapeurs (autochtone et allochtone) sur la signature de l'évaporation et de celle de l'eau du bac. On simulerait en quelque sorte dans ce dernier cas une modification de la signature isotopique de la vapeur ambiante.

(ii) Comme cela a été mentionné à maintes reprises dans ce travail, on effectue ici une partition des flux d'évapotranspiration dans des conditions bien particulières : le régime hydrique permanent. Cette condition absolument nécessaire à l'établissement de l'état isotopique stationnaire recherché est cependant loin d'être représentative de conditions de terrain. Dès lors, se pose la question de la représentativité de cette première série d'expérience. Elle pourrait être rapprochée à certaines conditions bien particulières telles que la présence d'une nappe perchée, ou l'existence d'un épisode de précipitation prononcé / scénario d'irrigation. Il faudra donc effectuer dans le futur une expérience en régime transitoire, depuis un état hydrique bien défini pour les plantes et dans le sol, et suivre l'évolution des signatures isotopiques de l'évapotranspiration, de l'évaporation et de la transpiration.

(iii) La faible profondeur de sol limite la durée totale de l'expérience. En effet, le développement racinaire conditionnant, à l'état isotopique stationnaire, la valeur de la signature isotopique de la transpiration, plus la profondeur de sol est faible, plus les signatures isotopiques (toujours à l'état stationnaire) de l'évaporation et de la transpiration convergent rapidement car les racines prélèvent après un certain temps directement dans le

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

réservoir, au moins partiellement. On peut imaginer, par la suite, réaliser une deuxième série d'expériences avec une profondeur de sol significativement plus importante pour limiter cette convergence de signaux.

(iii) Enfin, mettre à profit les connaissances acquises lors de la modélisation, notamment la validation du module plante (extraction racinaire, signature du chaume) et utiliser le modèle sur des jeux de données récoltées lors de campagnes de terrain (site de Grignon, 2000 ; site de Lusignan, 2004)

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

André, M., Nervi, J.C., Lespinat, P.A., Massimino, D., 1974. Units for automatic culture in artificial atmosphere "C23A" project. Acta. Hortic. 39, 59-72.

Araguas-Araguas, L., Rozanski, K., Gonfiantini, R., Louvat, D., 1995. Isotope effects accompanying vaccum extraction of soil water for stable isotope analyses. J. Hydrol. 168, 159-171.

Baldocchi, D.D., Hicks, B.B., Meyers, T.P., 1988. Measuring biosphere-atmosphere exchanges of biologically related gases with micrometeorological methods. Ecology. 69, 1331-1340.

Barbour, M.M., Roden, J.S., Farquhar, G.D., Ehleringer, J.R., 2004. Expressing leaf water and cellulose oxygen isotope ratios as enrichment above source water reveals evidence of a Péclet effect. Oecologia. 138, 426–435.

Bariac, T., 1988. Les isotopes stables (18O, 2H) de l'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère: Conséquence pour la vapeur d'eau atmosph 33?rique, University Pierre et Marie Curie - Paris VI, Paris, 359 pp.

Bariac, T., Deleens, E., Gerbaud, A., André, M., Mariotti, A., 1991. La composition isotopique (18O, 2H) de la vapeur d'eau transpirée: Etude en conditions asservies. Geochim. Cosmochim. Acta. 55, 3391-3402.

Bariac, T., Ferhi, A., Jusserand, C., Letolle, R., 1983. Sol-plante-atmosphere: contribution à l'étude de la composition isotopique de l'eau des différentes composantes de ce système, Isotope and radiation techniques in soil physics and irrigation studies. AIEA, Vienna, pp. 561-576.

Bariac, T., Gonzalezdunia, J., Tardieu, F., Tessier, D., Mariotti, A., 1994. Spatial variation of the isotopic composition of water (18O, 2H) in organs of aerophytic plants, I. Assessment under laboratory conditions. Chem. Geol. 115, 307-315.

Bariac, T., Rambal, S., Jusserand, C., Berger, A., 1989. Evaluating water flux of field-grown alfalfa from diurnal observations of natural isotope concentration, energy budget, and ecophysiological parameters. Agric. Forest. Meteorol. 48, 263-283.

Barnes, C.J., Allison, G.B., 1983. The distribution of deuterium and 18O in dry soils, I. Theory. J. Hydrol. 60, 141-156.

Barnes, C.J., Allison, G.B., 1984. The distribution of deuterium and oxygen 18 in dry soils: III. Theory for non-isothermal water movement. J. Hydrol. 74, 119-135.

Barnes, C.J., Walker, C.D., 1989. The distribution of deuterium and oxygen-18 during unsteady evaporation. J. Hydrol. 112, 55-67.

Boujamlaoui, Z., Bariac, T., Biron, P., Canale, L., Richard, P., 2005. Profondeur d'extraction racinaire et signature isotopique de l'eau prélev 33?e par les racines des couverts végétaux. C. R. Geosciences. 337, 589-598.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

Box Jr, J.E., 1998. Modern methods for root investigations. in: Y. Waisel, A. Eshel and U. Kafkafi (Editors), Plant Roots: the Hidden Half. Marcel Dekker Inc., New York, pp. 193-237.

Braud, I., 2000. SiSPAT Users's manual, version 3.0. in. LTHE/CEMAGREF., 106 pp.

Braud, I., 2002. SiSPAT Users's Manual Update, version 4.0. in. LTHE/CEMAGREF, 13 pp.

Braud, I., Bariac, T., Gaudet, J.P., Vauclin, M., 2005a. SISPAT-Isotope, a coupled heat, water and stable isotope (HDO and H218O) transport model for bare soil. Model description and first verifications. J. Hydrol. 309, 277-300.

Braud, I., Bariac, T., Gaudet, J.P., Vauclin, M., 2009b. SiSPAT-Isotope, a coupled heat, water and stable isotope (HDO and H218O) transport model for bare soil. Part II. Model description and first verifications. J. Hydrol. 309, 277-300.

Braud, I., Bariac, T., Vauclin, M., Boujamlaoui, Z., Gaudet, J.P., Biron, P., Richard, P., 2005b. SISPAT-Isotope, a coupled heat, water and stable isotope (HDO and H218O) transport model for bare soil. Evaluation and sensitivity tests using 2 laboratory data sets. J. Hydrol. 309, 301-320.

Braud, I., Biron, P., Bariac, T., Richard, P., Canale, L., Gaudet, J.P., Vauclin, M., 2009a. Isotopic composition of bare soil evaporated water vapour. Part I: RUBIC IV experimental set up and results. J. Hydrol. 369, 1-16.

Braud, I., Dantas-Antonino, A.C., Vauclin, M., Thony, J.L., Ruelle, P., 1995. A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SiSPAT): development and field verification. J. Hydrol. 193, 213-250.

Braud, I., Varado, N., Olioso, A., 2005. Comparison of root water uptake modules using either the surface energy balance or potential transpiration. J. Hydrol. 301, 267-286.

Brisson, N., Perrier, A., 1991. A semi-empirical model of bare soil evaporation for crop simulation models. Water Resour. Res. 27, 719-727.

Brooks, R.H., Corey, C.T., 1964. Hydraulic properties of porous media. Hydrol. Paper 3. Colorado State University, Fort Collins.

Brunel, J., Walker, G., Kennett-Smith, A.K., 1995. Field validation of isotopic procedures for determining sources of water used by plants in a semi-arid environment. J. Hydrol. 167, 351 - 368.

Brutsaert, W., 1965. A model for evaporation as a molecular diffusion process into a turbulent atmosphere. Journal of Geophysical Research. 70, 5017-5024.

Bsaibes, A., 2007. Etude d'une approche multi-locale d'estimation spatiale de l'évapotranspiration. Cas d'un bassin versant agricole hét┤?rogène en région méditerranéenne, University of Montpellier II, Montpellier, 227 pp.

Cappa, C.D., Hendricks, M.B., DePaolo, D.J., Cohen, R.C., 2003. Isotopic fractionation of water during evaporation. J. Geophys. Res. 108, 4525-4534.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

Cayet, S., 2001. Apports de la biogéochimie isotopique à l'analyse des interactions eau-sol-racine, University Pierre and Marie Curie - Paris VI, Paris, 175 pp.

Cellier, P., Olioso, A., 1993. A simple system for automated long-term Bowen ratio measurement. Agric. Forest. Meteorol. 66, 81-92.

Chabbi, A., Kögel-Knabner, I., Rumpel, C., 2009. Stabilised carbon in subsoil horizons is located in spatially distinctparts of the soil profile. Soil Biol. Biochem. 41, 256-261.

Chahine, M., 1992. The hydrological cycle and its influence on climate. Nature. 359, 373-380.

Craig, H., 1957. Isotopic standards for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural water. Science. 133, 1833-1834.

Craig, H., Gordon, L.I, 1965. Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere, The stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures, Lab. Geol. Nucl., Pisa, Italy, pp. 9-130.

Daamen, C.C., Simmonds, L.P., Sivakumar, M.V.K., 1995. The impact of sparse millet crops on evaporation from soil in semi-arid Niger. Agr. Water Manage. 27, 225-242.

Dawson, T., Mombelli, S., Plamboeck, A., Templer, P., Tu, K., 2002. Stable isotopes in Plant ecology. Annu. Rev. Ecol. Syst. 33, 507-559.

Dongmann, G., Nürnberg, H.W., Forstel, H., Wagener, K., 1974. On the enrichment of H218O in the leaves of transpiring plants. Radiat. Environ. Biophys. 11, 41-52.

Durand, J.L., Bariac, T., Ghesquière, M., Biron, P., Richard, P., Humphreys, M., Zwierzykovski, Z., 2007. Ranking of the depth of water extraction by individual grass plants using natural 18O isotope abondance. Environ. Exp. Bot. 60, 137-144.

Ehhalt, D., Knott, K., 1965. Kinetische Isotopentrennung bei der Verdampfung vom Wasser. Tellus B Chem Phys Meteorol. 17, 389-397.

Ehleringer, J.R., Field, C., 1993. Scaling physiological processes: leaf to global. in. Academic Press, San Diego, 388 pp.

Ehleringer, J.R., Osmond, C., 1992. Stable isotopes in plant physiological ecology. Fields, methods and instrumentation. in. Chapman and Hall, London, 739 pp.

Epstein, S., Mayeda, T., 1953. Variation of 18O content of waters from natural sources. Geochim. Cosmochim. Acta. 4, 213-224.

Feddes, R.A., Kabat, P., P.J.T, V.B., Bronswijk, J.J.B., Halbertsma, J., 1988. Modelling soil water dynamic in the unsaturated zone -state of the art. J. Hydrol. 100, 69-11.

Federer, C.A., 1979. A soil-plant-atmosphere model for transpiration and availability of soil water. Water Resour. Res. 15, 555-562.

Ferrio, J.P., Cuntz, M., Offermann, C., Siegwolf, R., Saurer, M., Gessler, A., 2009. Effect of water availability on leaf water isotopic enrichment in beech seedlings shows limitations of current fractionation models. Plant Cell Environ. 32, 1285–1296.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

Flanagan, L., Phillips, S., Ehleringer, J., Lloyd, J., Farquhar, G.D., 1994. Effects of changes in leaf water oxygen isotopic composition on discrimination against C18O16O during photosynthetic gas exchange. Aust. J. Plant Physiol. 21, 221–234.

Flanagan, L.B., Brooks, J.R., Varney, G.T., Ehleringer, J.R., 1997. Discrimination against C18O16O during photosynthesis and the oxygen isotope ratio of respired CO2 in boreal forest ecosystems. Global Biogeochem. Cycles. 11, 83-98.

Flanagan, L.B., Comstock, J.P., Ehleringer, J.R., 1991. Comparison of modeled and observed environmental influences on the stable oxygen and hydrogen isotope composition of leaf water in Phaseolus vulgaris L. Plant. Physiol. 96, 588-596.

Flanagan, L.B., Ehleringer, J.R., 1991. Stable isotope composition of stem and leaf water: applications to the study of plant water use. Funct. Ecol. 5, 270-277.

Förstel, H., 1978. The enrichment of 18O in Leaf Water. Radiat. Environ. Biophys. 15, 323-344.

Fritz, P., Drimmie, R., Frape, S., O'Shea, O., 1987. The isotopic composition of precipitation and groundwater in Canada, Isotope techniques in Water Resources Development. IAEA Symposium. IAEA, Vienna, pp. 539-555.

Gardner, W.R., 1960. Dynamic aspects of water availability to plants. Soil Sci. 89, 63-73.

Gash, J.H.C., 1979. An analytical model of rainfall interception by forests. Q. J. Roy. Meteor. Soc. 105, 43-45.

Gibson, D.J., Newman, J.A., 2001. Festuca arundinacea Schreber (F. elatior L. ssp. arundinacea (Schreber) Hackel). J. Ecol. 89, 304-324.

Gibson, J.J., 2001. Short term evaporation and water budget comparisons in shallow artic lakes using non steady isotope mass balance. J. Hydrol. 264, 242-261.

Granier, A., 1987. Evaluation of transpiration in a Douglas-fir stand by means of sap flow measurements. Tree Physiol. 3, 309-320.

Gregory, P.J., 2006. Roots, rhizosphere and soil: the route to a better understanding of soil science. Eur. J. Soil Sci. 57, 2-12.

Haverkamp, R., Parlange, J., 1986. Predicting the water-retention curve from particle-size distribution: 1. Sandy soils without organic matter. Soil Sci. 142, 325-339.

Hillel, D., 1980. Fundamentals of Soil Physics. in. Academic Press, New York, 385 pp.

Hillel, D., Talpaz, H., van Keulen, H., 1976. A macroscopic model of water uptake by a nonuniform root system and of water and salt movement in the soil profile. Soil Sci. 121, 242-255.

Horita, J., Rozanski, K., Cohens, S., 2008. Isotope effects in the evaporation of water: a status report of the Craig-Gordon model. Isotopes Environ. Health Stud. 44, 23-49.

Hsieh, J.C.C., Chadwick, O.A., Kelly, E.F., Savin, S.M., 1998. Oxygen isotopic composition of soil water: quantifying evaporation and transpiration. Geoderma. 82, 269-293.

Jarvis, P., 1995. Scaling processes and problems. Plant Cell Environ. 18, 1079-1089.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

Kahmen, A., Simonin, K., Tu, K.P., Merchant, A., Callister, A., Siegwolf, R., Dawson, T.E., Arndt, S.K., 2008. Effects of environmental parameters, leaf physiological properties and leaf water relations on leaf water d18O enrichment in different Eucalyptus species. Plant Cell Environ. 31, 738–751.

Keeling, C.D., 1958. Keeling CD. 1958. The concentration and isotopic abundances of carbon dioxide in rural and marine air. Geochim. Cosmochim. Acta. 24, 277-298.

Li, K.Y., Boisvert, J.B., Jong, R.D., 1999. An exponential root-water-uptake model. Can. J. Soil Sci. 79, 333-343.

Li, K.Y., Jong, R.D., Boisvert, J.B., 2001. An exponential root-water-uptkae model with water stress compensation. J. Hydrol. 252, 189-204.

Lloyd, C.R., Gash, J.H.C., Shuttleworth, W.J., de O Marques, F.A., 1988. The measurement and modelling of rainfall interception by Amazonian rain forest. Agr. Forest. Meteorol. 43, 277-294.

Majoube, M., 1971. Fractionnement en oxygène-18 et en deuterium entre l'eau et sa vapeur. J. Chem. Phys. 68, 1423-1436.

Martinelli, L.A., Victoria, R.L., Sternberg, L.S.L., Ribeiro, A., Moreira, M.Z., 1996. Using stable isotopes to determine sources of evaporated water to the atmosphere in the Amazon basin. J. Hydrol. 183, 191-204.

Martre, P., Cochard, H., Durand, J.L., 2001. Hydraulic architecture and water flow in growing grass tillers (Festuca arundinacea Schreb). Plant Cell. Environ. 24, 65-76.

Mathieu, R., Bariac, T., 1996a. A numerical model for the simulation of stable isotope profiles in drying soils. J. Geophys. Res. 101, 685-696.

Mathieu, R., Bariac, T., 1996b. An isotopic study (2H and 18O) of water movements in clayey soils under a semiarid climate. Water Resour. Res. 32x, 779-789.

Melayah, A., Bruckler, L., Bariac, T., 1996. Modelling the transport of water stable isotopes in unsaturated soils under natural conditions: 1. Theory. Water Resour. Res. 32, 2047-2054.

Merlivat, L., 1970. L'étude quantitative de bilans de lacs à l'aide des concentrations en deutérium et oxygène-18 dans l'eau. in: Isotopes in hydrology. AIEA, Vienne, 89 pp.

Merlivat, L., 1978. Molecular diffusivities of H216O, HD16O, and H218O in gases. J. Chem. Phys. 69, 2864-2871.

Milly, P.C.D., 1982. Moisture and heat transport in hysteretic, inhomogeneous porous media: a matric head-based formulation and a numerical model. Water Resour. Res. 18, 489-498.

Monteith, J.L., 1965. Evaporation and environment. In The State and Movement of Water in Living Organisms. In: G. Fogg (Editor), Proceedings of the XIXth Symposium on the Society of Experimental Biology. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 205-234.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

Moreira, M.Z., Sternberg, L.d.S.L., Martinelli, L.A., Victoria, R.L., Barbosa, E.M., Bonates, L.C.M., Nepstad, D.C., 1997. Contribution of transpiration to forest ambient vapour based on isotopic measurements. Glob. Change Biol. 3, 439-450.

Moreira, M.Z., Sternberg, L.d.S.L., Martinelli, L.A., Victoria, R.L., Barbosa, E.M., Bonates, L.C.M., Nepstad, D.C., 1997. Contribution of transpiration to forest ambient vapour based on isotopic measurements. Global Change Biology. Glob. Change Biol. 3, 439-450.

Moreira, M.Z., Sternberg, L.d.S.L., Nepstad, D.C., 2000. Vertical patterns of soil water uptake by plants in a primary forest and an abandoned pasture in the eastern Amazon: an isotopic approach. Plant Soil. 222, 95-107.

Münnich, K.O., 1978. Soil-water-plant relationship, In Symposium on study and management of water resources in arid and semi-arid regions, Ahmedabad, India.

Nash, J., Sutcliffe, J., 1970. River flow forecasting through conceptual models. Part I - A discussion of principles. J. Hydrol. 10, 282-290.

Nemes, A., Schaap, M.G., Leij, F.J., Wösten, J.H.M., 2001. Description of the unsaturated soil hydraulic database UNSODA version 2.0. J. Hydrol. 251, 151-162.

Personne, E., Perrier, A., Tuzet, A., 2003. Simulating water uptake in the root zone with a microscopic-scale model of root extraction. Agronomie. 23, 153-168.

Phillips, D.L., Gregg, J.W., 2001. Uncertainty in source partitioning using stable isotopes. Oecologia. 127, 171-179.

Rana, G., Katerji, N., 2000. Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: A review. European Journal of Agronomy. Eur. J. Agron. 13, 125-153.

Raupach, M.R., Finnigan, J.J., 1997. The influence of topography on meteorological variables and surface-atmosphere interactions. J. Hydrol. 190, 182-213.

Ritchie, J.T., 1972. Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. Water Resour. Res. 8, 1204-1213.

Roden, J.S., Ehleringer, J.R., 1999. Observations of hydrogen and oxygen isotopes in leaf water confirm the Craig-Gordon model under wide-ranging environmental conditions. Plant Physiol. 120, 1165–1173.

Rundel, P.W., Ehleringer, J.R., Naggy, K.A., 1988. Stable Isotopes in Ecological Research. in. Springer-Verlag, New-York.

Salati, E., Dall'Olio, A., Gat, J., Matsui, E., 1978. Recycling of water in the Amazon basin: an isotopic study. Water Resour. Res. 15, 1250-1258.

Schoch-Fischer, H., Rozanski, K., Jacob, H., Sonntag, C., Jouzel, J., Ostlund, G., Geyh, M.A., 1983. Hydrometeorological factors controlling the time variation of D, 18O and 3H in atmospheric water vapour and precipitation in the northwestern westwind belt, Isotope Hydrology. AIEA-UNESCO, Vienna, pp. 3-30.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

Seguin, B., Itier, B., 1983. Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal I.R. data. Int. J. Remote sensing. 4, 371-383.

Shuttleworth, W.J., Gash, J.H., Lloyd, C.R., Moore, C.L., Roberts, J., Marques, P., Fisch, G., Silva, P.V.P., Ribeiro, M.N.G., Molion, L.C.B., Sá, L.D.A., Nobre, J.C., Cabral, O.M.R., Moraes, J.C., 1984. Eddy correlation measurements of energy partition for Amazonian forest. Q. J. Roy. Meteor. Soc. 110, 1143-1162.

Shuttleworth, W.J., Wallace, J.S., 1985. Evaporation from sparse crops - an energy combination theory. Q. J. Roy. Meteor. Soc. 111, 839-855.

Tanner, B.D., Tanner, M.S., Dugas, W.A., Campbell, E.C., Bland, B.L., 1985. Evaluation of an operational eddy correlation system for evapotranspiration Measurements, Advances in Evapotranspiration: Proceedings of the National Conference on Advances in Evapotranspiration. American Society of Agricultural Engineers, Chicago, IL, pp. 87-89.

Tuzet, A., Castell, J.F., Perrier, A., Zurfluh, O., 1997. Flux heterogeneity and evapotranspiration partitioning in a sparse canopy: the fallow savanna. J. Hydrol. 188-189, 482-493.

Van Genuchten, M., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil sci. Soc. Am. J. 44, 892-898.

Verma, S., Baldocchi, D., Anderson, D., Matt, D., Clement, R., 1986. Eddy fluxes of CO2, water vapor and sensible heat over a deciduous forest. Boundary Layer Meteorol. 36, 71-91.

Walker, C.D., Brunel, J.P., 1989. Examining evapotranspiration in a semi-arid region using stable isotopes of hydrogen and oxygen. J. Hydrol. 118, 55-75.

Walker, G.R., Hughes, M.W., Allison, G.B., Barnes, C.J., 1988. The movement of isotopes of water during evaporation from a bare soil surface. J. Hydrol. 97, 181-197.

Wallace, J.S., Jackson, N.A., Ong, C.K., 1999. Modelling soil evaporation in an agroforestry system in Kenya. Agr. Forest. Meteorol. 94, 189-202.

Wang, X., Yakir, D., Avishai, M., 1998. Non-climatic variations in the oxygen isotopic compositions of plants. Glob. Change Biol. 4, 835–849.

Wang, X.F., Yakir, D., 1998. Using stable isotopes in evapotranspiration studies. Hydrol. Process. 14, 1407-1421.

West, A.G., Patrickson, S.J., Ehleringer, J.R., 2006. Water extraction times for plant and soil materials used in stable isotope analysis. Rapid Communications in Mass Spectrometry. Rapid Commun. Mass Spectrom. 20, 1317-1321.

White, J.W.C., Cook, E.R., Lawrence, J.R., Broecker, W.S., 1985. The D/H ratios of sap in trees: implications for water sources and tree ring D/H ratios. Geochim. Cosmochim. Acta. 49, 237-246.

Williams, D.G., Cable, W., Hultine, K., Hoedjes, J.C.B., Yepez, E.A., Simmoneaux, V., Er-Raki, S., Boulet, G., de Bruin, H.A.R., Cheehbouni, A., Hartogensis, O.K., Timouk, F., 2004.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

Evapotranspiration components determined by sable isotope, sap flow and eddy covariance techniques. Agr. Forest. Meteorol. 125, 241-258.

Wilson, K., Baldocchi, D., 2000. Seasonal and interannual variability of energy fluxes over a broadleaved temperate deciduous forest in North America. Agr. Forest. Meteorol. 100, 1-18.

Wilson, K.B., Hanson, P.J., Mulholland, P.J., Baldocchi, D.D., Wullschleger, S.D., 2001. A comparison of methods for determining forest evapotranspiration and its components: sap flow, soil water budget, eddy covariance and catchment water balance. Agr. Forest. Meteorol. 106, 153-168.

Yakir, D., 1992. Variations in the natural abundance of oxygen-18 and deuterum in plant carbohydrates. Plant Cell Environ. 15, 1005-1020.

Yakir, D., Sternberg, L.d.S.L., 2000. The use of stable isotopes to study ecosystem gas exchange. Oecologia. 123, 297-311.

Yepez, E.A., Huxman, T.E., Ignace, D.D., English, N.B., Weltzin, J.F., Castellanos, A.E., Williams, D.G., 2005. Dynamics of transpiration and evaporation following a moisture pulse in semirarid grassland: A chamber-based isotope methos for partitioning flux components. Agr. Forest. Meteorol. 132, 359-376.

Yepez, E.A., Williams, D.G., Scott, R.L., Lin, G., 2003. Partitioning overstory and understory evapotranspiration in a semiarid savanna woodland from the isotopic composition of water vapour. Agr. Forest. Meteorol. 119, 53-68.

Yurtsever, Y., Gat, J.R., 1981. Atmospheric waters. in: J.R. Gat and R. Gonfiantini (Editors), Stable Isotope hydrology: deuterium and oxygen-18 in the water cycle. IAEA Tech. Rep. Ser, Vienna, Austria, pp. 103-139.

Zundel, G., Miekeley, W., Grisi, B.M., Förstel, H., 1978. The H218O enrichment in the leaf water of tropic trees: Comparison of species from the tropical rain forest and the semi-arid region in Brazil. Radiat. Environ. Biophys. 15, 203-212.

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

ANNEXES

A: SYMBOLES, INTITULES ET UNITES DES VARIABLES UTILISEES

Symbole	Description	Unité
a_i	Abondance isotopique	(-)
b_r	Paramètre de distribution racinaire empirique (Li *et al*. (1999 ; 2001))	(m^{-1})
C	Concentration molaire volumique de l'eau	(mol m^{-3})
C_i^{liq}, C_i^{vap}	Concentration liquide et vapeur en isotope	(kg m^{-3})
$D_i^{liq*}, D_{eau}, D^{vap}, D_i^{vap}, D^{vap*}$	Diffusivité effective de l'eau lourde $H_2{}^{18}O$, coefficient d'auto diffusion de l'eau liquide, diffusivités des espèces légères et lourdes dans l'air, diffusivité effective de la vapeur à travers (V)	(m^2 s^{-1})
D_{mh}	Conductivité hydraulique isotherme	(m s^{-1})
D_{mT}	Diffusivité thermique en phase vapeur	(m^2 s^{-1} K^{-1})
D_{ch}	Conductivité isotherme en phase vapeur	(W m^{-2})
D_{cT}	Conductivité thermique apparente	(W m^{-1} K^{-1})
D_{vh}	Diffusivité isotherme de la vapeur d'eau	(kg m^{-2} s^{-1})
D_{vT}	Diffusivité de la vapeur d'eau liée aux gradients de température	(kg m^{-1} s^{-1} K^{-1})
E_f	Paramètre d'efficience	(-)
ET, Ev, Tr	Flux d'evapotranspiration, évaporation et transpiration	(m s^{-1})
ET_w, ET_c, ET'_w, ET'_c	Flux permanents moyennés sur la période 12:00 – 18:00 et 8:00 – 20:00	
Ev^M et Ev^T	flux de vapeur à travers les couches (D) et (T)	
$e_{sat}(T)$	masse volumique de la vapeur d'eau à saturation à la température T	(kg m^{-3})
F_j	Fraction de densité racinaire	(-)
h, h_j, H	Potentiel matriciel dans le sol, dans une couche j	(m)

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

	du sol, charge hydraulique dans le sol	
h_{atm}, h'_{atm}, h_{D-T}	Humidité relative et humidité relative normalisée à la température de surface (T_{surf}), humidité relative à l'interface des couches (D) et (T)	(%)
$h_{feuille}$	Potentiel hydrique foliaire	(Pa)
K	Conductivité hydraulique de l'eau	(m s^{-1})
L	Longueur caractéristique de mélange dans la feuille	(-)
L_v	Chaleur latente de vaporisation	(J kg^{-1})
N_i, N	Nombre de molécules d'eau « lourdes » de formule $^1H^2H^{16}O$ ou $^1H_2{}^{18}O$, nombre de molécule légères $^1H_2{}^{16}O$	
$P_{sat}(T)$, $P^i_{sat}(T)$, $P^{vap}(T)$, $P_{vap_eq}(T)$	Pression de vapeur saturante (à la température T), pression de vapeur saturante de l'espèce isotopique (^2H ou ^{18}O), pression partielle de vapeur, pression de vapeur de la couche d'air en équilibre avec le liquide	(Pa)
P_{vl}, P_{ET}, P_n	Pressions de vapeur partielles liées à la vapeur locale et à l'évapotranspiration, pression partielle de vapeur d'eau à un niveau donné dans la végétation n	(‰)
q_i, q_i^{liq}, q_i^{vap}	Flux massique total de l'isotope i, flux liquide et vapeur d'isotope i	
r, r^M, r^T, r_{atm}	Résistance totale aux flux d'eau vapeur, résistance spécifique de la couche diffusive moléculaire (D) et de la couche turbulente (T), résistance aérodynamique de l'atmosphère	(s m^{-1})
r, r_i^M, r_i^T	Résistance totale aux flux d'isotopes de la vapeur, résistance spécifique de la couche diffusive moléculaire (D) et de la couche turbulente (T) aux flux vapeur d'isotopes	(s m^{-1})
R_i, $R_{V\text{-}SMOW}$, R_{liq}, R_{vap_eq}	Ratio isotopique de l'eau échantillonnée, ratio isotopique de l'étalon de référence V-SMOW (^2H ou ^{18}O), du liquide, de la vapeur en équilibre avec le liquide	

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

S, S_i	Terme d'extraction racinaire, extraction racinaire d'isotopes dans le sol	(s^{-1})
T_{atm}, T_{sol}, T_{int}	Températures de l'atmosphère de RUBIC I, température dans le sol, température de l'interface liquide-vapeur	(K)
x, dx	Valeur de la partition et incertitude associée	(%)
$\hat{z}, \bar{z}, z_{fe}$	Profondeurs de pénétration dans le sol, profondeur du front d'évaporation (sol insaturé)	(m)
z_{rt}	Profondeur maximale atteinte par le système racinaire Li *et al* (1999, 2001)	(m)
α_{eq}, α_K	Facteurs de fractionnement à l'équilibre et cinétique	(‰)
δ_i, δ_{ET}, δ_{Ev}, δ_{Tr}, δ_{atm}, δ_{alim}, δ_{chaume}, δ_{surf}	Signatures isotopiques de l'échantillon d'eau, de l'évapotranspiration, de l'évaporation, de la transpiration, de l'atmosphère de RUBIC I, de l'eau d'alimentation, de l'eau des chaumes de fétuques, de l'eau du sol en surface	
$\bar{\delta}$	Valeur moyenne des signatures isotopiques sur la période de partition 12:00 – 18:00	(‰)
$\delta_{liq}^{t}, \delta_{liq}^{0}, \delta_{liq}^{s}, \delta_{surf}^{s}$	Signatures isotopiques de l'eau en fonction du temps t, à l'état initial, à l'état isotopique stationnaire, signature isotopique de l'eau en surface quand le sol a atteint l'état isotopique stationnaire	
$\delta_{liq}(z)$	Signature isotopique dans le sol, dépendant de la profondeur selon l'expression donnée par Barnes et Allison (1983)	(‰)
δ_{vl}, δ_n	Signatures de la vapeur locale et de la vapeur à un niveau donné dans la végétation n	(‰)
ε_{eq}	Enrichissement isotopique à l'équilibre du liquide par rapport à la vapeur	(‰)
ϕ^{Ev}, θ^{Tr}, ϕ^{cond}, ϕ^{alim}	Flux d'évaporation, de transpiration, de condensation, d'alimentation	
$\phi^{liq,\uparrow}, \phi_i^{liq,\uparrow}, \phi^{liq,\downarrow}, \phi_i^{liq,\downarrow}$	Flux de remontées capillaires, flux isotopiques de remontées capillaires, flux de drainage, flux	

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

	isotopiques de drainage	
θ, $\overline{\theta}$, θ_{sat}	Teneur en eau volumique et teneur en eau volumique moyennée sur toute la profondeur du profil isotopique, teneur en eau à saturation	(m m^{-3})
Λ	Facteur de dispersivité	(m)
ρ_{eau}	Masse volumique de l'eau	(kg m^{-3})
$\sigma_{\delta_{ET}}, \sigma_{\delta_{Ev}}, \sigma_{\delta_{Tr}}, \sigma_{\alpha_K}$	Erreurs standards des signatures isotopiques moyennes de *ET*, *Ev* et *Tr,* erreur standard associée à la détermination de a_K	(‰)
τ	Tortuosité du sol	(-)
τ_R	Taux de renouvellement	(s^{-1})
$\wp$	Nombre de Peclet	(-)

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

B: CALCULS DES ERREURS ANALYTIQUES LIEES AU PROTOCOLE D'ECHANTILLONNAGE.

B1: Calcul de l'erreur faite sur la détermination du fractionnement cinétique α_K

La valeur du fractionnement cinétique lors de l'évaporation d'eau libre est donnée par Eq. (B1-1):

$$\alpha_K = \frac{1}{(\delta_{Ev}+1)(1-h_{atm})}\left(\frac{\delta_{liq}+1}{\alpha_{eq}} - (\delta_{atm}+1)h_{atm}\right) \qquad \text{(B1-1)}$$

L'erreur standard associée peut être obtenue en utilisant une extension de la formule de proposée par Phillips et Gregg (2001) (Braud *et al.*, 2009a). Les résultats de Eq. (B1-1) dépendants des erreurs réalisées lors de la mesure de l'humidité de l'air h_{atm}, de la température du liquide T_{liq}, des signatures isotopiques δ_{Ev}, δ_{atm} et δ_{liq}. Eq. (B1-1) dépend également de la valeur utilisée pour α_{eq}. On fait l'hypothèse qu'il y a suffisamment peu de différence entre T_{liq} et T_{atm} : on ainsi $h_{atm} = h'_{atm}$. On estime que toutes les erreurs sont indépendantes. Par conséquent, σ_{α_K} peut être obtenue ci-après :

$$\sigma^2_{\alpha_K} = \left(\frac{\partial\alpha_K}{\partial h_{atm}}\right)^2\sigma^2_{h_{atm}} + \left(\frac{\partial\alpha_K}{\partial T_{liq}}\right)^2\sigma^2_{T_{liq}} + \left(\frac{\partial\alpha_K}{\partial\delta_{Ev}}\right)^2\sigma^2_{\delta_{Ev}} + \left(\frac{\partial\alpha_K}{\partial\delta_{atm}}\right)^2\sigma^2_{\delta_{atm}} + \left(\frac{\partial\alpha_K}{\partial\delta_{liq}}\right)^2\sigma^2_{\delta_{liq}} \qquad \text{(B1-2)}$$

On calcule :

$$\frac{\partial\alpha_K}{\partial h_{atm}} = \frac{1}{(\delta_{Ev}+1)(1-h_{atm})^2}\left(\frac{\delta_{liq}+1}{\alpha_{eq}} - (\delta_{atm}+1)\right) \qquad \text{(B1-3)}$$

La seconde dérivée partielle de Eq. (B1-2) peut être déterminée par décomposition :

$$\frac{\partial\alpha_K}{\partial T_{liq}} = \frac{\partial\alpha_K}{\partial\alpha_{eq}}\frac{\partial\alpha_{eq}}{\partial T_{liq}} \qquad \text{(B1-4)}$$

avec : $$\frac{\partial\alpha_K}{\partial\alpha_{eq}} = -\frac{\delta_{liq}+1}{(\delta_{Ev}+1)(1-h_{atm})}\left(\frac{1}{\alpha^2_{eq}}\right) \qquad \text{(B1-5)}$$

L'expression de $\alpha_{eq}(T_{liq})$ est donnée par Majoube (1971): $\alpha_{eq}(T_{liq}) = \exp\left(-\left[\frac{A}{T^2_{liq}} + \frac{B}{T_{liq}} + C\right]\right)$

avec les constantes suivantes pour $H_2{}^{18}O$: $A = 1137$, $B = -0.4156$, $C = -0.0020667$

$$\frac{\partial\alpha_{eq}}{\partial T_{liq}} = \alpha_{eq}\left(\frac{2A}{T^3_{liq}} + \frac{B}{T^2_{liq}}\right) \qquad \text{(B1-6)}$$

(B1-4), (B1-5), (B1-6) =>

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

$$\frac{\partial \alpha_K}{\partial T_{liq}} = -\frac{\delta_{liq}+1}{\alpha_{eq}(\delta_{Ev}+1)(1-h_{atm})}\left(\frac{2A}{T_{liq}^3}+\frac{B}{T_{liq}^2}\right) \quad \text{(B1-7)}$$

Les dérivées partielles restantes sont données ci-après :

$$\frac{\partial \alpha_K}{\partial \delta_{Ev}} = \frac{-1}{(\delta_{Ev}+1)^2(1-h_{atm})}\left(\frac{\delta_{liq}+1}{\alpha_{eq}}-(\delta_{atm}+1)h_{atm}\right) = \frac{-\alpha_K}{(\delta_{Ev}+1)} \quad \text{(B1-8)}$$

$$\frac{\partial \alpha_K}{\partial \delta_{atm}} = \frac{-h_{atm}}{(\delta_{Ev}+1)(1-h_{atm})} \quad \text{(B1-9)}$$

$$\frac{\partial \alpha_K}{\partial \delta_{liq}} = \frac{1}{\alpha_{eq}(\delta_{Ev}+1)(1-h_{atm})} \quad \text{(B1-10)}$$

On détermine deux valeurs différentes de σ_{α_K} :

(i) σ_{α_K} = 0.4 ‰ rend compte de l'erreur analytique, *i.e.* de la précision de mesure des capteurs capacitifs ($\sigma_{h_{atm}}$=0.03 et $\sigma_{T_{atm}} = \sigma_{T_{liq}}$ = 0.2°C) et du spectromètre de masse isotopique ($\sigma_{\delta_{Ev}} = \sigma_{\delta_{atm}} = \sigma_{\delta_{liq}}$=0.15‰).

(ii) σ_{α_K} = 0.7 ‰ rend compte de l'hétérogénéité du module atmosphérique de RUBIC I ($\sigma_{h_{atm}}$=0.05 et $\sigma_{T_{atm}} = \sigma_{T_{liq}}$ = 2°C) et de l'erreur maximale associée avec les étapes de collecte des échantillons, du piégeage de la vapeur de RUBIC I et de l'analyse isotopique de l'eau ($\sigma_{\delta_{Ev}} = \sigma_{\delta_{atm}} = \sigma_{\delta_{liq}}$=0.3‰).

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

B2: Calcul de l'erreur faite sur la détermination de δ_{surf}

La valeur de la signature isotopique de l'eau du sol en surface δ_{surf} est donnée par Eq. (B2-1):

$$\delta_{surf} = \alpha_{eq}\left((\delta_{Ev}+1)\alpha_K(1-h'_{atm})+(\delta_{atm}+1)h'_{atm}\right)-1 \qquad \text{(B2-1)}$$

L'erreur standard associée peut être obtenue en utilisant une extension de la formule de proposée par Phillips et Gregg (2001) (Braud *et al.*, 2009a). Les résultats de Eq. (B2-1) dépendants des erreurs réalisées lors de la mesure de l'humidité de l'air h_{atm}, de la température de l'air T_{atm}, de la température du sol T_{sol}, et des signatures isotopiques δ_{Ev} et δ_{atm}. Eq. (B2-1) dépend également de la valeur utilisée pour α_K. On estime que toutes les erreurs sont indépendantes. Par conséquent, $\sigma_{\delta_{surf}}$ peut être obtenue ci-après :

$$\sigma^2_{\delta_{surf}} = \left(\frac{\partial\delta_{surf}}{\partial h_{atm}}\right)^2\sigma^2_{h_{atm}} + \left(\frac{\partial\delta_{surf}}{\partial T_{atm}}\right)^2\sigma^2_{T_{atm}} + \left(\frac{\partial\delta_{surf}}{\partial T_{sol}}\right)^2\sigma^2_{T_{sol}} + \left(\frac{\partial\delta_{surf}}{\partial\delta_{Ev}}\right)^2\sigma^2_{\delta_{Ev}} + \left(\frac{\partial\delta_{surf}}{\partial\delta_{atm}}\right)^2\sigma^2_{\delta_{atm}} + \left(\frac{\partial\delta_{surf}}{\partial\alpha_K}\right)^2\sigma^2_{\alpha_K} \qquad \text{(B2-2)}$$

Parmi les dérivées partielles de Eq. (B2), certaines peuvent être déterminées par décomposition :

$$\frac{\partial\delta_{surf}}{\partial T_{atm}} = \frac{\partial\delta_{surf}}{\partial h'_{atm}}\frac{\partial h'_{atm}}{\partial T_{atm}} \qquad \text{(B2-3)}$$

$$\frac{\partial\delta_{surf}}{\partial T_{atm}} = \frac{\partial\delta_{surf}}{\partial h'_{atm}}\frac{\partial h'_{atm}}{\partial T} \qquad \text{(B2-4)}$$

$$\frac{\partial\delta_{surf}}{\partial T_{sol}} = \frac{\partial\delta_{surf}}{\partial\alpha_{eq}}\frac{\partial\alpha_{eq}}{\partial T_{sol}} + \frac{\partial\delta_{surf}}{\partial h'_{atm}}\frac{\partial h'_{atm}}{\partial T_{sol}} \qquad \text{(B2-5)}$$

On calcule :

$$\frac{\partial\delta_{surf}}{\partial h_{atm}} = \left(-(\delta_{Ev}+1)\alpha_K + (\delta_{atm}+1)\right)\alpha_{eq}\frac{h'_{atm}}{h_{atm}} \qquad \text{(B2-6)}$$

$$\frac{\partial\delta_{surf}}{\partial h'_{atm}} = \left(-(\delta_{Ev}+1)\alpha_K + (\delta_{atm}+1)\right)\alpha_{eq} \qquad \text{(B2-7)}$$

$$\frac{\partial h'_{atm}}{\partial T_{atm}} = -h'_{atm}\left(\frac{1}{T_{atm}} - \frac{1}{e_{sat}(T_{atm})}\frac{de_{sat}(T_{atm})}{dT_{atm}}\right) \qquad \text{(B2-8)}$$

L'expression de $e_{sat(T°K)}$ (kg m-3) est empruntée de Magnus-Tetens:

$$e_{sat}(T) = 610.5\exp\left(\frac{17.27(T-273.15)}{T-35.45}\right)$$

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

(B2-6) => $$\frac{\partial h'_{atm}}{\partial T_{atm}} = -h'_{atm}\left(\frac{1}{T_{atm}} - \frac{4.105\cdot 10^3}{(T_{atm}-35.45)^2}\right) \quad \text{(B2-9)}$$

(B2-7) et (B2-9) =>

$$\frac{\partial \delta_{surf}}{\partial T_{atm}} = -\left(-(\delta_{Ev}+1)\alpha_K + (\delta_{atm}+1)\right)\alpha_{eq} h'_{atm}\left(\frac{1}{T_{atm}} - \frac{4.105\cdot 10^3}{(T_{atm}-35.45)^2}\right) \quad \text{(B2-10)}$$

$$\frac{\partial \delta_{surf}}{\partial \alpha_{eq}} = \left((\delta_{Ev}+1)\alpha_K(1-h'_{atm}) + (\delta_v+1)h'_{atm}\right) \quad \text{(B2-11)}$$

L'expression de $\alpha_{eq}(T_s)$ est donnée par Majoube (1971): $\alpha_{eq}(T_{sol}) = \exp\left(-\left[\frac{A}{T_{sol}^2} + \frac{B}{T_{sol}} + C\right]\right)$

avec les constantes suivantes pour $H_2{}^{18}O$: A = 1137, B = - 0.4156, C = - 0.0020667

$$\frac{\partial \alpha_{eq}}{\partial T_{sol}} = \alpha_{eq}\left(\frac{2A}{T_{sol}^3} + \frac{B}{T_{sol}^2}\right) \quad \text{(B2-12)}$$

$$\frac{\partial h'_{atm}}{\partial T_{sol}} = -h'_{atm}\left(\frac{1}{T_{sol}} - \frac{4.105\cdot 10^3}{(T_{sol}-35.45)^2}\right) \quad \text{(B2-13)}$$

(B2-7), (B2-11), (B2-12) et (B2-13) =>

$$\begin{aligned}\frac{\partial \delta_{surf}}{\partial T_{sol}} &= \left((\delta_{Ev}+1)\alpha_K(1-h'_{atm}) + (\delta_{atm}+1)h'_{atm}\right)\alpha_{eq}\left(\frac{2A}{T_{sol}^3} + \frac{B}{T_{sol}^2}\right) \\ &-\left(-(\delta_{Ev}+1)\alpha_K + (\delta_v+1)\right)\alpha_{eq} h'_{atm}\left(\frac{1}{T_{sol}} - \frac{4.105\cdot 10^3}{(T_{sol}-35.45)^2}\right)\end{aligned} \quad \text{(B2-14)}$$

$$\frac{\partial \delta_{surf}}{\partial \delta_{Ev}} = \alpha_{eq}\alpha_K(1-h'_{atm}) \quad \text{(B2-15)}$$

$$\frac{\partial \delta_{surf}}{\partial \delta_{atm}} = \alpha_{eq} h'_{atm} \quad \text{(B2-16)}$$

$$\frac{\partial \delta_{surf}}{\partial \alpha_K} = \alpha_{eq}(\delta_{Ev}+1)(1-h'_{atm}) \quad \text{(B2-17)}$$

On détermine deux valeurs pour $\sigma_{\delta_{surf}}$:

		$\sigma_{\delta_{surf}}$
Erreur analytique (*)	(‰)	0.9
Erreur maximum (**)		2.7

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

(*) prend en compte l'erreur analytique, *i.e.* la precision des capteurs capacitifs (σ_h=0.03 and $\sigma_T = \sigma_{Ts}$ = 0.2°C) et de l'analyse isotopique ($\sigma_{\delta_{Ev}} = \sigma_{\delta_V}$ =0.15‰).

(**) prend en compte l'hétérogénéité spatiale de la chambre (σ_h=0.05 and $\sigma_T = \sigma_{Ts}$ = 2°C) et l'erreur maximum associée avec le piégeage, l'echantillonage et l'analyse isotopique ($\sigma_{\delta_{Ev}} = \sigma_{\delta_V}$ =0.3‰).

Pour les deux calculs, on considère que σ_{α_K} = 0.0096 ‰

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

C: PUBLICATIONS, PROJETS D'ARTICLES

Publications parues / à paraître dans une revue de rang A

[1] *« Partitioning Evapotranspiration fluxes into Soil Evaporation and Plant Transpiration using water stable isotopes under controlled conditions »*
Rothfuss Y, Biron P, Bariac T, Braud I, Canale L, Durand JL, Gaudet JP, Richard P, Vauclin M.

Acceptée dans *Hydrological Processes*.

[2] *« Modelling of Evapotranspiration partitioning into Soil Evaporation and Plant Transpiration using water stable isotopes under controlled conditions »*
Rothfuss Y, Braud I, Bariac T, Biron P, Richard P, Canale L, Durand JL, Gaudet JP, Vauclin M.

En préparation pour soumission

Communications orales, colloques internationaux

[1] ***European Geophysical Union, General Assembly, Vienne 13-18 avril 2008***
« Linking root extraction depth and plant contribution to Evapotranspiration using isotopes of water in controlled conditions »
Rothfuss Y, Bariac T, Braud I, Durand JL, Biron P, Richard P, Canale L.
Session HS8.5: Investigating and understanding soil-plant interactions from micro to plot scale

[2] ***European Geophysical Union, General Assembly, Vienne 19-24 avril 2009***
Quantification of the partition between bare soil evaporation and plant transpiration using stable water isotopes.
Braud, I., Bariac, T., **Rothfuss, Y**., Biron, P., Richard, P.
Invited oral for session HS4.1 (présenté à l'oral par I. Braud)

Posters, colloques internationaux

[1] ***Conférence Internationale Biosphère Continentale, Paris, 27-30 août 2007***
«Analysis of the evaporation - transpiration partition in controlled conditions (RUBIC), using stable isotopes of water »
Rothfuss Y, Biron P, Richard P, Canale L, Bariac T, Braud I, Durand JL.
Poster Session : Water cycle and vegetation: analysis and perspectives

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref

[2] ***American Geophysical Union, Fall Meeting, San Francisco, 9-14 décembre 2007***

« Partitioning of Evapotranspiration into Soil Evaporation and Plant Transpiration using isotopes of water in controlled conditions »

Rothfuss Y, Bariac T, Braud I, Durand JL, Biron P, Richard P, Canale L.

Poster for Session B07: Investigation of Carbon and Water Cycle Processes using Isotopes: New Techniques, Data, and Analyses

[3] ***European Geophysical Union, General Assembly, Vienne 13-18 avril 2008***

« Realising a partition of Evapotranspiration into Soil Evaporation and Plant Transpiration using isotopes of water in controlled condition »

Rothfuss, Y., Bariac, T., Braud, I., Durand, J.L., Biron, P., Richard, P., Canale, L.

Poster for Session BG1.4: Application of stable isotopes in biogeosciences

[4] ***Eucarpia 2009, La Rochelle, 11-14 mai 2009***

« Investigating the competition for water and the depth of water extraction in plurispecific grasslands using the ^{18}O natural abundance in water »

Durand, J.L., Bariac, T., **Rothfuss, Y**., Richard, P., Biron, Ph., Gastal, F.

Poster Session 2 (présenté par JL. Durand)

CemOA : archive ouverte d'Irstea / Cemagref