



HAL
open science

Modélisation mécaniste et fonctionnelle du bilan hydrique des cultures. Le cas des sols volcaniques du Nicaragua

Florent Maraux

► **To cite this version:**

Florent Maraux. Modélisation mécaniste et fonctionnelle du bilan hydrique des cultures. Le cas des sols volcaniques du Nicaragua. Sciences du Vivant [q-bio]. Centre de Coopération Internationale en Recherche Agronomique pour le Développement; Institut National Agronomique Paris Grignon, 1994. Français. NNT: . tel-02851612

HAL Id: tel-02851612

<https://hal.inrae.fr/tel-02851612>

Submitted on 7 Jun 2020

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

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

Institut National
Agronomique Paris-Grignon

INA-PG

Centre International de
Recherche Agronomique
Pour le Développement
CIRAD

Institut National de la
Recherche Agronomique

INRA

THESE

Présentée par

Florent MARAUX

Ingénieur Agronome de l'Institut National Agronomique Paris-Grignon

Pour l'obtention du titre de

Docteur de l'Institut National Agronomique Paris-Grignon

**Modélisation mécaniste et fonctionnelle du bilan hydrique des cultures.
Le cas des sols volcaniques du Nicaragua.**



Soutenue le 30 juin 1994 devant la commission d'examen composée de:

A. Perrier
M. Vauclin
D. Picard
T. Schmugge
L. Bruckler

Professeur INA Paris-Grignon
Directeur de Recherche, CNRS
Directeur Scientifique, CIRAD
Research Physicist Scientist
USDA Hydrology Laboratory
Directeur de Recherche, INRA

Président
Rapporteur
Rapporteur
Rapporteur
Examinateur

A Christine,
A Barbara, Manon, Ivan, Guillemette.

*Quand on a passé les bornes,
Il n'y a plus de limites...*

AVANT PROPOS.

L'essentiel des résultats présentés dans cette thèse est issu d'expérimentations développées au Nicaragua entre 1984 et 1987, dans le cadre d'un programme de recherche et de développement financé par le Ministère des Affaires Etrangères, le CIRAD, et l'AIEA. Pour qu'on ait pu traiter ces données, et leur donner la forme de la thèse présentée ici, il a fallu un concours de circonstances particulières, et surtout la bonne volonté et la gentillesse d'un grand nombre de personnes que je tiens à remercier.

François LAFOLIE, qui a suivi pas à pas et au jour le jour mes travaux, qui m'a appris à décortiquer son modèle et dont la disponibilité n'a jamais fait défaut pour expliquer, discuter, remettre en cause et stimuler mes travaux. Qu'il soit ici remercié chaleureusement.

Laurent BRUCKLER, qui m'a fait l'honneur de m'accueillir dans le laboratoire dont il a la responsabilité, dont la clairvoyance a été essentielle dans toutes les orientations décisives données à la thèse, et qui m'a fait bénéficier tout au long de ma présence à l'INRA de ses qualités scientifiques et humaines exceptionnelles.

Alain PERRIER, qui m'a encouragé depuis le début (1988!) à faire cette thèse, qui m'a orienté sur le cadre scientifique de Montfavet, a participé aux grandes orientations de la thèse, et a accepté de présider le jury.

Didier PICARD, qui a autorisé mon détachement du CIRAD le temps de réaliser ma thèse, qui a participé aux grandes orientations de la thèse, et a accepté de participer au jury.

Thomas SCHMUGGE, qui a accepté d'oublier les satellites pour se replonger (*in french*) dans le fonctionnement du sol et des plantes, le temps d'examiner ma thèse.

Michel VAUCLIN, qui a accepté de participer au jury comme rapporteur de cette thèse.

Julio CASTILLO, Vice-Ministre de l'Agriculture du Nicaragua à l'époque où les travaux ont été menés, qui a mis à notre disposition les infrastructures nécessaires aux expérimentations, et à qui je suis heureux aujourd'hui de restituer des résultats que j'espère convaincants.

Francis FOREST, qui a facilité mon détachement à l'INRA, puis a supporté mon absence pendant deux ans, et à qui j'espère montrer que l'investissement ainsi réalisé sera profitable à toute son équipe.

Bruno RAPIDEL, qui savoure à son tour les plaisirs du statut de thésard, avec qui toutes les expérimentations présentées ont été menées, sans l'amitié et la collaboration de qui ces travaux n'auraient jamais été menés à leur terme.

Les collaborateurs nicaraguayens de la première génération (Leonel, Luis, Anita, Sixto, Ronald, Chepe, Nicolas), et surtout Duilio, grand admirateur de la sonde à neutrons, chantre du tensiomètre, dont les mesures méticuleuses et l'acharnement ont permis de réunir un jeu de données complet et propre.

Jacques HOROYAN, dont l'amitié, la bonne (ou la mauvaise) humeur, la gentillesse et la disponibilité m'ont ému tout au long de ma présence en Avignon.

Olivier DE VILLELE pour son sens du concret, la qualité de ses corrections et ... son amitié.

Nadine BRISSON pour ses encouragements, sa disponibilité, son efficacité, la qualité et l'accessibilité de sa documentation personnelle.

A Bernard SEGUIN, des remerciements particuliers pour s'être intéressé au Nicaragua dès 1983, et pour avoir su répondre comme il fallait aux questions que je me (et lui) posais tout au long de ces dix dernières années.

Bernard CABIBEL, qui m'a initié aux délices de la Science du Sol, et m'a supporté dans son bureau pendant deux ans.

A toute l'équipe de base du laboratoire de Science du Sol de Montfavet, Alain A., Alain F., André, Anne Marie, Bernard B., Claude, Colette, Dalila, Janine, Jean Claude F., Jean Claude G., Joseph, Maurice, Michel, Nicole, Patrick, Philippe, Pierre, Valérie, Vincent, avec qui, tous, collectivement ou individuellement j'ai partagé un quotidien sympathique et solidaire.

Michèle et Michèle, Georgette, Claude, Richard, Laurent, Bernard B., Jacques S. pour leur inappréciable aide bibliographique.

La troupe de thésards, Anne, Adel, Béatrice, Claude, Jorge, Laurent G., Olivier, et Suresh, avec qui j'ai partagé les angoisses naturelles du thésard en début, en milieu et en fin de course.

L'équipe de l'Unité de Recherche de Gestion de l'eau du CIRAD à Montpellier (Alain, Bruno, Christian, Christine, François-Noël, Jean-Claude, Nathalie), et aux comme moi thésards de l'équipe (Eric, Pascal, Isabelle, Serge).

André De Courville, Marcel Jean Pouget, Jean Collinet, Christophe Maldidier, Bertrand Muller, Françoise Ruget, Philippe Vauchel, et aussi Jorge, Nicole, Pierre, Patrick, qui, aux heures où les heures étaient comptées, m'ont apporté ponctuellement le coup de main que je leur demandais.

et enfin, à tous ceux dont le nom m'échappe à l'heure où je mets sous presse, mais dont je m'en voudrai mille fois de ne pas les avoir cités ici une fois l'épreuve tirée,

Tous mes remerciements.

LISTE DES SYMBOLES

β	le coefficient de DENMEAD	(-)
$C(\psi, z)$	la capacité capillaire, dérivée de la courbe de rétention de l'eau par le sol	(m ⁻¹)
dlayer(i)	l'épaisseur de la couche <i>i</i> (modèle de Ritchie)	(mm)
$D_r(z)$	la densité racinaire à la profondeur <i>z</i> ,	(m.m ⁻³)
$\Delta\psi_{tot}$	la différence de potentiel total entre deux cotes	(m)
Δz	le dénivelé entre les deux cotes	(m)
<i>f</i>	le paramètre de courbure du modèle de croissance racinaire	(-)
Γ	la fonction puits racinaire	(h ⁻¹)
Grad(j)	le gradient d'humidité entre les deux réservoirs sol (Modèle BIP),	(-)
<i>H</i>	le potentiel total de l'eau	(m)
Hdisp	l'humidité disponible (modèle de Ritchie)	(-)
Hp	l'humidité pondérale	(Kg.Kg ⁻¹)
Hv	l'humidité volumique	(m ³ .m ⁻³)
Intens	l'intensité de l'averse	(mm.h ⁻¹)
$K(\theta)$	la conductivité hydraulique	(m.h ⁻¹)
λ	un exposant choisi arbitrairement à 0.8	(-)
LAI(<i>t</i>)	l'indice foliaire au temps <i>t</i> ,	(-)
LAI _{max}	la valeur maximale atteinte par le LAI au cours du cycle	(-)
<i>N</i>	la durée astronomique du jour	(h)
<i>n</i>	la durée d'ensoleillement (en heures décimales)	(h)
PE(<i>t</i>)	le flux potentiel d'évaporation appliqué au sol nu	(mm.h ⁻¹)
PET(<i>t</i>)	le flux potentiel d'évapotranspiration au temps <i>t</i>	(mm.h ⁻¹)
pl(<i>j</i>)	la pluie du jour <i>j</i>	(mm)
Pr	la lame d'eau précipitée	(mm)
PT(<i>t</i>)	le flux potentiel de transpiration au temps <i>t</i>	(mm.h ⁻¹)
P_{tot}	le potentiel total de l'eau dans le sol,	(cm)
$\theta(\psi)$	l'humidité volumique au potentiel ψ	(m ³ .m ⁻³)
θ_{rc} et θ_{ruc}	les humidités relatives du sol (au sens de Ritchie) du sol	(m ³ .m ⁻³)
θ_s	l'humidité volumique à saturation	(m ³ .m ⁻³)
$\rho(z, t)$	la densité racinaire à la cote <i>z</i> au temps <i>t</i>	(m.m ⁻³)
Ratio	le rapport du comptage affiché par la sonde ($C_{t,z}$) et du même comptage ($C_{t,0}$)	(-)
RC(<i>j</i>)	la valeur du flux de remontées capillaires	(mm.j ⁻¹)
ρ_d	la densité sèche	(-)
RE(<i>t</i>)	le flux d'évaporation réel au temps <i>t</i>	(mm.h ⁻¹)
Res(<i>j</i>)	le niveau du stock d'eau le jour <i>j</i> ,	(mm)
R_g	le rayonnement global	(W.m ⁻²)
R_{g0}	le rayonnement extra-terrestre.	(W.m ⁻²)
<i>t</i>	le temps en heures	(h)
<i>t</i> _{fin}	le temps au bout duquel la culture supposée avoir terminé son cycle	(j)
<i>t</i> _{inf}	le temps auquel le LAI la croissance du LAI présente un point d'inflexion	(j)
$\Psi(t)$	le potentiel matriciel au temps <i>t</i>	(Pa)
$\Psi_r(t)$	le potentiel racinaire au temps <i>t</i>	(Pa)
Ψ_{tot}	le potentiel total de l'eau, exprimé en	(Pa)
<i>z</i>	la profondeur, considérée positive vers le bas,	(m)
Z_r	la profondeur racinaire maximale.	(m)

TABLE DES MATIERES.

AVANT-PROPOS.

LISTE DES SYMBOLES.

TABLE DES MATIERES

I. INTRODUCTION	1
A. Origine des recherches.	1
1. Le phénomène.	1
2. L'enjeu.	2
3. Les expérimentations.	2
4. La modélisation.	3
5. Les objectifs généraux.	3
B. Présentation des travaux.	4
1. Considérations préalables sur la modélisation du bilan hydrique des cultures.	4
2. Modélisation mécaniste ou fonctionnelle du bilan hydrique.	5
3. Présentation de la thèse.	6
4. Conclusion.	7

II. LES BASES THEORIQUES DE LA MODELISATION PROPOSEE.	9
A. Choix du modèle initial.	9
B. Description détaillée du modèle.	10
1. L'équation de transport.	10
2. La fonction puits racinaire.	10
3. L'intégration de l'équation de Richards.	13
C. Adaptation de l'environnement du modèle au jeu de données.	19
1. Les pluies.	19
2. L'Evapotranspiration potentielle.	20
3. La densité racinaire.	22
4. L'indice foliaire (LAI).	24
5. Autres adaptations.	25
6. Conclusion.	26
III. MATERIEL ET METHODES	27
A. Le site d'étude.	27
1. Le Nicaragua. Milieu naturel.	27
2. Le site d'étude.	31
B. Le sol.	42
1. Description générale.	42
2. Masse volumique sèche.	45
3. Caractérisation hydrodynamique.	49
a) <i>Détermination de la relation potentiel matriciel/humidité volumique.</i>	50
b) <i>Conductivité hydraulique.</i>	65
(1) Drainage interne	66
(2) Remontées capillaires	75
(3) Unification de la formulation de la conductivité hydraulique	82
C. Conclusion.	87

IV. VALIDATION DU MODELE MECANISTE.	89
A. Test de la version initiale du modèle.	89
1. Paramétrage initial.	89
2. Simulation initiale.	93
3. Conclusion.	99
B. Introduction de modules nouveaux.	100
1. Phase de drainage initiale.	100
2. Le stress hydrique.	103
a) <i>Coefficient cultural.</i>	104
b) <i>Sénescence foliaire.</i>	108
c) <i>Sénescence racinaire.</i>	109
d) <i>Affectation de la transpiration potentielle.</i>	111
e) <i>Synthèse.</i>	113
3. Réhumectation.	117
4. Conclusion.	120
C. Phase de calage.	121
1. Technique de calage.	121
2. Calage proprement dit.	126
D. Validation.	133
E. Conclusion.	139
V. MODELES MECANISTES ET MODELES FONCTIONNELS.	141
A. Choix des modèles fonctionnels.	142
1. Le modèle FAO.	144
2. Le modèle BIP.	145
3. Le modèle de RITCHIE.	140
B. Relation entre le MMC et les modèles fonctionnels.	152
1. Paramètres climatiques.	152
2. Paramètres eau-sol.	152
3. Caractéristiques plante.	154

C. Simulations initiales.	157
1. Résultats globaux.	157
2. Comparaison des évapotranspirations réelles (ETR).	158
3. Drainage / Remontées capillaires.	163
4. Evolution des stocks d'eau disponibles.	164
D. Conclusion.	167
VI. ANALYSE DE SENSIBILITE.	165
A. Considérations préliminaires.	169
B. Mise en facteur d'échelle.	171
1. Présentation.	171
2. Théorie générale.	173
C. Génération de facteurs d'échelle.	174
1. Calcul des nouvelles relations $\theta_i(\psi)$ et $K_i(\psi)$.	174
2. Nombre de valeurs aléatoires tirées.	175
3. Mode de tirage.	175
4. Histogramme de l'échantillon de facteurs d'échelle.	176
5. Calage des fonctions $\theta_i(\psi)$.	176
6. Positionnement des courbes extrêmes.	178
7. Effet des facteurs d'échelle sur la Réserve Utile.	178
8. Effets du facteur d'échelle sur le 'facteur p'.	179
9. La conductivité hydraulique $K_i(\psi)$.	180
C. Résultats.	181
1. L'ETR cumulée.	181
2. Le Drainage cumulé.	184
3. L'ETR pendant les périodes de stress.	187
4. Le stock final.	191

D. Synthèse.	193
1. Résultats globaux.	193
2. Moyenne des simulations et simulation médiane.	195
3. Analyse de sensibilité.	195
4. Conclusion.	197
VII. MODULES DE REMONTEES CAPILLAIRES POUR LES MODELES FONCTIONNELS.	199
A. Simulations des quatre modèles bruts sur l'expérimentation gazon.	199
1. Paramétrage des simulations.	199
2. Résultats.	200
3. Conclusion.	202
B. Introduction de modules de remontées capillaires.	203
1. Modèle de Ritchie.	204
2. Modèle FAO.	204
3. Modèle BIP.	204
4. Commentaire sur les modules proposés.	205
C. Calage des paramètres des modules de remontées capillaires.	206
1. Technique de calage.	206
2. Résultats.	207
D. Incorporation des nouveaux modules à la simulation Maïs / sorgho.	212
1. Simulations initiales.	212
2. Sensibilité au facteur d'échelle.	217
3. Conclusion partielle.	220
CONCLUSION GENERALE.	223

ANNEXES

Annexe (II,1) Difficultés d'utilisation de l'option de minimisation du potentiel racinaire.	229
Annexe (II,2) Procédures numériques de résolution. Précision. Stabilité	233
Annexe (II,3) Mode de calcul de la durée astronomique du jour et de l'angle d'incidence des rayons du soleil.	243
Annexe (III,1) Estimation de l'erreur introduite par l'application de la formule d' Angström à un pas de temps journalier.	245
Annexe (III,2) Etapes du calcul de l'ETP par la formule de Penman.	249
Annexe (III,3) Conduite des mesures lysimétriques.	251
Annexe (III,4) Principes d'étalonnage des sondes à neutrons.	253
Annexe (III,5) Protocoles de lissage des données d'humidité et de potentiel pour les expérimentations de drainage interne et de remontées capillaires.	255
Annexe (VI,1). Calcul d'erreur sur l'estimation de l'humidité volumique par mesures neutroniques.	257
Annexe (VII,1) La culture de la pastèque et la simulation de son fonctionnement hydrique.	261

BIBLIOGRAPHIE.

LISTE DES FIGURES.

LISTE DES TABLEAUX.

SUMMARY / RESUME

I. INTRODUCTION

I. INTRODUCTION

A. Origine des recherches.

1. Le phénomène.

Le travail de thèse présenté ici a été développé à partir de résultats expérimentaux obtenus dans le cadre d'un projet de recherche/développement, qui s'est déroulé d'abord au Nicaragua, puis dans toute l'Amérique Centrale entre 1984 et 1993 (MARAUX 1994).

C'est au cours de ce programme qu'ont été mis en évidence des comportements du sol vis à vis du stockage et du déstockage de l'eau que l'on ne pouvait pas expliquer par des représentations simples des échanges eau-sol-plante-atmosphère. Dans la région occidentale du Nicaragua, sous-région dite de "Los Milionarios", quel que soit le niveau des précipitations, on n'observe jamais de dessèchement des cultures. Après six mois de saison sèche, l'herbe des prairies naturelles reste toujours verte. Bien plus, les agriculteurs peuvent semer des pastèques en saison sèche, deux mois après la dernière pluie, et faire une récolte normale sans aucune pluie ou irrigation.

De telles situations s'observent dans les mangroves, dans le cas de cultures de décrue, ou lorsqu'une nappe perchée alimente la culture, autant de conditions particulières ne correspondant pas à celles de la région étudiée puisque les sols sont réputés sableux et très perméables, et que la nappe phréatique se trouve à quelque quarante mètres de profondeur.

On suspectait, pour expliquer ce phénomène, des propriétés hydrodynamiques de ces sols permettant en cours et surtout en fin des cycles culturaux un flux important de remontées capillaires lors des périodes non pluvieuses, intervenant de façon très significative dans le bilan hydrique.

Ces observations nous ont conduit à mettre en place un dispositif expérimental qui permette de mettre en évidence et de quantifier ces propriétés hydrodynamiques, et à rechercher une modélisation théorique du bilan hydrique susceptible de prendre en compte ces propriétés particulières et de restituer correctement les comportements observés des cultures.

2. L'enjeu.

Ce type de sols représente quelques dizaines de milliers d'hectares au Nicaragua, et une surface sans doute équivalente sur la côte sud du Guatemala et du Salvador. Au delà des enjeux scientifiques, la compréhension du fonctionnement hydrique de ces sols volcaniques jeunes représente donc un enjeu important pour tout ce qui concerne le fonctionnement hydrique des cultures, autant en conditions pluviales que sous irrigation. Elle permettrait en outre:

- D'argumenter le développement de pratiques culturales susceptibles de favoriser la mise en jeu pour l'agriculture des réserves hydriques profondes du sol. (labour de fin de cycle).
- De raisonner le développement des cultures susceptibles de mettre à profit les remontées capillaires en conditions naturelles (pastèque, melon.)
- De dimensionner autrement les équipements d'irrigation, en les concevant comme des dispositifs complémentaires aux remontées capillaires naturelles, et réaliser ainsi les économies d'eau et d'investissements correspondantes.

3. Les expérimentations.

Un important dispositif de mesures journalières a donc été mis en place en 1986 et 1987, qui a permis de réunir l'ensemble des données nécessaires à la quantification du phénomène sur le site de Toro Blanco, situé au coeur de la sous-région:

- Une expérimentation de drainage interne a été conduite en saison sèche (1986), au cours de laquelle les mesures ont permis de mettre en relation écoulements verticaux et potentiels de l'eau dans le sol.
- Un suivi quotidien d'une succession maïs/sorgho en conditions pluviales (1986), au cours duquel ont été déterminés les profils de teneur en eau, les profils tensiométriques, l'évolution du système foliaire et celle du système racinaire.
- Un suivi quotidien parallèle d'un gazon (1986-1987), (profils de teneur en eau et profils tensiométriques) mené en conditions pluviales et prolongé pendant la saison sèche.
- Enfin, une expérimentation originale (1986-1987) consistant à bâcher le premier site d'étude en fin de saison des pluies a permis d'étudier séparément le processus physique de remontées capillaires.

L'analyse des résultats menée alors avec les outils théoriques disponibles localement a permis de vérifier qualitativement le bien-fondé des hypothèses initiales, et d'ébaucher en termes scientifiques une représentation satisfaisante du fonctionnement hydrique de ces sols. Par ailleurs, l'analyse a permis d'avancer des ordres de grandeur montrant le poids très significatif des remontées capillaires dans le bilan hydrique.

Par contre, le dispositif ne permettait pas de caractériser la dynamique du phénomène, ni le moment à partir duquel il se mettait en marche, ni son interaction avec les processus courants de redistribution de l'eau dans le profil ou de prélèvement racinaire.

4. La modélisation.

Ces données ne pouvaient être traitées, et les phénomènes compris correctement qu'à l'aide d'un modèle théorique prenant en compte en même temps:

- Les processus physiques d'évaporation et de transfert d'eau dans et aux limites du profil.
- Les processus biologiques de transpiration et d'absorption racinaire.

Ces conditions n'ont pu être réunies qu'en 1992, date à partir de laquelle l'auteur a disposé du temps, des moyens et de l'appui scientifique nécessaires à la réalisation de la thèse présentée ici. Le sujet de la thèse a par ailleurs donné matière à une réflexion plus complète sur la modélisation mécaniste ou fonctionnelle du bilan hydrique des cultures, dont on précise ici les objectifs généraux.

5. Les objectifs généraux.

Le premier objectif est la mise au point, le paramétrage et la validation d'un modèle mécaniste qui rende compte des observations faites sur les deux sites principaux (succession maïs/sorgho et gazon).

Le second objectif consiste à mettre en évidence les distorsions présentées par les simulations issues d'un échantillon de trois modèles fonctionnels par rapport au modèle mécaniste validé antérieurement. Une fois ces distorsions mises en évidence sur notre jeu de données, on proposera pour chacun des modèles fonctionnels des modules correctifs simples, qui respectent le caractère de ces modèles et permettent de corriger tout ou partie de ces distorsions.

Le troisième objectif est d'analyser et de comparer les sensibilités de ces différents modèles aux paramètres sol, et d'en tirer des conclusions sur les conditions d'utilisation de chacun d'eux.

Le chapitre suivant précise les étapes de la thèse conduisant à la réalisation de ces objectifs.

B. Présentation des travaux.

1. Considérations préalables sur la modélisation du bilan hydrique des cultures.

Le bilan hydrique d'un site cultivé exprime la conservation de la masse d'eau mise en jeu dans les processus de transpiration, d'évaporation, de précipitations pluviales ou d'irrigation, de stockage de l'eau dans le sol, la constitution des tissus végétaux, et enfin des processus de drainage ou de remontées capillaires (le ruissellement étant réputé nul).

Entre deux temps quelconques t_1 et t_2 , et deux profondeurs dans le sol encadrant complètement le système racinaire d'une culture en place, et sous hypothèse de non ruissellement et d'écoulements verticaux unidimensionnels de l'eau dans le sol, il s'exprime de la manière très générale suivante:

$$Pr + Ir = Tr + Ev + \Delta(\text{Stock}) + \Delta(\text{Ec}) + Dr - R_c \quad (\text{I},1)$$

où:

- Pr est la lame d'eau précipitée,
- Ir est la lame d'eau irriguée,
- Tr est la transpiration de la culture,
- Ev est l'évaporation du sol,
- $\Delta(\text{Stock})$ est la variation du stock d'eau sur la tranche de sol considérée,
- $\Delta(\text{Ec})$ est la variation de stock de l'eau de constitution de la biomasse de la culture,
- Dr est la lame d'eau drainée en dessous de la cote inférieure du profil,
- R_c est la lame d'eau remontée depuis les horizons inférieurs vers la tranche de sol considérée.

Analysés indépendamment, chacun des termes présentés évolue dans le temps conformément à des lois physiques et des phénomènes dont la connaissance scientifique n'a cessé de s'améliorer au cours du temps: on pensait initialement que la consommation en eau des plantes ne dépendait que des plantes elles-mêmes. Les avancées historiques de la connaissance en la matière sont analysées par BRUTSAERT (1982), qui en souligne les étapes suivantes: les mécanismes physiques de l'évaporation seront étudiés par DALTON (1802), qui établira les premières relations entre apport d'énergie et évaporation. Plus tard, WOLLNY (1877) constatera la relation entre besoins en eau des plantes et conditions climatiques. HOMEN (1897) reliera l'évaporation au solde du bilan d'énergie, et enfin THORNTHWAITE (1948) proposera la première conceptualisation de l'évapotranspiration potentielle, en reliant celle-ci aux conditions climatiques sous lequel les plantes sont cultivées.

La possibilité de modéliser, puis de simuler, puis de prédire l'un ou l'autre des termes du bilan hydrique des cultures a apporté, et continue d'apporter une amélioration considérable dans la compréhension et la caractérisation de situations agronomiques, hydrologiques et écologiques. On n'a donc cessé de chercher à affiner le caractère prédictif des modèles, en prenant en compte au mieux les mécanismes physiques permettant de quantifier les transferts d'eau dans les systèmes, que sont:

- Dans le sol, l'équation de RICHARDS (1931), dérivée de la loi de Darcy.
- Dans l'atmosphère, la définition de l'évapotranspiration comme solde du bilan d'énergie mesurable par les paramètres météorologiques (Rayonnement, Humidité de l'air, Vent, Température) (PENMAN 1948).

Ces représentations théoriques seront complétées plus tard par la modélisation de phénomènes biologiques régulant ces transferts d'eau, dont les principaux sont:

- Dans le sol, l'absorption racinaire (GARDNER 1962)
- Dans l'atmosphère, la régulation stomatique (MONTIETH, 1965).

On trouve actuellement dans la littérature nombre de modèles incorporant l'ensemble des mécanismes connus, et proposant une représentation complète (FEDDES et al 1978, PENNING DE VRIES et al 1989, VAN KEULEN et al, 1986) ou partielle (PERRIER 1975, KATERJI 1983, LAFOLIE, 1991) des échanges d'eau entre le sol, les cultures et l'atmosphère.

2. Modélisation mécaniste ou fonctionnelle du bilan hydrique.

Il n'est cependant pas simple d'appliquer directement l'ensemble des lois connues à des situations particulières. En effet, on est confronté à trois problèmes:

- Les variations dans l'espace et dans le temps, à une échelle difficile à prendre en compte en modélisation, des paramètres climatiques affectant un site particulier.
- La variabilité spatiale des paramètres caractérisant le sol: densité, texture, caractéristiques hydrodynamiques etc.
- La diversité des mécanismes biologiques de régulation de la transpiration, dont la caractérisation opérationnelle est encore pour une large part empirique.

Ces problèmes se traduisent par une difficulté réelle à réunir, pour une situation particulière, le jeu de paramètres nécessaire à une simulation complète et fiable du bilan hydrique.

De ce fait, même si l'on avait pu penser que, avec les avancées de la connaissance et l'augmentation des capacités de calcul, on s'acheminerait vers l'utilisation de modèles sans cesse plus complexes, l'exigence de fonctionnalité a fait que, dans la pratique, les modèles simples dominent encore largement le marché des utilisateurs de simulations.

Par ailleurs, même les modèles complexes font encore largement utilisation de techniques empiriques ou semi-empiriques pour caler les paramètres dont ils ont besoin pour fonctionner. Il est ainsi difficile de faire une typologie des modèles en mettant en opposition ceux dont les principes de fonctionnement sont empiriques et ceux qui sont basés sur des principes scientifiques. CHOISNEL (1992) propose une analyse des niveaux de complexité des modèles de bilan hydrique, basée sur une typologie proposée par ZELLER (1987), dans laquelle il se refuse à une classification dichotomique sommaire opposant des modèles mécanistes et des modèles empiriques.

Pour notre travail, on ne se livrera pas non plus à une tentative de typologie. Cependant, vu l'importance donnée à la circulation de l'eau dans le sol dans nos expérimentations, on distinguera toutefois:

- Les modèles qui résolvent explicitement l'équation de Richards. On les appellera mécanistes.
- Les modèles qui ne résolvent pas cette équation, et considèrent le sol comme un ou plusieurs réservoirs. On les appellera modèles fonctionnels.

Ces considérations préalables étant faites, on présente ici le plan de la thèse conformément aux objectifs fixés.

3. Présentation de la thèse.

a) Objectif 1: Mise au point d'un modèle de bilan hydrique.

Cet objectif sera développé dans les trois chapitres II,III, IV.

Dans le chapitre II ("*Choix et présentation du modèle de base*"), on justifiera du choix d'un modèle théorique que l'on retiendra initialement. On en exposera les bases théoriques, ainsi que les aménagements préalables afin de rendre possible son utilisation sur nos jeux de données.

Dans le chapitre III ("*Matériel et méthodes*"), on présentera l'ensemble des expérimentations développées sur le site d'étude, ainsi que les analyses des propriétés hydrodynamiques du sol permettant de renseigner le modèle de base et d'effectuer les premières simulations.

Sur la base de la comparaison des résultats observés et simulés, on proposera dans le chapitre IV ("*Validation du modèle*") un certain nombre d'améliorations du modèle de base, par l'introduction justifiée de modules écophysologiques.

On procèdera alors au calage du modèle sur le premier site, et à sa validation définitive sur le second site d'étude.

b) Objectif 2: Comparaisons Modèle mécaniste / Modèles fonctionnels.

Après avoir choisi et présenté trois modèles fonctionnels au chapitre V ("*Modèles mécanistes et modèles simplifiés*"), on établira une correspondance entre le paramétrage issu du modèle mécaniste et les jeux de paramètres exigés par les modèles fonctionnels. On effectuera alors les simulations permettant de comparer les sorties de ces modèles à celles du modèle mécaniste.

c) Objectif 3: Analyse de sensibilité et de propagation d'erreur.

A travers des techniques stochastiques, on analysera et on comparera dans le chapitre VI ("*Analyse de sensibilité*") la sensibilité des variables de sortie des différents modèles à des variations du paramétrage des fonctions décrivant les caractéristiques hydrodynamiques du sol.

Sur la base des distorsions qu'ils présenteront par rapport au modèle mécaniste, on proposera au Chapitre VII ("*Modules de remontées capillaires pour les modèles simplifiés*") pour chacun d'eux des modules correctifs leur permettant de prendre en compte le phénomène de remontées capillaires, puis de les caler sur le modèle mécaniste. On analysera à nouveau la sensibilité de ces modèles modifiés aux mêmes paramètres que ceux décrits précédemment.

4. Conclusion.

Sur la base des résultats obtenus, on proposera un ensemble de conclusions sur les conditions d'utilisation des modèles fonctionnels. Pour ce qui est de notre modèle mécaniste, on réfléchira aux conditions qui lui permettraient d'être un outil véritablement opérationnel, soit de façon autonome, soit comme outil de mise au point des modèles fonctionnels.

II. LES BASES THEORIQUES DE LA MODELISATION PROPOSEE.

II. LES BASES THEORIQUES DE LA MODELISATION PROPOSEE.

A. Choix du modèle initial.

De nombreux modèles existent dans la littérature. Ils se distinguent par le choix des simplifications faites par leurs auteurs, choix lui-même guidé à la fois par les finalités (et les échelles) d'utilisation, et par la disponibilité des paramètres.

Parmi l'ensemble des modèles disponibles, l'un a retenu particulièrement notre attention; il s'agit du modèle proposé par LAFOLIE (1991), et nous justifions ce choix de la manière suivante:

- Le modèle proposé par LAFOLIE est exigeant quant à la qualité des paramètres décrivant les caractéristiques hydrodynamiques du sol, et c'est précisément dans ce domaine que nos expérimentations ont été les plus complètes.
- En échange, ce modèle est rustique quant à la partie aérienne, et peu exigeant en paramètres dans ce domaine où précisément notre protocole expérimental n'aurait pas permis de fournir des données et mesures permettant de renseigner finement un modèle plus complet (pas de mesures séparées d'évaporation et de transpiration, ni de résistance stomatique, ni de potentiel foliaire, ni de température radiative).

On s'est donc fixé sur ce modèle comme point de départ, et on a éliminé les plus complexes, dont on n'aurait pas été capables de renseigner correctement les paramètres. En résumé, le modèle de LAFOLIE se présentait comme le plus complexe des modèles à base mécaniste pouvant être renseignés directement par nos observations.

B. Description détaillée du modèle.

Le modèle proposé par LAFOLIE est un modèle de simulation combinée des flux hydriques et du transport d'azote dans le sol sous culture. Seule la partie hydrique nous intéresse, et on s'attache ici à en décrire les bases et le fonctionnement.

On décrira le modèle en suivant la logique imposée par la résolution de l'équation de transport, puis on décrira les conditions aux limites, et enfin les conditions initiales.

1. L'équation de transport.

Les écoulements sont supposés unidimensionnels verticaux, et suivent la loi de Darcy tant en conditions saturées que non saturées. On ne considère pas la circulation de l'eau en phase vapeur, et on ne considère pas non plus les potentiels osmotiques.

Combinant sous ces hypothèses la loi de Darcy et l'équation de conservation de la masse d'eau, on peut écrire l'équation de Richards.

$$C(\Psi, z) \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\Psi, z) \frac{\partial H}{\partial z} \right] - \Gamma(\Psi_r, \Psi, \rho(z, t)) \quad (\text{II}, 1)$$

où

t	est le temps en heures	(h).
z	est la profondeur, considérée positive vers le bas, exprimée en mètres	(m).
Ψ	est le potentiel matriciel	(m).
$H = \Psi - z$	est le potentiel total	(m).
$C(\Psi, z)$	est la capacité capillaire, dérivée de la courbe de rétention de l'eau par le sol	(m ⁻¹).
K	est la conductivité hydraulique	(m.h ⁻¹).
Γ	est la fonction puits racinaire	(h ⁻¹).
Ψ_r	est le potentiel racinaire	(m ⁻¹).
$\rho(z, t)$	est la densité racinaire à la cote z au temps t	(m.m ⁻³)

Les propriétés du sol, décrites par la ou les relations (au cas où plusieurs horizons distincts sont présents) succion/humidité, et conductivité/humidité, ne dépendent à priori que de la profondeur z . Ces relations doivent être déterminées expérimentalement, et on en déduit les fonctions $C(\Psi, z)$ et $K(\Psi, z)$ qui seront prises en compte directement par le modèle.

Cette équation de transport décrit le fonctionnement simultané du phénomène d'écoulement dans le sol, et du phénomène d'absorption racinaire, que nous détaillons ci-après.

2. La fonction puits racinaire.

Le modèle propose deux options:

a) option 1:

On l'appellera du nom de fonction alpha, du nom que lui a donné leur auteur (FEDDES 1978):

- On admet tout d'abord que la demande climatique s'exercant sur la plante est répartie de façon homogène sur l'ensemble du profil racinaire.
- Le taux d'extraction maximum par unité de longueur de racine $S_{max}(t)$ est alors égal au rapport de la demande transpirative potentielle (PT(t)) sur la longueur totale de racines au temps t, soit L(t).

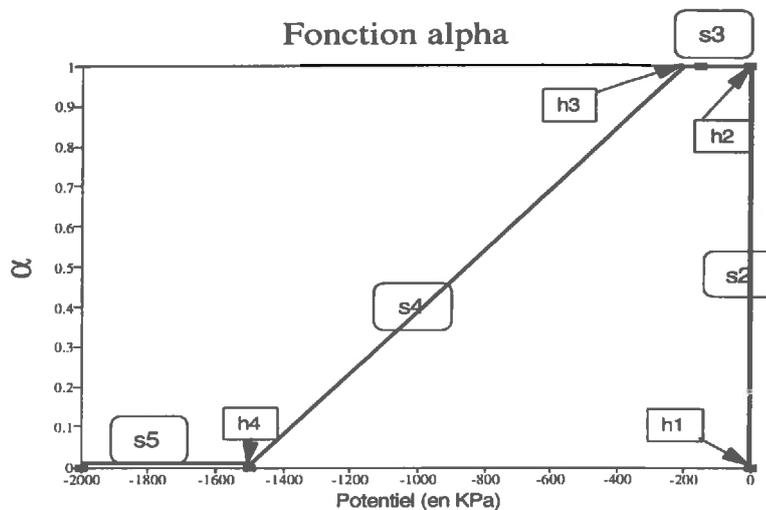
$$S_{max}(t) = (PT(t)) / L(t). \quad (II,3)$$

- Ce taux maximum d'extraction est alors pondéré à chaque cote z par une fonction de stress α , fonction du niveau de potentiel de l'eau du sol à cette cote ($\Psi(z,t)$)
- La fonction α est définie par quatre paramètres (h_1, h_2, h_3, h_4) délimitant cinq segments le long desquels la valeur de α évolue linéairement en fonction de la décroissance du potentiel:

- | | |
|---|---|
| segment s_1 : $h_1 < \Psi(z,t) < 0$ | : il y a asphyxie, et l'absorption racinaire est nulle. |
| segment s_2 : $h_2 < \Psi(z,t) < h_1$ | : la plante se dégage de l'asphyxie et en arrive progressivement à une alimentation maximale. |
| segment s_3 : $h_3 < \Psi(z,t) < h_2$ | : l'alimentation hydrique est maximale. |
| segment s_4 : $h_4 < \Psi(z,t) < h_3$ | : le stress apparaît, et va croissant avec le potentiel |
| segment s_5 : $\Psi(z,t) < h_4$ | : le stress est maximal, et la plante n'extrait plus d'eau. |

La figure II,1 illustre cette fonction:

Figure II,1 : Valeurs de la fonction alpha pour des potentiels du sol variant entre -2000 et 0 KPa.



Note: Le segment 1: de 0 à h_1 est trop étroit pour être visible sur la figure; il correspond aux conditions proches de la saturation.

Localement et au temps t , la fonction puits racinaire s'écrit donc simplement comme suit:

$$\Gamma(\psi(z,t),\rho(z,t))=\alpha(\psi(z,t))*S_{\max}(t) \quad (\text{II,4})$$

où

$\rho(z,t)$ est la densité racinaire à la cote z au temps t . (m.m⁻³)

b) option 2.

Le prélèvement racinaire est induit par un gradient entre le potentiel de l'eau dans les racines et celui de l'eau du sol. La quantification des transferts d'eau se fait alors selon la loi de Darcy, proportionnellement à la densité racinaire:

$$\Gamma(\psi(z,t),\rho(z,t))=\rho(z,t)*K(\psi(z,t))*(\psi_r(t)-\psi(z,t)) \quad (\text{II,5})$$

où

$\psi_r(t)$ est le potentiel racinaire au temps t (m).

Bien que cette option se fonde sur des bases physiques plus séduisantes que la première, elle se heurte à certaines difficultés du fait que le potentiel racinaire n'est pas facilement mesurable, et de plus, n'est pas constant sur l'ensemble du chevelu racinaire pendant que l'eau circule dans la plante (SIMMONEAU 1992).

On contourne cette difficulté en faisant de $\psi_r(t)$ une valeur inconnue, calculée par le modèle lui-même, en recherchant par itérations successives à chaque pas de temps la valeur de $\psi_r(t)$ qui minimise l'écart entre la demande climatique s'exerçant sur la plante et la quantité d'eau effectivement fournie par la plante, soit:

$$\int_0^z \Gamma(\Psi_r(t), \Psi(z,t), \rho(z,t)) dz - PT(t) \quad (\text{II,6})$$

où

Z_r est la profondeur racinaire maximale. (m)

Sous sa forme actuelle et avec le type de sol présent dans nos expérimentations, l'utilisation de cette option conduit à des résultats aberrants, pour des raisons que l'on détaille en annexe (II,1). On n'a donc pas retenu cette option dans nos simulations.

3. L'intégration de l'équation de Richards.

L'équation de Richards, à laquelle on a ajouté la fonction puits racinaire simule l'évolution du système sur une tranche de sol dz entre le temps t et le temps $t+dt$. La résolution de cette équation vise à prédire l'état du système au temps $t+dt$ à partir:

- De son état au temps t ,
- Des conditions extérieures opérant pendant le pas de temps dt (LAI, densité racinaire, ETP, pluie/irrigation)
- Des conditions aux limites imposées pendant le pas de temps dt , qui imposeront la prise en compte d'un terme correspondant à l'évaporation du sol nu,

Sous la forme où nous l'avons écrite, l'équation se présente comme une équation différentielle aux dérivées partielles (en z et en t) du deuxième ordre, dont l'inconnue est H , et qui, sauf formulations particulièrement simples des fonctions $C(\Psi, z)$, $K(\Psi, z)$, et puits racinaire, n'a pas de solution analytique.

On utilisera donc des procédures numériques de résolution, dont le détail est précisé en annexe (II,2), et dont on présente ici les grandes lignes:

a) La grille.

On discrétise le profil en n couches contiguës, dont l'épaisseur peut être variable, bornées en haut par l'interface sol/atmosphère, et en bas par le fond du profil analysé, et on se fixe un pas de temps. L'ensemble de ces paramètres forme la grille sur laquelle le système est discrétisé.

La technique numérique choisie, dite des différences finies (voir annexe II,2) consiste à remplacer l'équation aux dérivées partielles par n équations différentielles du temps couplées non linéaires (n équations correspondant aux n noeuds de la grille), dont les inconnues sont donc les potentiels au temps $t+dt$ aux n noeuds de la grille.

Le système est intégré en temps de façon discrète, ce qui conduit à la résolution d'un système non linéaire de n équations à n inconnues pour avoir la solution au temps $t+dt$. La non linéarité impose l'utilisation de techniques itératives dont le paramétrage est discuté plus loin.

Entre les noeuds, et entre les temps t et $t+dt$, les potentiels seront recalculés par interpolation linéaire entre les valeurs obtenues aux noeuds et temps adjacents, ce qui permettra au terme de la résolution une description continue du profil dans l'espace et dans le temps.

La solution obtenue à chaque pas de temps sera d'autant plus précise que la grille d'intégration sera fine, autant dans l'espace que dans le temps. Cependant, plus la grille sera fine, plus l'espace occupé sur les machines et les temps de calcul seront importants. L'utilisation du modèle impose donc de trouver un compromis judicieux, qui ne rende pas rédhibitoire l'utilisation pratique du modèle sans pour autant trop sacrifier la précision des solutions.

Les compromis adoptés seront raisonnés et discutés en fin de chapitre.

b) Les conditions aux limites du système.

On doit préciser les conditions aux limites du système. Ces conditions peuvent être de deux types: statiques (on impose une variable d'état, potentiel, ou humidité), ou dynamiques (on impose un flux). Respectivement, ce type de conditions est dit de Dirichlet ou de Neuman. Suivant le cas, on utilisera l'un ou l'autre de ces types de conditions.

(1) Limite supérieure du système.

Il s'agit de la surface du sol. Plusieurs cas peuvent se produire:

- Durant une précipitation (ou une irrigation): a tout instant, deux cas peuvent être envisagés:
 - * Soit la pluie intervient avec une intensité supérieure à l'infiltrabilité du sol. Il y a alors flaquage, et on impose une condition de potentiel (condition de Dirichlet): celle-ci est la charge hydraulique positive, égale à l'épaisseur de la flaque d'eau est qui s'accumule à la surface.
 - * Soit la pluie intervient avec une intensité inférieure à l'infiltrabilité du sol: il n'y a pas flaquage, et on impose alors un flux en surface égal à l'intensité de la pluie (condition de Neumann). C'est le cas par défaut.

Durant une phase normale d'évaporation:

- * Soit le sol évapore normalement, et son évaporation est alors égale à la demande qui s'exerce sur lui: on impose alors le flux en surface, égal à l'évaporation potentielle (condition de Neumann).
- * Soit le sol est trop sec pour pouvoir évaporer normalement. Dans ce cas, le modèle impose un potentiel à l'interface, et par voie de conséquence, impose une condition limite de type Dirichlet. Dans ce cas, le flux évaporatif réel est calculé par le modèle. Il est inférieur au flux potentiel.

Ces conditions, le mode de calcul, et la sensibilité du modèle général à ces conditions seront précisés plus loin.

Dans la pratique, le modèle donne au flux d'eau en surface le même statut, qu'il provienne d'une évaporation (il sera alors négatif) ou d'une précipitation (il sera positif). L'équation contrôlant ces flux est la simple équation de Darcy:

$$K(\psi(z,t)) \cdot dH/dz = Q(t), \quad (\text{II},7)$$

où

$Q(t)$ est soit l'intensité de la pluie (mm.h⁻¹)
soit l'intensité du flux évaporatif. (mm.h⁻¹)

Dans tous les cas de figure on est donc à même de définir des conditions limites à la surface. A chaque pas de temps, suivant les conditions rencontrées, le modèle fonctionnera avec une condition de flux ou une condition de potentiel, comme indiqué ci-dessus.

(a) La demande climatique et la transpiration.

La demande climatique globale est l'évapotranspiration potentielle PET, calculée par la formule de Penman ou toute autre formule exprimant une demande globale sur le sol et le couvert végétal. Cette demande est ensuite décomposée en deux parties: la première s'exerçant sur le sol, c'est l'évaporation potentielle PE, la seconde s'exerçant sur le couvert, c'est la transpiration potentielle PT.

Cette décomposition est effectuée selon une procédure d'extinction progressive du rayonnement (loi de Beer), en fonction de l'indice foliaire (LAI): (VARLET-GRANCHER et al, 1989).

Pour le sol:

$$PE(t) = PET(t) \cdot \exp(-a \cdot LAI(t)) \quad (II,8)$$

où

PE(t)	est le flux potentiel d'évaporation appliqué au sol nu	(mm.h ⁻¹).
PET(t)	est le flux potentiel d'évapotranspiration au temps <i>t</i>	(mm.h ⁻¹).
a	est un coefficient d'extinction, dépendant de la plante,	(-).
LAI(t)	est l'indice foliaire au temps <i>t</i> , sans dimension	(-).

Par différence, on obtient la demande climatique s'exerçant sur la plante:

$$PT(t) = PET(t) - PE(t) \quad (II,9)$$

où

PT(t) est le flux potentiel de transpiration au temps *t* (mm.h⁻¹).

Dans la pratique, tel que préconisé par NEUMAN (1975), dès que l'indice foliaire est supérieur à 3, on considère que:

$$\begin{aligned} PE(t) &= 0 \\ PT(t) &= PET(t) \end{aligned}$$

Afin de garantir la continuité de la fonction d'extinction au voisinage de LAI=3, on définit en fait un terme complémentaire de telle sorte que si LAI=3, PT(t)=0, soit la formulation définitive:

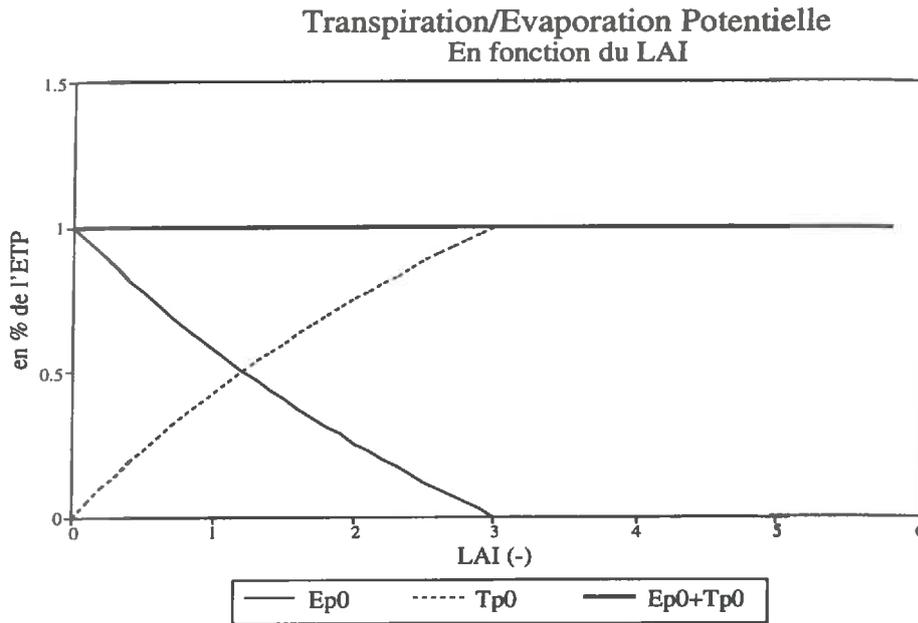
$$PE(t) = PET(t) \cdot (\exp(-a \cdot LAI(t)) - b \cdot LAI), \quad (II,10)$$

où

$$b = \exp(-3a)/3$$

On visualise ces deux fonctions sur la figure II,2 pour une valeur de *a*= 0.39, et une valeur correspondante de *b* = 0.103

Figure II,2 : Transpiration et évaporation potentielle selon le modèle de Lafolie.



(b) La fonction évaporation.

L'étude rigoureuse des échanges d'eau à l'interface sol/atmosphère montre que ceux-ci résultent du bilan d'énergie en surface (partition du rayonnement net reçu par le sol en réchauffement de l'air, du sol, et vaporisation de l'eau), et que le sol n'arrive pas nécessairement à fournir à l'atmosphère l'intégralité de la demande qui s'exerce sur lui. En toute logique, il faudrait reprendre le calcul à partir du bilan d'énergie. De nombreux modèles sont d'ailleurs disponibles dans la littérature, qui effectuent ce calcul (PERRIER 1982, DEARDORFF 1977).

Cependant, ces modèles font intervenir de nouveaux jeux de paramètres (rugosité, coefficient d'échange, etc.) dont la détermination ne pouvait être faite à partir de notre jeu de données. On a donc fait le choix d'une approche empirique dont on sait qu'elle fournit des résultats s'éloignant peu de la réalité lorsque le sol est humecté normalement, et lorsque la culture est devenue bien couvrante. Par contre, dans les phases intermédiaires, ce sous-modèle ne fournit que des approximations dont il conviendra de discuter la qualité.

Partant d'une demande climatique partitionnée comme décrit plus haut, le module d'évaporation retenu par le modèle est le suivant:

Le flux d'évaporation est égal au flux qui traverse la couche de sol immédiatement inférieure à l'interface sol/atmosphère, lequel flux suit la loi de Darcy.

Soit $\Psi_s(t)$ le potentiel de l'eau en surface, et $d\Psi/dz$ le gradient de charge à l'interface.

Dans un premier temps, on impose le flux en surface, égal à $PE(t)$ calculé plus haut.

On résout l'équation de Richards, et on obtient un nouveau profil de potentiel, dont le potentiel en surface $\Psi_s(t+dt)$.

On s'interroge maintenant sur la valeur du potentiel de surface obtenu. En effet, dès que l'on se trouvera en condition de dessèchement prolongé de la surface, le calcul mentionné plus haut conduira, pour satisfaire à la condition de flux imposée, à des valeurs négatives très élevées du potentiel de surface, valeurs peu vraisemblables compte tenu de ce que l'on connaît de la relation teneur en eau/potentiel dans le sol.

Deux cas peuvent donc se présenter:

- Soit le potentiel du sol à l'interface ($\Psi_s(t+dt)$) est supérieur à un seuil, choisi à -2.10^6 Pa, on considèrera alors que le sol a pu fournir à l'atmosphère l'intégralité de la demande climatique qui s'exerçait sur lui. On aura alors:

$$RE(t) = PE(t)$$

où

$RE(t)$ est le flux d'évaporation réel au temps t (mm.h⁻¹).

- Soit la valeur de $\Psi_s(t+dt)$ calculée par le modèle est inférieure à ce seuil, on dira alors qu'il est invraisemblable que le sol ait pu atteindre ce potentiel. On reprendra alors le calcul général, en imposant comme condition limite non plus le flux évaporatif potentiel, mais un potentiel égal au seuil défini plus haut.

La résolution du système permet alors de calculer un nouveau gradient en surface, et l'application de ce gradient à la loi de Darcy permet en retour un calcul du flux.

Ce nouveau flux est considéré comme le flux d'évaporation réelle du sol $RE(t)$.

Le choix du seuil à -2.10^6 Pa est, dans une certaine mesure, arbitraire. Il conviendra de discuter la pertinence de cette valeur en analysant la sensibilité du modèle à la valeur de ce seuil (chapitre IV,D,e).

(2) Limite inférieure du système.

Le modèle offre le choix du type de conditions que l'on veut imposer au fond du profil de sol que l'on étudie. Ce sera soit une condition de flux (par exemple si l'on connaît l'existence d'un horizon imperméable, imposant un flux nul), soit plus généralement une mesure d'humidité, ou une observation piézométrique, ou de potentiel en profondeur, sous la cote maximale atteinte par les racines, qui pourra alors fluctuer dans le temps et renseigner une condition limite inférieure pour le système.

c) Les caractéristiques liées aux plantes.

Le modèle nécessite la connaissance à chaque instant de l'indice foliaire (LAI, sans dimension) et, pour chaque profondeur, de la densité racinaire (exprimée en m de racines par m³ de sol). Ces valeurs seront donc renseignées, dans un fichier discrétisé selon les pas d'espace et de temps au cours desquels les observations ont été faites. Le modèle dispose d'un module d'interpolation et d'extrapolation linéaire, permettant de calculer les valeurs instantanées de ces deux grandeurs, ainsi d'ailleurs que de l'évapotranspiration potentielle et des précipitations.

d) Les conditions initiales.

Celles-ci sont données par les conditions de l'expérience, et formulées comme un profil d'humidité (ou de potentiel) au temps $t=0$.

e) Conclusions sur le modèle mécaniste:.

On a décrit les bases et les conditions générales de fonctionnement du modèle dans sa version de base. Cette version, informatisée, est opérationnelle sur les postes de travail de l'Unité de l'INRA/Science du Sol de Montfavet.

La mise au point de ce modèle de simulation, et de son environnement informatique (lecture des variables et paramètres de simulation spécifiques) ont été réalisés à partir de jeux de données issus de conditions spécifiques d'expérimentation. Pour l'adapter à notre jeu de données, et sans remettre en cause les bases théoriques de ce modèle, il a été préalablement nécessaire de lui faire subir certaines modifications concernant:

- Les données pluviométriques.
- Les données d'ETP instantanée.
- Les profils de densité racinaire et leur évolution dans le temps.
- Les indices foliaires et leur évolution dans le temps.

On présente ces adaptations et améliorations dans le chapitre suivant (II,C).

C. Adaptation de l'environnement du modèle au jeu de données.

1. Les pluies.

Dans sa version de base, le modèle utilise un fichier de pluies conçu comme suit: pour chaque pluie, on retient l'heure de début de pluie, l'heure de fin de pluie, et l'intensité moyenne pendant la période.

Les données dont nous disposons ne présentent pas ce niveau d'information; on ne dispose en effet que de pluies journalières cumulées entre 6h du matin du jour j , et 6h du matin du jour $j+1$.

Pour un échantillon d'averses analysées entre 1958 et 1990, VAUCHEL (1992) propose des ajustements de la forme:

$$\text{Intens} = a/(b+\text{durée}) \quad (\text{II},11)$$

où

Intens	représente l'intensité de l'averse	(mm.h ⁻¹)
Durée	représente la durée de l'averse	(mm)
a et b	sont des coefficients de calage, sans dimensions, variant exponentiellement avec le temps de retour de l'averse.	

Ignorant la notion d'averse, et prenant en compte les pluies journalières toutes intensités confondues, on propose un sous-modèle plus simple, prenant en compte les tendances globales du modèle proposé par VAUCHEL, et qui s'écrit comme suit:

- Les pluies journalières se déroulent en un seul épisode, et démarrent toutes à 16 heures.
- La durée de la pluie du jour j est une fonction croissante de la pluie journalière elle même, selon la fonction:

$$\text{Durée}(j)=0.5 + (\text{pl}(j)/10)^\lambda \quad (\text{II},12)$$

où

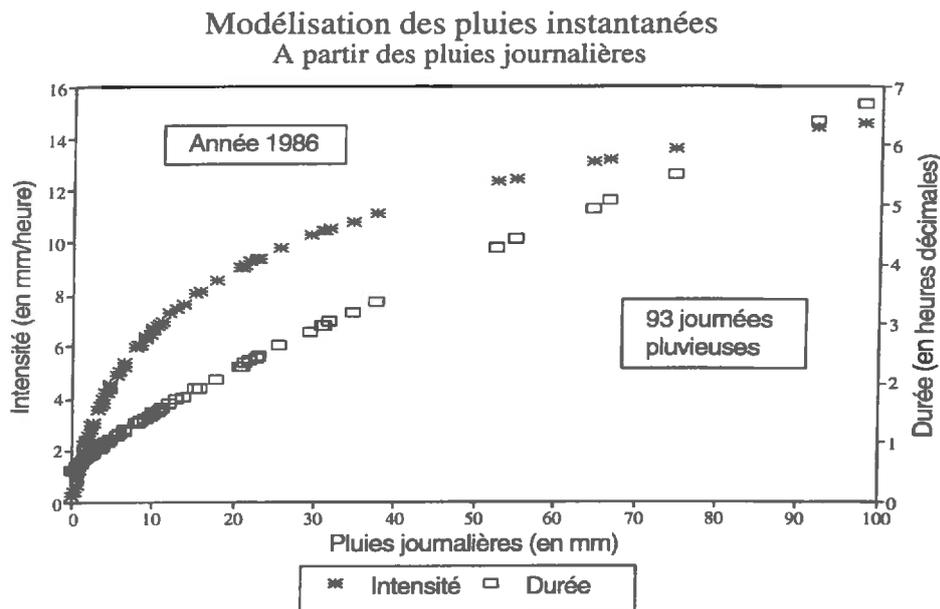
0.5 heure	est la durée minimum de chaque pluie.	(h)
$\text{pl}(j)$	est la pluie du jour j	(mm).
λ	est un exposant choisi arbitrairement à 0.8 . (-)	

- L'intensité de la pluie (mm.h⁻¹) est supposée constante pendant un épisode pluvieux, la durée de la pluie selon l'expression:

$$\text{Intens}(j) = \text{pl}(j)/(\text{Durée}(j)) \quad (\text{II},13)$$

Sur les 93 jours de l'année 1986 pendant lesquels on a enregistré des pluies non nulles, la durée et l'intensité des pluies se distribuent comme le montre la figure II,3:

Figure II,3 : Génération de pluies instantanées.



Il conviendra, après calage des principaux paramètres du modèle général, d'analyser la sensibilité de ses sorties à un bruitage de ce sous-modèle. Rappelons toutefois que les simulations portent sur des cycles d'une durée de l'ordre de deux cents jours, et que les observations ont été réalisées à un rythme journalier, le matin et donc pas sous la pluie. Il est donc à priori improbable que l'algorithme proposé ait un quelconque effet sur les simulations.

Au cas, toutefois, où une certaine sensibilité soit mise en évidence, il sera nécessaire de reprendre ces valeurs, et leur mode de calcul.

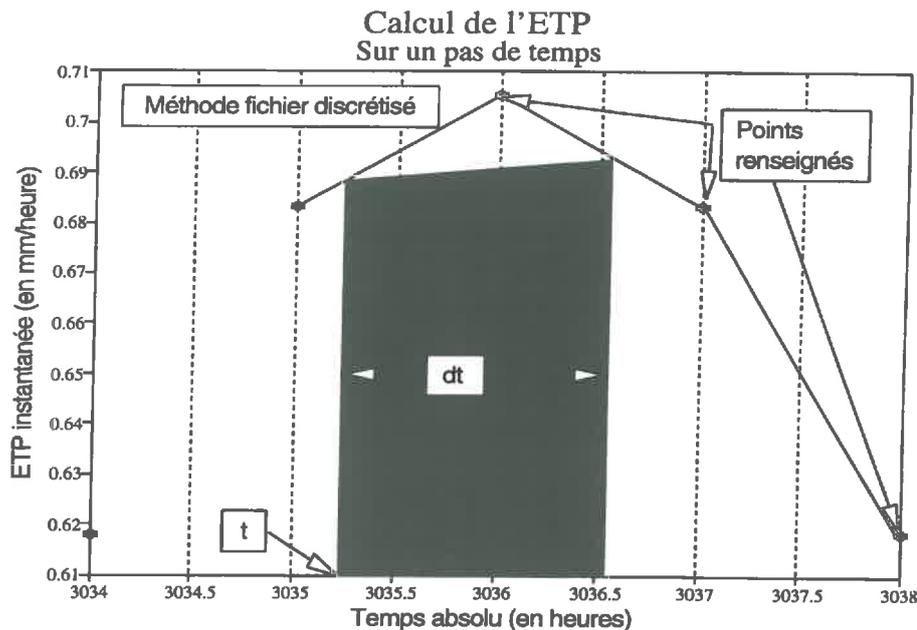
2. L'Evapotranspiration potentielle.

a) Mode de calcul initial.

Dans sa version de base, le modèle utilise un fichier d'ETP conçu de la manière suivante: l'utilisateur renseigne chronologiquement une succession de temps absolus, auxquels sont affectés des ETP instantanées. La demande climatique s'exerce sur le système pendant le pas de temps dt sera alors calculée par interpolation linéaire entre le temps t et le temps $t+dt$, sur l'intervalle encadré par les valeurs renseignées.

La figure II,4 illustre ce mode de calcul.

Figure II,4 : Modèle initial de calcul de l'ETP instantanée.



Ce mode de calcul ne pose pas de problème particulier lorsque l'on a un fichier de valeurs instantanées renseigné sur un pas de temps fin, et que les pas de temps choisis par le modèle sont courts (cas des stations météorologiques automatiques); l'erreur, constituée par l'aire du polygone (sur la figure un triangle) délimité par la droite d'interpolation et les points intermédiaires renseignés étant faible. Par contre, dès que le pas de temps se rallonge, l'erreur peut devenir très significative.

Dans le cas général, et en particulier dans le nôtre, on ne dispose que des ETP journalières et les pas de temps peuvent monter jusqu'à deux heures.

A titre d'exemple, sur notre fichier ETP journalières (203 journées de mesure), discrétisé sur un pas de temps horaire selon une sinusoïde, on constate une erreur cumulée finale de 30 à 40 millimètres, dans le sens d'une sous-estimation, soit près de 5%.

Le mode de calcul proposé vise à éliminer l'erreur systématique générée par ce mode de calcul.

b) Génération d'ETP instantanées à partir de données journalières.

La modification repose sur les simplifications suivantes:

- On supposera que la demande climatique est nulle pendant la nuit.
- On supposera que, pendant la journée, la demande climatique instantanée est proportionnelle:
 - à l'ETP journalière cumulée.
 - au sinus de l'angle d'incidence des rayons du soleil avec le plan horizontal.

Pour calculer cet angle d'incidence, on procède en deux étapes:

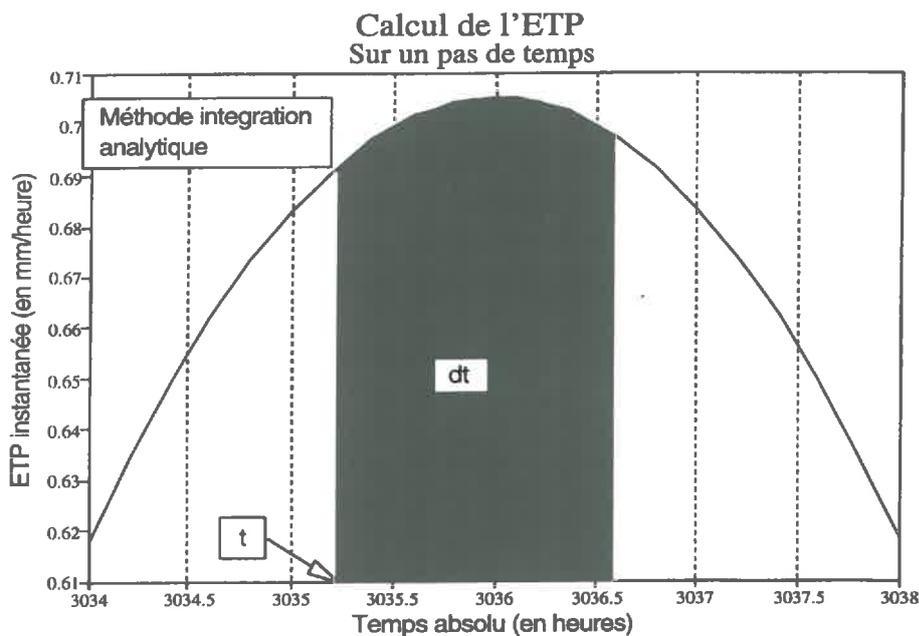
- calcul de la durée astronomique du jour (fonction du jour de l'année et de la latitude)
- calcul de l'angle proprement dit, fonction de l'heure dans la journée.

Le mode de calcul de ces deux valeurs est précisé en annexe (II,3).

A partir de ces données, on aura donc une fonction continue qui renseignera une valeur instantanée d'ETP. Il devient alors simple de calculer la demande climatique instantanée sur un pas de temps dt , par intégration analytique de la fonction sinusoïdale mentionnée plus haut.

La figure II,5 illustre cette procédure:

Figure II,5 : Modèle modifié de calcul de l'ETP instantanée.



Cette procédure n'élimine pas l'erreur aléatoire constituée par le fait que l'ETP instantanée n'évolue pas vraiment de façon sinusoïdale au long de la journée (passages nuageux, irrégularité du vent, etc.). Par contre, on a éliminé l'erreur systématique.

3. La densité racinaire.

La densité racinaire est décrite sous une forme discrétisée par un fichier dans lequel sont pointés:

- les temps chronologiques d'observation
- les profondeurs d'observation
- les densités observées, exprimées en $m \cdot m^{-3}$.

Un sous-modèle d'interpolation linéaire permet de recalculer à chaque temps et à chaque profondeur une densité racinaire instantanée.

Ce mode de présentation des données nous a paru peu performant, et surtout peu adapté à la réalisation de simulations de situations non observées (utilisation du modèle comme générateur de données). De plus, la mesure des densités racinaires étant toujours entachée d'une forte erreur expérimentale, une formulation ainsi discrétisée se prête mal au bruitage des données, donc aux tests de sensibilité.

On a donc proposé des formulations analytiques de la densité racinaire et de sa croissance dans le temps, telles que proposées par GERWITZ et PAGE (1974), selon les principes suivants:

- La densité racinaire décroît exponentiellement avec la profondeur, cette décroissance étant caractérisée par un paramètre de courbure et un terme constant, suivant la formule:

$$Dr(z)=\exp(-fz+c) \quad (II,14)$$

où

- $Dr(z)$ est la densité racinaire à la profondeur z , (m.m⁻³).
- f est le paramètre de courbure (-).
- c est une constante, que l'on calera plus loin (m).

- La densité racinaire en surface ($D_0(t)$) croît linéairement dans le temps jusqu'à un temps seuil (t_0), auquel elle atteint une densité potentielle maximale (D_{max}), temps à partir duquel elle arrête de croître:

$$D_0(t)=\text{MIN}((t/t_0)*D_{max}, D_{max}) \quad (II,15)$$

où

t et t_0 sont respectivement le temps relatif et le temps relatif seuil, exprimés en jours après le semis.

- La profondeur d'enracinement $\text{Prof}(t)$, exprimée en mètres, croît elle aussi linéairement jusqu'à ce même temps seuil, au delà duquel elle cesse de croître:

$$\text{Prof}(t)=\text{MIN}((t/t_0)*P_{max}, P_{max}) \quad (II,16)$$

La dynamique ainsi décrite est précisée dans l'équation (II,17):

$$Dr(z,t)=K*(\exp(-f.z) - \exp(-f.\text{Prof}(t))) \quad (II,17)$$

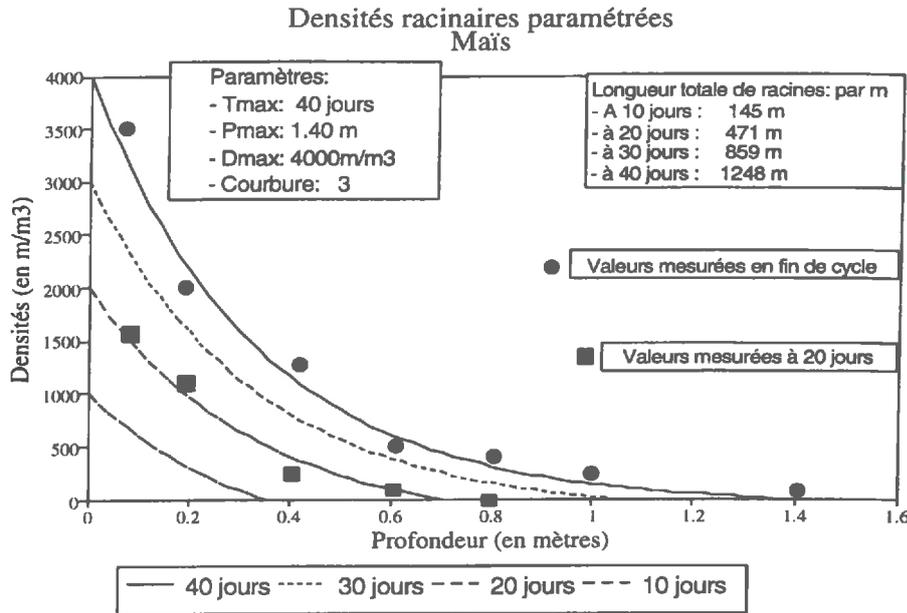
En posant $z=0$, on en déduit la constante K :

$$K=D_0(t)/(1-\exp(-f.\text{Prof}(t))) \quad (II,18)$$

On a donc finalement une fonction à quatre paramètres, dont trois mesurables (D_{max} , P_{max} , t_0), qui sont dépendants de caractéristiques génétiques de la culture et du type de sol, et le dernier (paramètre de courbure) peut être calé.

La figure II,6 présente les valeurs obtenues par cette formulation, pour un jeu de quatre paramètres, auquel sont comparées les valeurs mesurées sur maïs dans notre expérimentation.

Figure II,6 : Modèle modifié de représentation des densités racinaires.



4. L'indice foliaire (LAI).

Les valeurs du LAI observées sont données dans un fichier discrétisé présentant le temps absolu et la valeur du LAI observée.

De la même manière que pour les densités racinaires, on remarque que cette formulation se prête mal à une large utilisation du modèle.

On lui a substitué une formulation analytique (BARET 1987), qui propose un LAI résultant de la différence entre une fonction logistique (qui décrit la montée du LAI) et d'une exponentielle décroissante (qui décrit la sénescence).

$$LAI(t) = LAI_{max} * (1 / (1 + \exp(a_1 * (t - t_{inf}))) - \exp(a_2 * (t - t_{fin}))) \quad (II,19)$$

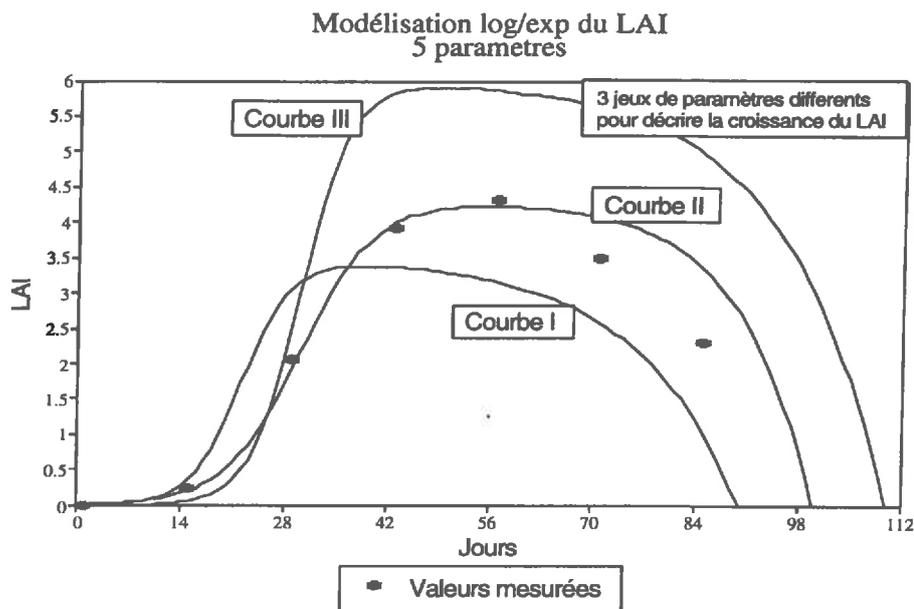
où:

t	est le temps relatif ($t=0$ au semis)	(j),
$LAI(t)$	est la valeur du LAI au temps t	(-),
LAI_{max}	est la valeur maximale atteinte par le LAI au cours du cycle	(-),
a_1	est un paramètre de courbure	(j ⁻¹),
t_{inf}	est le temps auquel la croissance présente un point d'inflexion (fin de la période végétative)	(j),
a_2	est un paramètre de courbure, caractérisant la vitesse de sénescence	(j ⁻¹),
t_{fin}	est le temps au bout duquel la culture a terminé son cycle	(j).

Ce modèle est donc à cinq paramètres, dont trois sont faciles à mesurer, et deux peuvent être calés.

La figure II,7 présente trois courbes issues de trois jeux de paramètres vraisemblables. Elle est comparée à la courbe obtenue expérimentalement sur le maïs:

Figure II,7 : Modèle modifié de représentation de l'indice foliaire.



Comme on le voit, compte tenu des incertitudes liées à l'erreur de mesure, la modélisation de l'évolution dans le temps du LAI est tout à fait acceptable.

5. Autres adaptations.

Différentes adaptations informatiques secondaires ont par ailleurs été faites, dont on signale les principales:

(a) Gestion des fichiers.

On a adapté la gestion des paramètres de manière que le modèle puisse enchaîner deux simulations successives, en prenant comme conditions initiales de la simulation (II) les conditions finales de la simulation (I), et en choisissant le jeu de paramètres propre à la seconde culture.

(b) Module de calage.

Le modèle initial présentait la possibilité de rechercher, par minimisation de la somme des carrés des écarts entre données observées et données simulées, le meilleur ajustement des paramètres des fonctions représentant les caractéristiques hydrodynamiques du sol.

Cette possibilité a été étendue à l'ensemble des paramètres propres à la culture (évolution du LAI, croissance du système racinaire, fonction α).

(c) Adaptations numériques.

Par ailleurs, l'analyse détaillée de simulations probatoires a mis en évidence d'importants problèmes de stabilité et de précision des solutions liés:

- A la précision des calculs élémentaires du calculateur,
- Aux options numériques. Il est ainsi notoire que, lors des épisodes pluvieux, un critère de convergence (CC) de 10^{-3} est insuffisamment exigeant pour obtenir des solutions satisfaisant de manière acceptable le bilan de masse.

Ces réflexions sont détaillées dans l'annexe (II,2), et on n'en résume ici que les conclusions qui représentent un compromis acceptable entre précision et temps de calcul:

- L'option de calcul en simple précision (SP) génère une erreur numérique trop importante, il est donc nécessaire de travailler en double précision, qui donne une précision (DP) sur les réels de 10^{-16} ,
- On propose un critère de convergence de 10^{-4} pour les épisodes non pluvieux, et de 10^{-5} pour les épisodes pluvieux.

Ces nouvelles options conduisent à rallonger les temps de calcul:

- de 5 mn (SP , CC = 10^{-3}), pour une précision dans le bilan de masse de 5%
- à 10 mn (DP , CC = 10^{-3}), pour une précision de 4% dans le bilan de masse,
- et à 120 mn (DP , CC = 10^{-4} et 10^{-5}) pour une précision de 1% dans le bilan de masse.

Pour les simulations courantes, c'est cette dernière option qui sera retenue.

6. Conclusion.

On dispose donc d'un outil théorique adapté à la simulation de situations dont nos expérimentations fourniront les paramètres et les observations. Le chapitre III présente le cadre expérimental.

III. MATERIEL ET METHODES.

III. MATERIEL ET METHODES

A. Le site d'étude.

1. Le Nicaragua. Milieu naturel.

a) Géomorphologie.

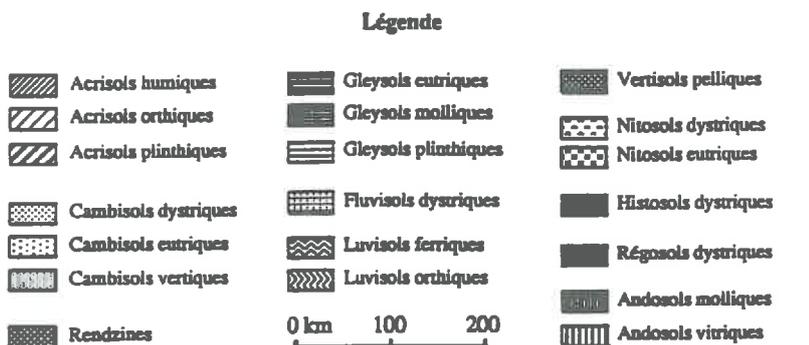
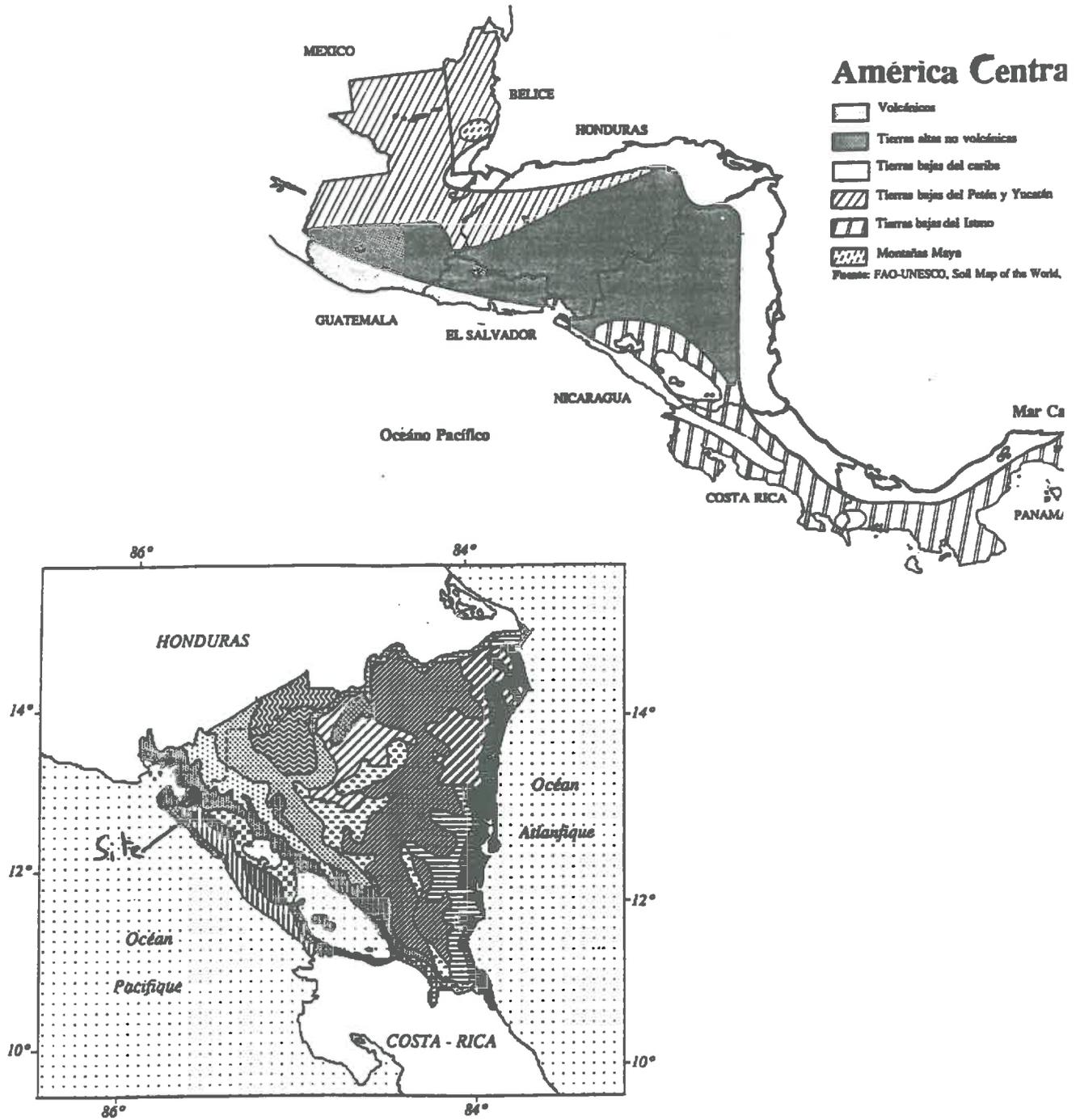
Le Nicaragua est situé à l'intérieur de la bande inter-tropicale, en Amérique Centrale entre 11 et 15 degrés de latitude Nord, 83 et 88 degrés de longitude Ouest. Il est situé au milieu de l'isthme joignant le Mexique à la Colombie. Il est bordé au nord par le Honduras, à l'est par la mer Caraïbe, au sud par le Costa Rica, et à l'ouest par l'océan Pacifique.

Schématiquement, on peut distinguer en effectuant un transect d'ouest en est :

- une plaine côtière.
- la cordillère côtière.
- une dépression intérieure.
- d'importants massifs tertiaires qui constituent la région centrale du pays, et vont en s'abaissant très progressivement vers les zones marécageuses de la côte Atlantique.

La cordillère côtière appelle l'attention. Elle est formée d'une succession de volcans jeunes (plio-quatenaire), actifs, soudés les uns aux autres, dont le plus élevé atteint 1800 mètres d'altitude (Volcan San Cristobal). Son existence s'explique par sa position tectonique, le long de la zone de friction entre la plaque des Cocos et la plaque Caraïbe (MOLNAR et al, 1969). Cette chaîne se prolonge de façon quasi rectiligne au Salvador et au Costa Rica. Elle est à l'origine des sols tout à fait particuliers de la plaine côtière, sur laquelle les études seront menées.

Les cartes jointes présentent l'isthme Centraméricain, et la position de notre site étudié dans le pays. (PRAT 1991)



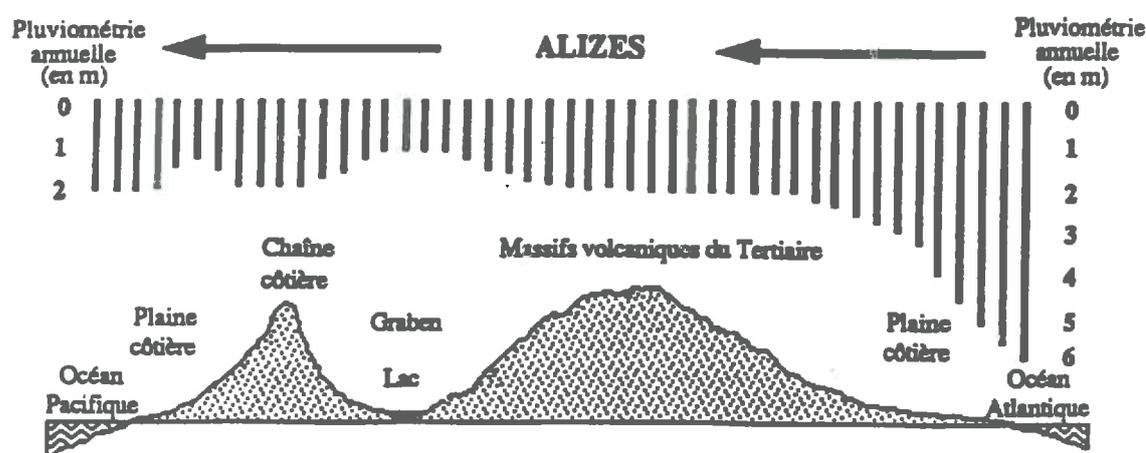
b) Climat.

Le Nicaragua est sous l'influence des alizés et présente deux zones fortement contrastées:

- La zone Pacifique, à l'ouest du pays, caractérisée par un climat de type tropical sec, avec une saison des pluies (de mai à novembre, 600 à 1800 mm de pluies par an) et une saison sèche.
- La zone Atlantique, à l'est, caractérisée par un climat de type tropical humide (2000 à 6000 mm de pluies par an) réparties sur toute l'année.

Entre ces deux extrêmes règnent des climats de transition qui se différencient principalement par l'altitude (entre 0 et 1800 mètres) la distance à l'océan Atlantique et l'exposition (au vent / sous le vent). (RAPIDEL et al 1991)

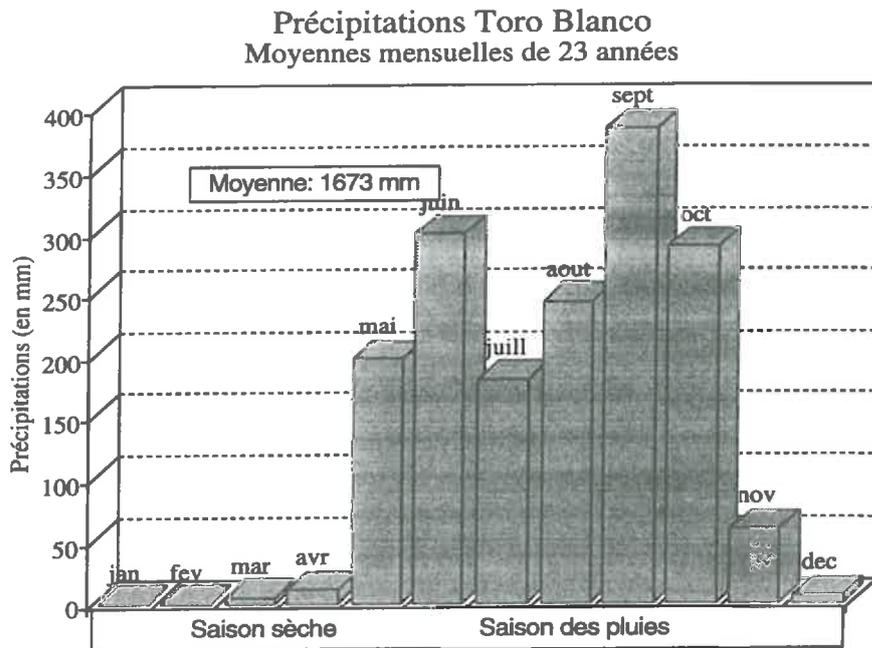
Les cartes ci-contre et le diagramme joint précisent ces contrastes.



Distribution de la pluviométrie au Nicaragua le long du transect est - ouest

Pour la région qui nous occupe, on présente la distribution des précipitations sur la figure III,1.

Figure III,1 : Pluviométrie.



c) Sols.

Les sols du Nicaragua peuvent être classés en trois grandes catégories (PRAT 1991):

- Les sols hydromorphes de la côte Atlantique.
- Les sols évolués de l'intérieur du pays.
- Les sols volcaniques jeunes de la plaine côtière.

Ces derniers, dont notre site d'étude fait partie, ont fait l'objet d'une étude systématique menée par COLMET-DAAGE et al. (1970). Selon cette étude, les conditions de formation de ces sols sont diverses et ne sont clairement identifiables que sur les pentes des volcans (présence de coulées basaltiques ou de projections pyroclastiques).

Dans les plaines, les profils sont uniformément constitués d'éléments fins sur une grande épaisseur, dont l'origine doit être attribuée pour partie à des retombées aériennes de cendres rejetées par les volcans, et pour partie à des dépôts alluviaux faisant suite à des inondations.

L'ensemble de ces sols se caractérise par la présence initiale d'allophanes, qui se dégradent plus ou moins vite (en termes de milliers d'années) en halloysites, puis métahalloysites, puis en argiles de type fire clay ou montmorillonites, sous l'effet de la rigueur des alternances humidification/dessiccation; dans les régions les plus humides, les sols se présentent comme de véritables andosols, alors que dans les régions les plus sèches, on trouve des vertisols constituant le terme de l'évolution. COLMET-DAAGE établit de profondes similitudes avec des sols volcaniques rencontrés en Guadeloupe et en Equateur.

2. Le site d'étude.

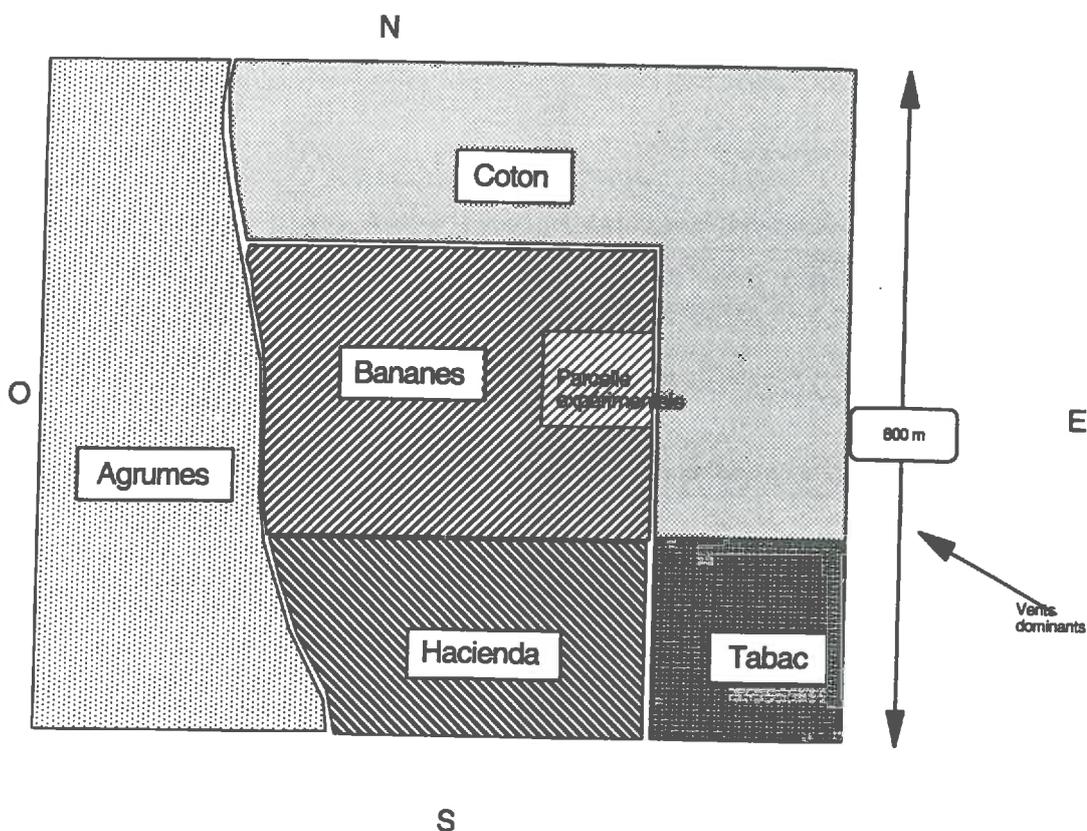
a) Localisation.

La parcelle expérimentale sur laquelle se sont déroulées la plupart des expérimentations est située au centre d'une grande hacienda de polyculture, elle même située au coeur de la riche plaine côtière de l'ouest du Nicaragua (voir carte jointe), dans la sous-région dite de "Los Milionarios". D'une superficie d'un hectare, elle est rigoureusement plane, encadrée par des parcelles de bananiers et une parcelle de cotonnier. Elle est équipée d'une station météorologique complète, de trois lysimètres, et d'un dispositif mobile d'irrigation.

Située à quinze kilomètres du volcan San Cristobal, elle est située dans l'axe principal des vents dominants qui lui apportent son panache de fumées et de cendres fines lorsque le volcan rentre en crise.

La figure III,2 précise cette localisation:

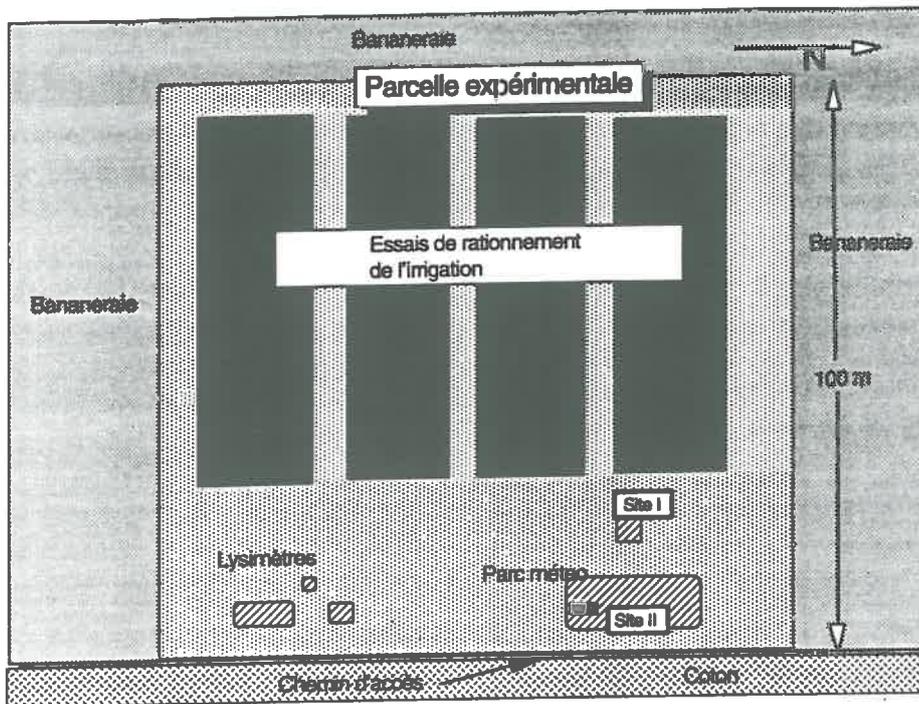
Figure III,2 : Environnement de la parcelle expérimentale de Toro Blanco.



b) La station météorologique.

La station météorologique est située au coin sud ouest de la parcelle expérimentale, comme le présente la figure III,3.

Figure III,3 : Plan de la parcelle expérimentale.



Comme le montre la figure III,3 l'environnement dans lequel elle est située n'est pas sans poser quelques problèmes, du fait que, sur trois de ses cotés, la parcelle dégagée sur laquelle elle est installée est encadrée de bananeraies (plantain, hauteur moyenne 4 mètres) irriguées. La parcelle est toutefois ouverte sur son quatrième coté, qui correspond au bord d'attaque des vents dominants.

(1) Données météorologiques brutes disponibles.

Le parc de la station météorologique de Toro Blanco est équipé pour la mesure des paramètres suivants:

- T_{\min} , T_{\max} (Thermomètres maxi-mini)
- HR_{\min} , HR_{\max} (Thermo-hygrographe Jules Richard, réétalonné chaque semaine avec un psychromètre Assmann portable)
- Pluviométrie (pluviomètre fabriqué localement, 200 cm² de section, 1 lecture par jour + pluviographe Wiehl-Lambrecht à rotation hebdomadaire).
- Bac classe A.
- Piche.
- Durée d'insolation (héliographe Campbell)
- Vent à 2 m. (anémographe Wiehl-Lambrecht)

(2) Données calculées à partir des données brutes.

Ces données sont les suivantes:

- Température du point de rosée, recalculée à partir de la température et l'humidité journalière moyenne (Algorithme de calcul STEFCE 1994).
- Rayonnement Global journalier,
- ETP Penman, calculée selon la méthode simplifiée standard proposée par le STEFCE.
- Les données manquantes isolées (hors pluviométrie) ont été remplacées par les moyennes mensuelles.
- Les données de vent de tout le mois de janvier 1987, manquantes, ont été recalculées à partir d'un ajustement linéaire fait sur toute la saison sèche 1986 entre vent et Piche:

$$(\text{Vent estimé})_j = (\text{Piche})_j \times 0.187 - 0.146 \quad (R^2=0.79) \quad (\text{III},1)$$

où

le vent est donné en m.s⁻¹

le Piche est donné en mm standard de Piche.

L'ensemble des données est disponible sur fichiers informatiques ASCII, aux formats standard journaliers et mensuels du STEFCE.

c) Critique des données.(1) Données brutes.

Les appareils ont été contrôlés régulièrement, et les données générées ont été comparées régulièrement à celles de l'aéroport de Chinandega (distant de 8 km) et aux enregistrements de stations voisines: elles peuvent être considérées comme valides, et satisfaisant aux marges d'incertitude tolérées par l'OMM (1973) pour les stations météorologiques classiques:

- Températures: $\pm 0.3^\circ$
- Humidité relative: $\pm 10\%$.
- Vent: seuil de démarrage de l'anémomètre à 0.3 m.s⁻¹.
- Pluviométrie: Bien que de fabrication locale, le pluviomètre a toujours semblé donner des valeurs non biaisées par rapport aux stations voisines, et par rapport au pluviographe installé dans la même station.

L'ensemble des données brutes peut être estimé comme acceptable, avec les marges d'erreur tolérées pour les stations météo (erreurs dues à l'instrumentation, erreurs dues à l'observateur).

(2) Données calculées.

(a) Calcul du rayonnement

Le rayonnement global est estimé à partir de la formule de ANGSTRÖM (1924).

$$R_g = R_{g0}(A + B \cdot n/N) \quad (\text{III},2)$$

où:

R_g	est	le rayonnement global	($W \cdot m^{-2}$)
R_{g0}	est	le rayonnement extra-terrestre (calculé en fonction de la latitude, du jour calendaire, et de la constante solaire, dont le calcul est précisé en annexe (II,3)).	($W \cdot m^{-2}$)
n	est	la durée d'ensoleillement (en heures décimales)	
N	est	la durée astronomique du jour (calculée en fonction du jour calendaire et de la latitude, en heures décimales.)	

Cette formule est très satisfaisante (après calage des coefficients A et B) pour des moyennes mensuelles, et son application fournit des résultats qui restent non biaisés quand on raccourcit le pas de temps sur lequel on l'applique. Cependant, plus on raccourcit le pas de temps, plus le poids de l'erreur aléatoire inhérente à l'ajustement devient important. De plus, appliqué à un pas de temps journalier, l'ajustement de BLACK-ANGSTRÖM (1924) ne restitue que très partiellement la variabilité réelle du rayonnement, spécialement pour les situations extrêmes (jours très nuageux ou au contraire très ensoleillés). Enfin, l'application de l'ajustement à un pas de temps journalier fait implicitement l'hypothèse d'une répartition aléatoire de l'ensoleillement sur la journée, hypothèse forte, surtout en saison des pluies où les fins de journées sont systématiquement ennuagées. (LOPEZ DE LA FUENTE 1994).

On propose en annexe (III,1) un calcul d'erreur permettant de dimensionner l'importance des distorsions à partir de comparaisons entre mesures journalières et ajustements mensuels, annuels et inter-annuels réalisés par DE LA FUENTES entre 1982 et 1993. On montre que le poids de ces distorsions sera toutefois sans importance sur les simulations.

Pour ce qui nous occupe, les coefficients A et B ont été calés localement (LOPEZ DE LA FUENTES, 1986), et ont pour valeur:

$$A = 0.31$$

$$B = 0.45$$

Ces coefficients sont en concordance avec l'ordre de grandeur des couples (A,B) proposés par la revue présentée par LINACRE (1967) pour les régions tropicales.

(b) Evapotranspiration potentielle ETP.

L'estimation de l'ETP a été faite par la formule de Penman (voir annexe III,2), standardisée par le STEFCE (1994). Ce mode de calcul mérite cependant d'être discuté. En effet, comme le montre le plan de la station, la localisation et l'environnement général ne sont pas conformes aux normes de dégagement et d'homogénéité d'environnement recommandées par l'OMM (1973).

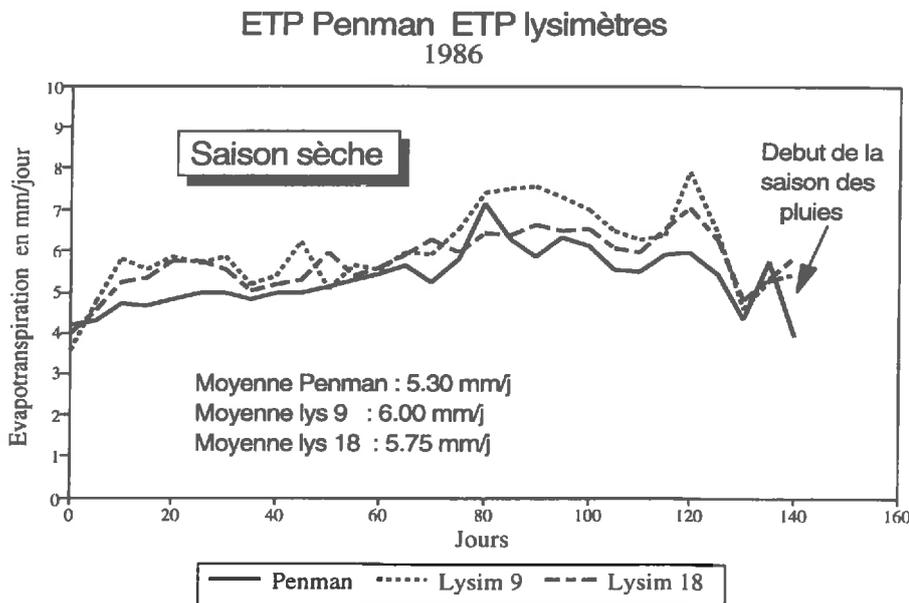
Pendant la saison des pluies, au cours de laquelle le proche environnement est soumis aux mêmes conditions globales d'évapotranspiration que la station météorologique, le problème lié à la localisation de la station est mineur. Par contre, en saison sèche, la présence de bananeraies irriguées sur trois des quatre cotés de la parcelle supportant la station pourrait altérer les paramètres température et humidité relative rentrant dans le calcul de l'ETP, voire la signification de l'ETP calculée avec ces paramètres.

Il a donc été décidé de valider le calcul par une expérimentation visant à mesurer directement l'ETP.

Une batterie de trois lysimètres à drainage, de superficies respectives 1,9, et 18 m², construits en béton pendant les années soixante a été remise en service (RAPIDEL 1985). Ils ont été semés en gazon (*Digitaria Decumbens*) et exploités de 1985 à 1987. Leur conduite, les problèmes d'exploitation, et l'interprétation des résultats est présentée et discutée en annexe (III,3).

La figure III,4 présente les résultats comparés, par pentade, de l'ETP Penman et de l'évapotranspiration des deux lysimètres pendant la première partie de l'année 1986.

Figure III,4 : Comparaison des ETP mesurées sur lysimètres et calculées par la formule climatique de Penman.



La comparaison montre pour 1986:

- Une bonne adéquation des données du lysimètre de 18 m² et des données calculées par la formule de Penman (en moyenne et en tendance) pour 1986.
- Un bon parallélisme entre les données du lysimètre de 9 m² et des données d'ETP Penman, accompagné d'une surestimation.

Il faudrait, en théorie, un anneau de garde d'une dimension infinie pour éliminer les effets d'advection et de bordure, et donc ramener l'évapotranspiration réelle des lysimètres à leur limite théorique, l'ETP (PENMAN 1948). Les résultats tendent, apparemment, à se conformer à la théorie au sens où l'évapotranspiration mesurée sur le petit lysimètre est plus forte que sur le grand.

Bien que l'ensemble de l'expérimentation soit insuffisant pour pousser plus loin les interprétations, et sans prétendre que le calcul de l'ETP Penman sur la station météorologique de Toro Blanco représente correctement l'ETP régionale, on l'acceptera pourtant (pour la saison sèche comme pour la saison des pluies) comme une estimation acceptable de la demande climatique globale s'exerçant sur le site d'étude.

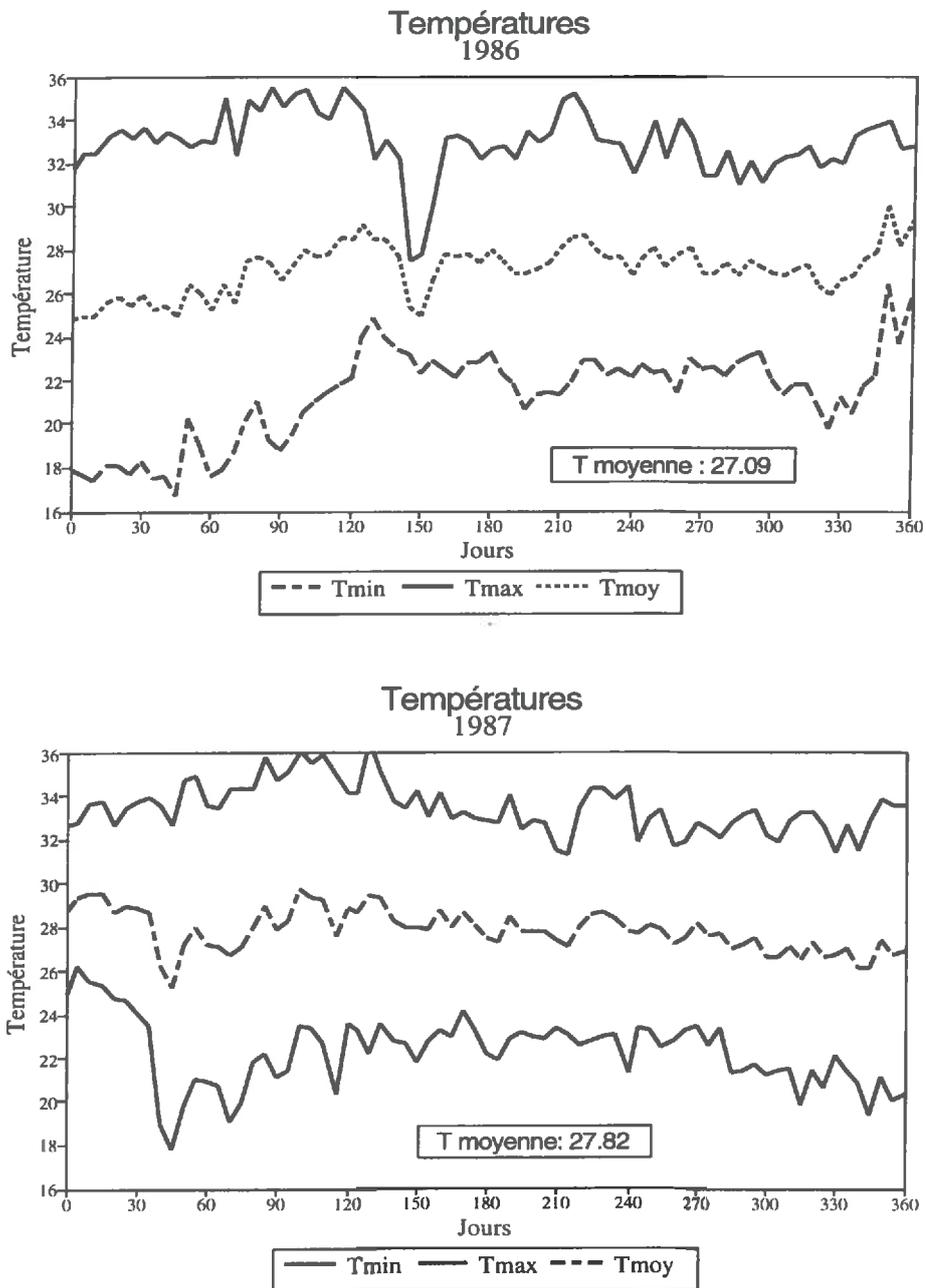
d) Données finales.

On représente ici les principales données météorologiques qui seront utilisées directement (cas des pluies) ou indirectement (température, humidité, rayonnement, vent qui servent de base au calcul de l'ETP journalière) par le modèle de simulation.

Pour des commodités graphiques, toutes les données seront soit sommées (pluies) soit moyennées (autres données) par périodes de cinq jours, et présentées en valeur journalière.

(1) Températures.

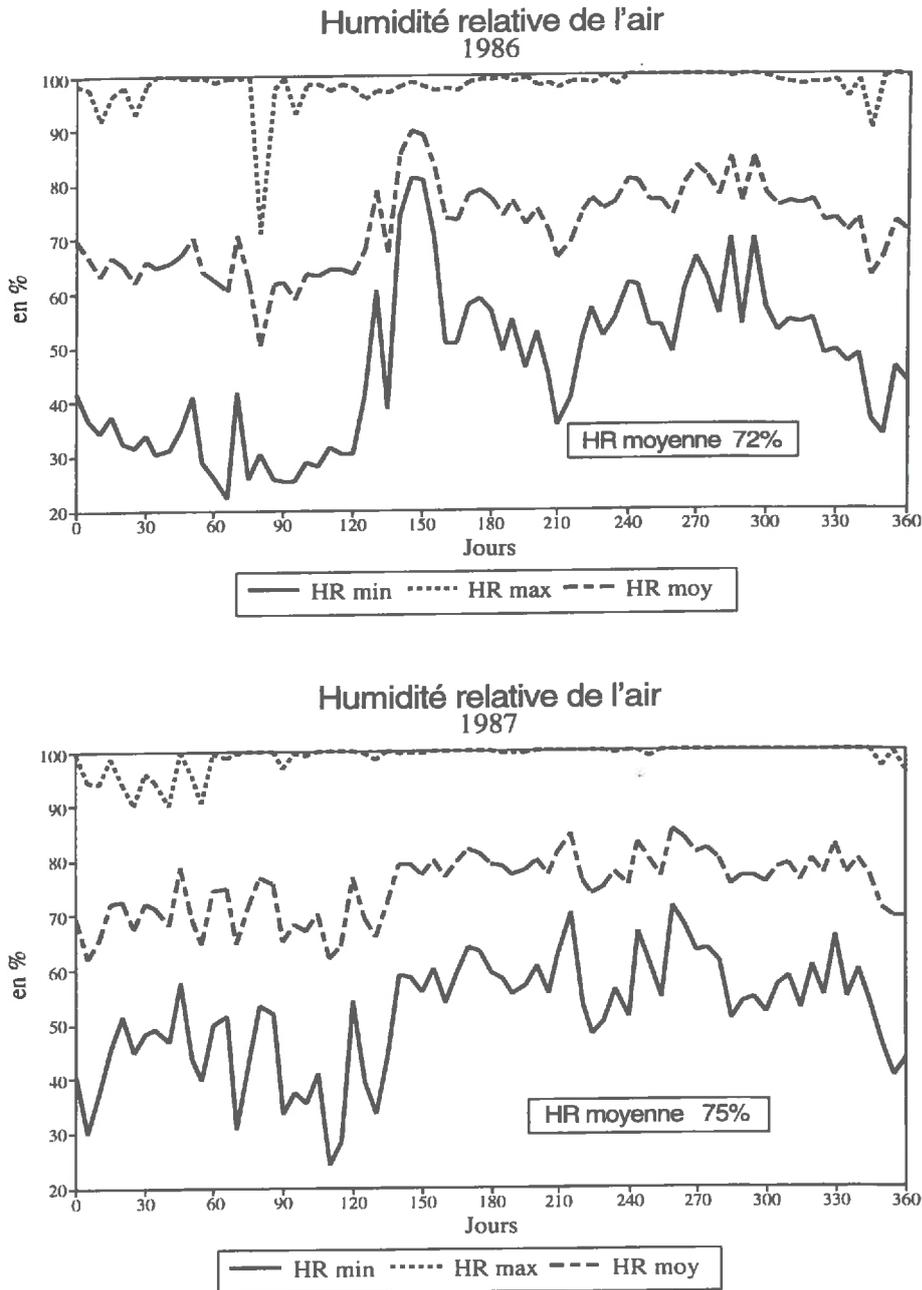
Figure III,5 : Températures maximum, minimum et moyennes sur le site de Toro Blanco en 1986 et 1987 (Moyennes sur cinq jours).



Les figures montrent des valeurs similaires d'une année à l'autre, exception faite du mois de janvier 1987 qui présente (à Toro Blanco mais aussi dans le reste du pays) des valeurs exceptionnellement élevées.

(2) Humidité relative de l'air.

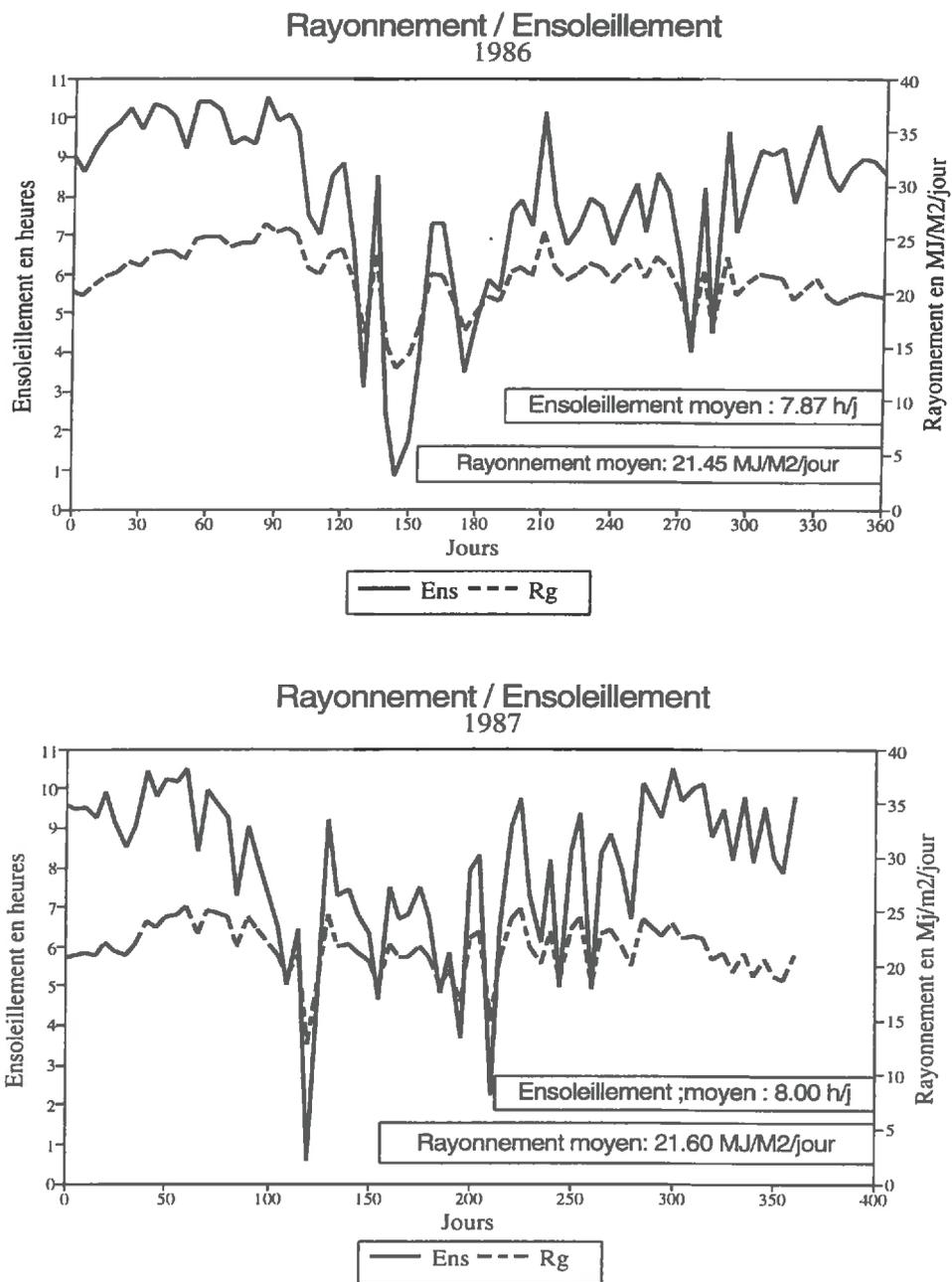
Figure III,6 : Humidité relative de l'air maximum, minimum et moyenne sur le site de Toro Blanco en 1986 et 1987 (Moyennes sur cinq jours).



L'humidité devient saturante presque toutes les nuits, même pendant la saison sèche ($HR_{max}=100\%$), et est minimale pendant la saison sèche.

(3) Rayonnement/Ensoleillement.

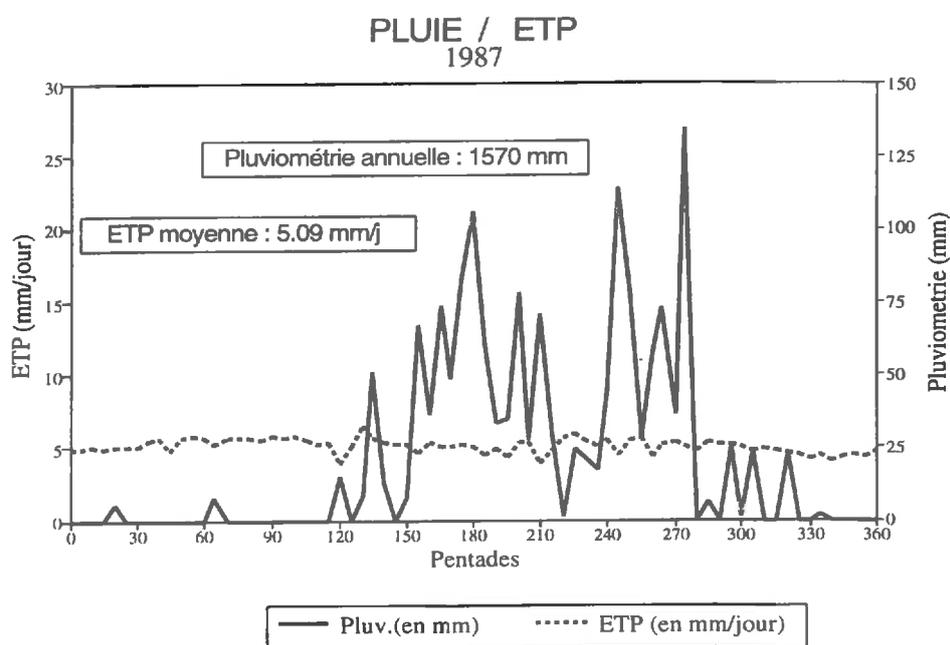
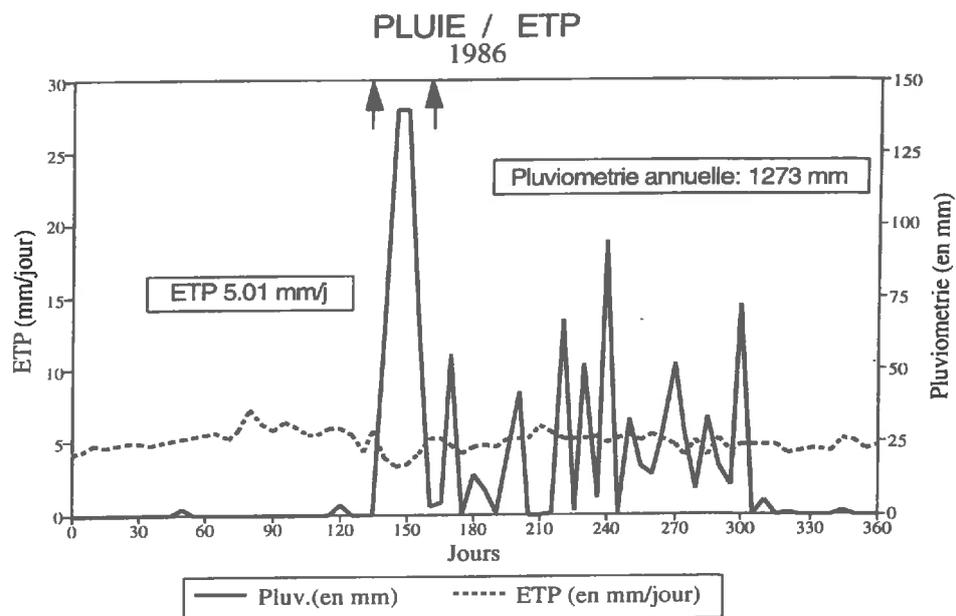
Figure III,7 : Durée d'insolation sur le site de Toro Blanco en 1986 et 1987 (Moyennes sur cinq jours).



L'ensoleillement est sensiblement plus élevé en saison sèche qu'en saison des pluies, et accuse des variations plus fortes que le rayonnement. Cette observation correspond à une réalité, qui est encore accentuée par l'ajustement de ANGSTROM.

(4) Pluie / Evapotranspiration.

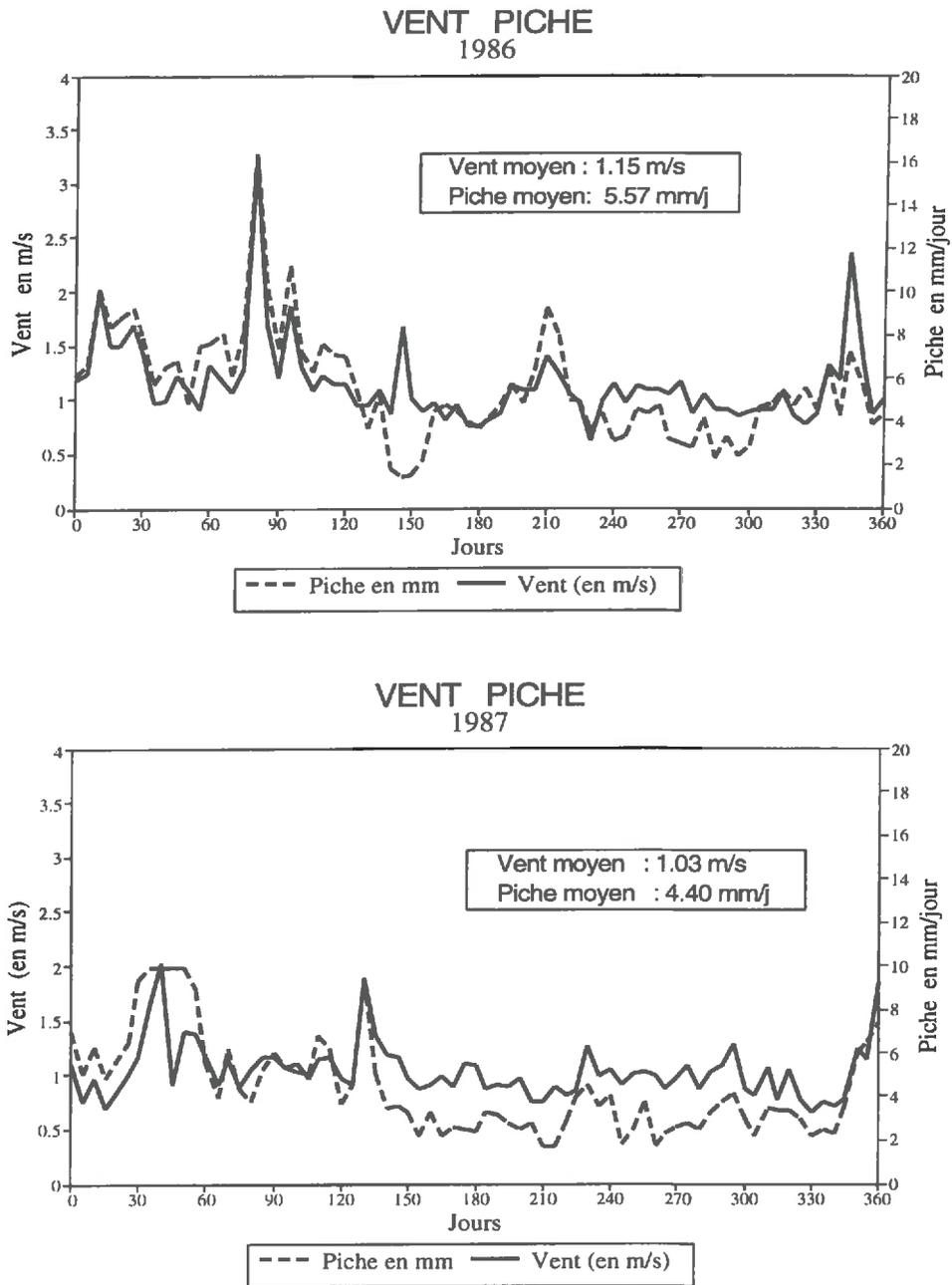
Figure III,8 : Pluviométrie et évapotranspiration sur le site de Toro Blanco en 1986 et 1987 (Rapportées à des périodes de cinq jours).



Les figures montrent une nette différence, non sur l'ETP, remarquablement stable d'une année sur l'autre, mais sur la pluviométrie. L'année 1986 a été globalement sèche, avec une pluviométrie mal distribuée, alors que l'année 1987 a présenté un bilan hydrique plutôt excédentaire (sur la saison des pluies), et les pluies ont été relativement bien distribuées.

(5) Vent.

Figure III,9 : Enregistrements du vent et du Piche sur le site de Toro Blanco en 1986 et 1987 (Moyennes sur cinq jours).



Le vent est en moyenne plus fort en saison sèche et il a été plus élevé en 1986 qu'en 1987. Le Piche varie dans le même sens que le vent, et chute lorsque les pluies sont importantes.

B. Le sol.

1. Description générale.

a) Le profil pédologique.

La parcelle d'étude est située au centre d'une grande plaine encadrée par la mer à l'ouest et la chaîne volcanique des Marabios. La parcelle est distante de quinze kilomètres du volcan San Cristobal, volcan actif dont la dernière éruption date de 1969.

La plaine côtière considérée comme l'une des régions les plus fertiles au monde (en conditions tropicales), alliant des conditions exceptionnelles de précipitations, topographie, constitution physique et chimique du sol.

Les profils pédologiques présentent une grande homogénéité, au point de pouvoir être décrits comme des profils à un seul horizon (COLMET DAAGE et al, 1970). Toutefois, on peut affiner cette description en découpant trois horizons (COLLINET, 1991):

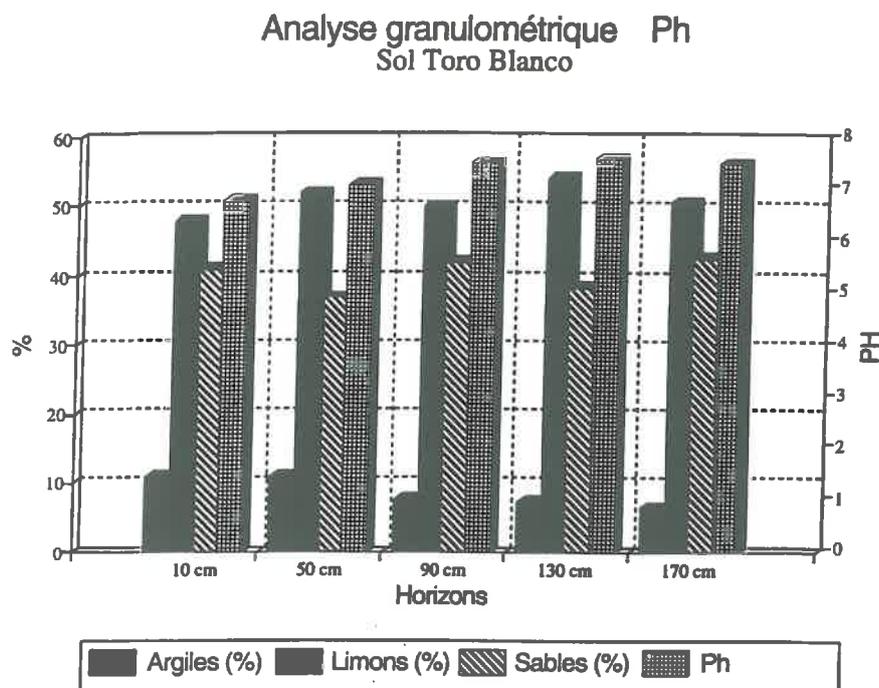
- Un horizon Aa1, humifère de 0 à 18 cm. Sec, brun foncé, discrètes hétérogénéités de teinte liées à des modifications d'incorporation de composés organiques, d'impression tactile sablo/limoneuse.
- Un horizon Aa2: 18-130 cm, sec puis frais à partir de -25, -30 cm, brun foncé, teinte homogène, impression tactile sableuse fine, structure massive sans fissure, friable. Apparition de pores tubulaires fins peu nombreux, racines fines répartition homogène, lits interrompus de graviers oxydés rouilles (lapillis?) peu denses vers -70 cm, transition graduelle et régulière de cohésion.
- Un horizon Sa (Structural allophanique): 130/200 cm, frais, de mêmes caractéristiques avec une augmentation nette de la cohésion sur l'ensemble de l'horizon.

Sur l'ensemble du profil, on distingue quelques agrégats anguleux plus fermes que le reste du profil (surtout vers -170 cm) renfermant souvent quelques pseudo concrétions sesquioxidiques friables rouilles et noires.

b) Analyse granulométrique.

QUANTIN (1972) présente les difficultés à caractériser les andosols par les techniques d'analyse granulométriques classiques, et la faible signification ses proportions de sables, limons et argiles du fait de la difficulté à disperser les substances amorphes dominant ces sols. Afin de contraster le cas échéant les horizons, on présente toutefois dans la figure III,10 les analyses granulométriques et le Ph.

Figure III,10 : Texture et Ph des différents horizons.



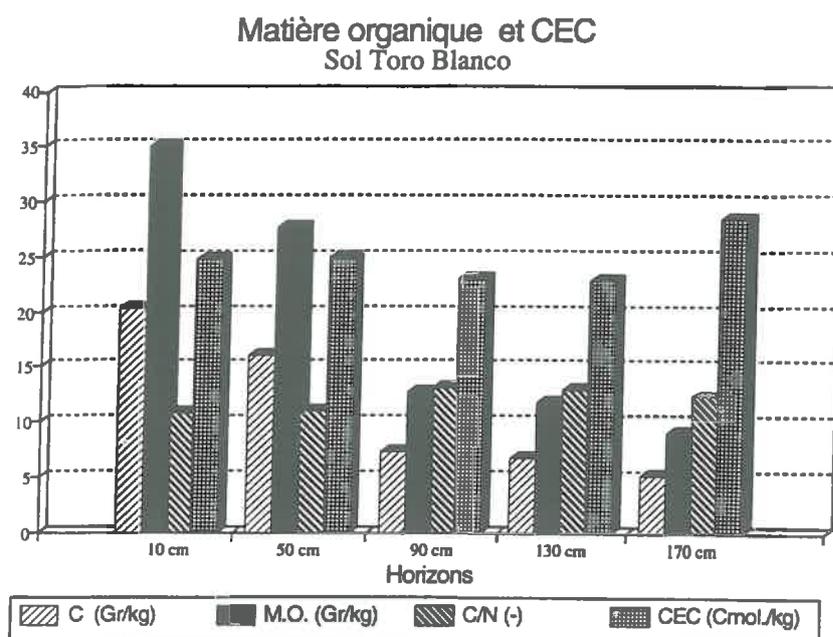
Les résultats montrent la stabilité de la granulométrie sur l'ensemble du profil. Cette stabilité est due au mode de dépôt, rapide, continu et régulier des cendres volcaniques fines apportées par le vent, et des alluvions issues des inondations périodiques au cours du quaternaire.

D'autres études stratigraphiques citées par COLMET-DAAGE et al montrent que la composition granulométrique reste identique sur quarante mètres de profondeur et n'est perturbée que par des horizons indurés de faible épaisseur correspondant à des éruptions de faible intensité du volcan San Cristobal. (MAC BIRNEY et WILLIAMS, 1965).

c) Analyses chimiques

La figure III,11 présente l'analyse de la matière organique et de la capacité d'échange cationique.

Figure III,11 : Analyses chimiques.



Ces analyses montrent:

- Un taux élevé de matière organique, décroissant normalement avec la profondeur, avec un rapport C/N normal.
- Une CEC élevée, inattendue eu égard au faible taux d'argile.

Rappelons ici que la granulométrie est donnée à titre indicatif. En effet, la classification des éléments fins de ce type de sol est mal adaptée, car elle ignore la présence des allophanes, qui sont des verres issus des laves et cendres volcaniques, amorphes non encore cristallisés. Ces allophanes sont classés en sable fins ou limons grossiers (QUANTIN 1972) par l'analyse granulométrique, alors que, autant par leurs propriétés physiques (stockage de l'eau) que par leurs propriétés chimiques (CEC), ils extériorisent des propriétés similaires à celles des argiles.

d) Synthèse.

Les sols à allophanes sont difficiles à disperser et les analyses granulométriques qu'on en fait par des techniques classiques produisent donc des résultats dont l'interprétation directe ou comparative est difficile. Des analyses adaptées ont été mises au point par l'ORSTOM (QUANTIN 1991), mais elles mettent en jeu des techniques lourdes, et on n'a pas jugé nécessaire de les réaliser.

En première approximation, on se contentera donc de cette description du sol étudié, que l'on résume ainsi: hormis l'horizon organique de surface (0-20 cm), nous avons affaire à un sol à horizon unique, qui ne présente à priori pas d'obstacle physique ou chimique au développement de cultures annuelles ou pérennes.

2. Masse volumique sèche.

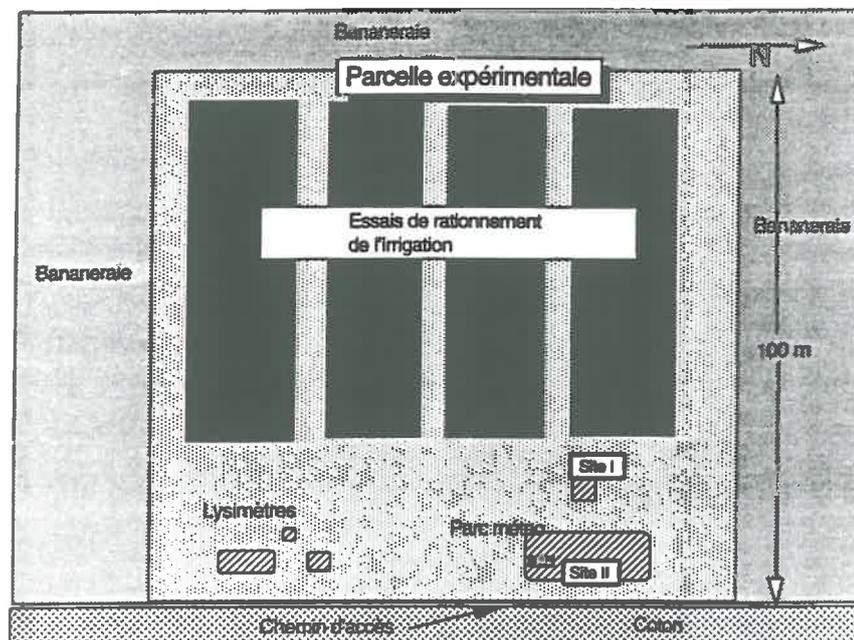
On a mesuré ponctuellement la masse volumique sèche (PRAT 1985), et on a estimé sa variabilité sur la parcelle d'étude.

a) Difficultés expérimentales.

Les sols andiques présentent très généralement des masses volumiques sèches inférieures à 1 (QUANTIN 1972) et sont très sensibles au compactage. Il a donc fallu prélever les cylindres horizontalement, à partir du fond des fosses pédologiques. L'horizon de surface devient pulvérulent très facilement, sous l'effet combiné du travail du sol et de la dessiccation. Il n'a donc pas été prélevé.

Afin de contrôler la variabilité spatiale de la masse volumique sèche, onze profils ont été réalisés, par la méthode des cylindres (cylindres biseautés de 100 cc, matériel Ekjelkamp), sur fosses pédologiques creusées après les expérimentations autour des tubes d'accès de sonde à neutrons disposés dans toute la parcelle. La figure III,12 présente le plan d'échantillonnage:

Figure III,12 : Schéma détaillé de la parcelle expérimentale.

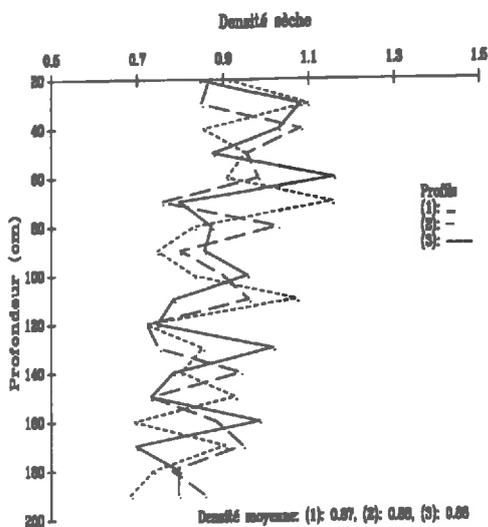


b) Résultats.

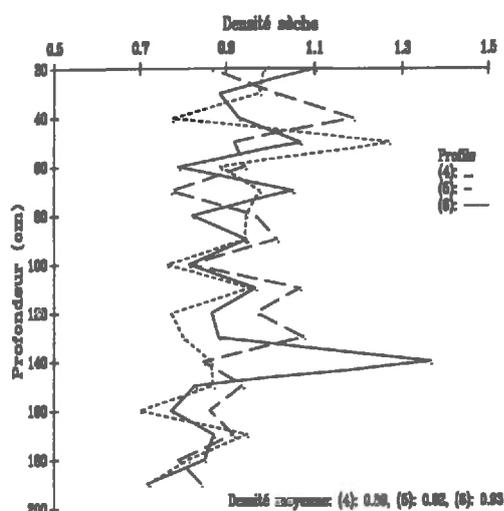
On représente dans la figure III,13 les profils de densité sèche obtenus, par groupe de trois profils:

Figure III,13 : Onze profils de densité sèche mesurés sur le site de Toro Blanco.

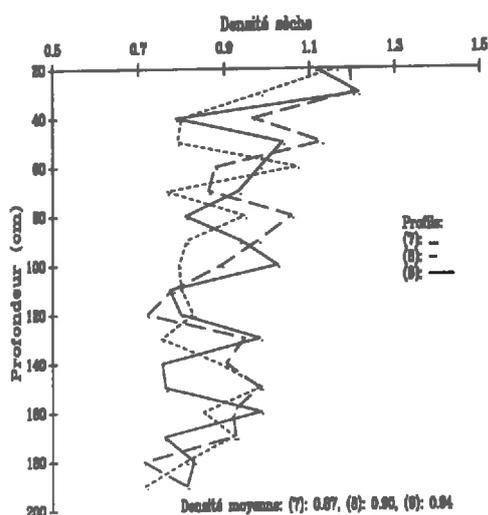
Profils de densité sèche



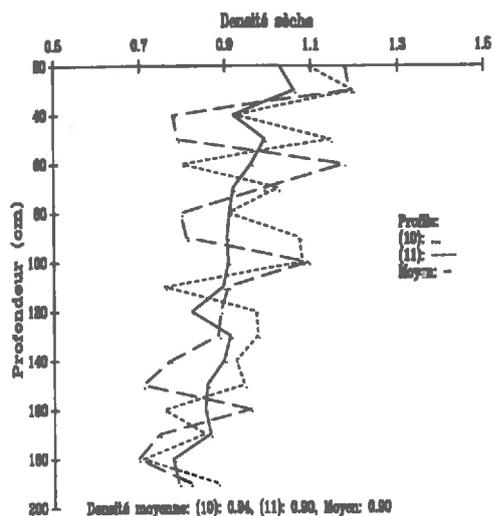
Profils de densité sèche



Profils de densité sèche



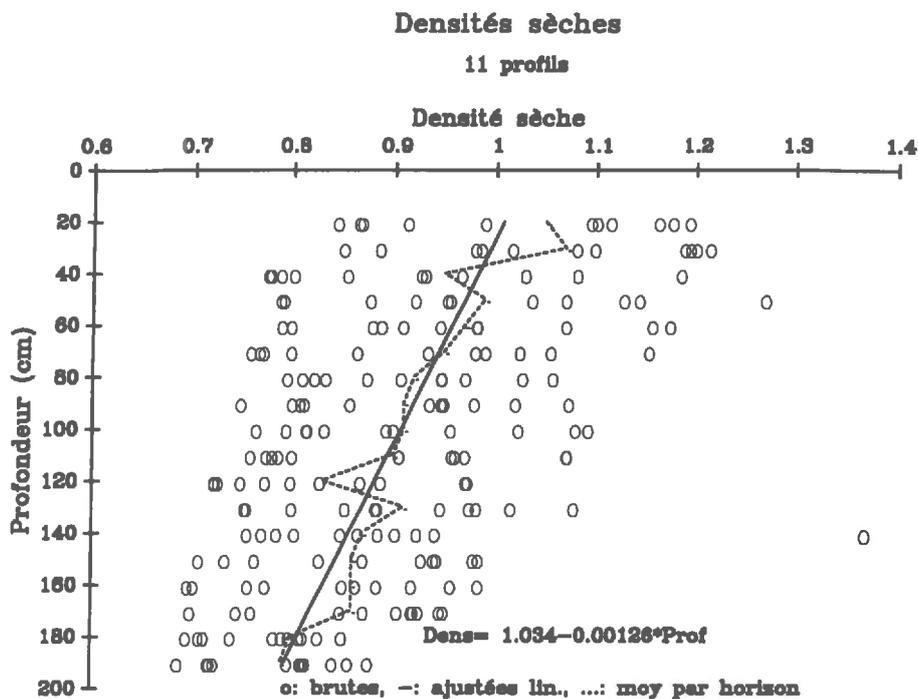
Profils de densité sèche



Alors que l'homogénéité et la régularité des profils pédologiques laissaient prévoir des profils de masse volumique sèche réguliers, on a constaté au contraire une grande hétérogénéité entre profils, et de grandes discontinuités sur les densités sèches, en apparence aléatoires, en fonction de la profondeur.

En regroupant tous les profils entre eux, on trouve toutefois une certaine tendance à la décroissance de la densité avec la profondeur, ($R^2=0.3$), comme l'illustre la figure III,14.

Figure III,14 : Densités sèches mesurées, tous profils confondus sur le site de Toro Blanco.



Cette tendance est généralement observée dans les andosols. (VACKSMANN 1987, BONFILS et MOINEREAU, 1971).

Discussion.

Ces résultats amènent à analyser les différentes sources d'erreur:

- Le risque d'erreurs expérimentales systématiques apparait limité. En effet, bien que les cylindres utilisés fussent de petite taille (100 cc), les prélèvements ont été effectués en conditions suffisamment humides pour que la pénétration soit réalisée manuellement et sans gros effort, et que donc la compactation au moment du prélèvement soit limitée.
- Le risque d'erreurs expérimentales aléatoires est toujours présent; il est lié principalement à la difficulté de découper une surface nette en haut et en bas du cylindre au moment où celui-ci est décroché du profil et de la tarière. Ce risque d'erreur semble cependant insuffisant pour pouvoir expliquer l'amplitude des irrégularités constatées dans les profils.

On est donc amenés à expliquer autrement la variabilité spatiale des densités observées.

COLMET DAAGE et al (1970) suggèrent que le mode de formation des sols (dépôts irréguliers dans le temps de cendres volcaniques croisés de façon irrégulière avec des dépôts alluviaux provenant d'inondations ponctuelles) génère une importante variabilité spatiale du sol, dont on trouve une illustration dans les profils de densité mesurés.

VACKSMAN (1987) a développé une analyse complète des variations de volume des andosols et sols andiques de La Réunion, à partir de laquelle il tente d'interpréter la variabilité spatiale des humidités et des densités. On en présente ici une synthèse:

Une première explication de variabilité spatiale est tentée, dont le principe repose sur le fait que les andosols subissent après dessiccation une transformation irréversible, s'accompagnant d'une augmentation de la densité et d'une diminution de la capacité de rétention d'eau. Acceptant à la rigueur cette hypothèse pour l'horizon de surface, l'auteur la rejette pour les horizons inférieurs, dont les variations de teneur en eau au cours d'un cycle cultural sont trop faibles pour expliquer le phénomène.

L'auteur analyse ensuite la liaison entre densité et teneur en eau (gonflement). S'appuyant sur ses propres mesures sur échantillons remaniés, et sur les résultats présentés par ROSELLO (1984), il conclut que "*pour des contraintes hydriques modérées analogues à celles rencontrées au champ ($pF < 4$), les variations de volume sont réduites et n'altèrent pas la structure continue du matériau originel*".

L'auteur propose enfin une explication pédogénétique de la variabilité spatiale, qu'il retiendra, et qu'il formule comme suit: "*Les andosols sont des sols jeunes et dans un même profil, on trouve la roche mère à différents niveaux d'altération/... / Ainsi, l'hétérogénéité des masses volumiques et des humidités résulterait-elle plus de phénomènes pédogénétiques que de l'effet des contraintes climatiques.*"

Il conclut son étude en affirmant que la variabilité spatiale est telle qu'on ne peut mesurer des niveaux d'humidité absolus, et que l'on ne pourra comparer des humidités que si l'on prend en compte le même volume du même échantillon, et qu'en conséquence on ne pourra utiliser que des mesures non destructives de type sonde à neutrons.

Nos observations ne nous permettent ni d'infirmer ni de valider l'une ou l'autre des interprétations. On souligne cependant qu'aucune de ces interprétations n'est contradictoire avec la représentation statistique que l'on propose plus bas. A la différence de Vacksmann, on cherchera à se fixer une représentation de la densité qui nous permette une estimation absolue de l'humidité volumique à une cote donnée, et pas seulement de ses variations. En conséquence:

- Pour les analyses d'un phénomène portant sur la parcelle entière, on admettra en première approximation une densité moyenne de 0.9 sur tout le profil. En seconde approximation, on pourra admettre un profil de densité sèche moyen, correspondant à l'ajustement linéaire de la relation profondeur/densité obtenu en confondant l'ensemble des résultats obtenus sur les onze profils réalisés, (de 1.04 en surface pour arriver à 0.8 à 1.90 mètres de profondeur).

- Par ailleurs, l'hétérogénéité dans le plan horizontal étant très grande, des mesures répétées sur un même profil, selon un plan d'échantillonnage adapté à la variabilité structurale de ρ_d (caractérisée par un coefficient de variation de 0.15) auraient été trop lourdes et trop destructrices pour être réalisées correctement.

On proposera donc plus loin un mode de détermination des profils de densité sur les deux sites privilégiés sur lesquels ont été concentrées nos mesures.

3. Caractérisation hydrodynamique.

La caractérisation hydrodynamique des deux sites de mesure vise à :

- l'établissement des relations liant le potentiel matriciel de l'eau du sol et l'humidité volumique du sol.
- la détermination de la conductivité hydraulique du sol en conditions saturées et non saturées, en fonction de l'humidité du sol.

Ces relations ont été établies sur deux sites de mesure voisins de trente mètres, sur lesquels on a disposé de mesures journalières (en sol nu et sous culture) pendant plus de deux cents jours consécutifs.

Site I

Ce site est constitué d'un double anneau au centre duquel ont été installés un tube d'accès neutronique (190 cm de profondeur) et une batterie de tensiomètres aux profondeurs 30, 50, 70, 90, 110, 130, 150, et 170 cm.

Sur ce site ont été réalisés :

- Une expérimentation de drainage interne (17 jours),
- Un suivi quasi-journalier d'une succession Maïs/Sorgho (203 jours),
- Un suivi des remontées capillaires après bâchage du site (35 jours).

Site II

Ce site, situé à l'intérieur du parc météo, est constitué d'un tube d'accès neutronique et d'une batterie de tensiomètres aux cotes 30, 50, 70, 90, 110, 130, 150 cm.

Installé sur gazon, ce site a fait l'objet de mesures quasi-journalières pendant la même période.

a) Détermination de la relation potentiel matriciel/humidité volumique.

(1) Mesure de l'humidité volumique.

L'essentiel des mesures d'humidité a été réalisé au moyen d'un humidimètre neutronique Nardeux, modèle SOLO 25, accédant aux différentes profondeurs de sol par des tubes en aluminium standard de 45 mm.

Le principe de fonctionnement de la sonde à neutrons, et les différentes méthodes d'étalonnage, décrits par COUCHAT (1977) sont résumés en annexe (III,4).

(a) Etalonnage empirique direct:

En utilisant les humidités pondérales mesurées et les densités mesurées, et sur la base de la relation:

$$H_v = H_p \cdot \rho_d \quad (III,3)$$

où

H_v	est l'humidité volumique,	$(m^3.m^{-3})$
H_p	est l'humidité pondérale	$(Kg.Kg^{-1})$
ρ_d	est la densité sèche	(-)

on obtient sur chacun des sites les équations d'étalonnage (III,4) et (III,5):

$$\text{Site I : } H_v = 0.059 \cdot \text{Ratio} + 10.15 \quad (R^2 = 0.49) \quad (III,4)$$

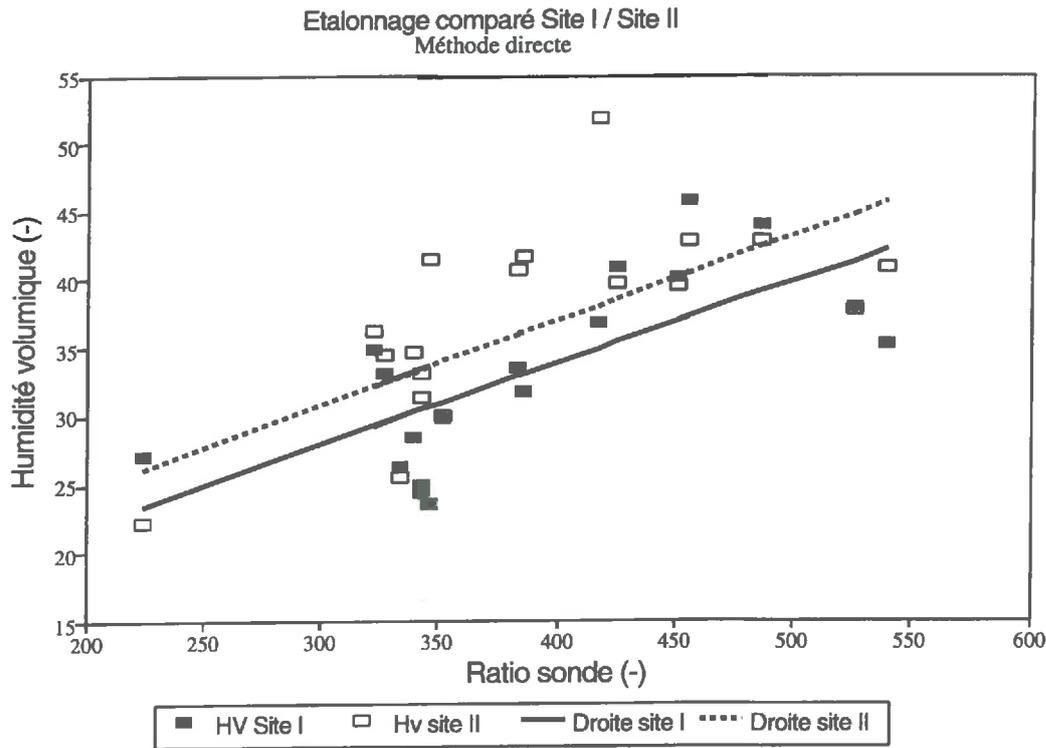
$$\text{Site II : } H_v = 0.056 \cdot \text{Ratio} + 14.15 \quad (R^2 = 0.42) \quad (III,5)$$

où

Ratio est le rapport du comptage affiché par la sonde ($C_{t,z}$) et du même comptage effectué dans l'eau ($C_{t,0}$), sans dimension.

Les nuages de points donnant lieu à ces étalonnages sont présentés sur la figure III,15 :

Figure III,15 : Points et droites d'étalonnage empirique sur les sites (I) et (II) de Toro Blanco.



On constate:

- L'extrême dispersion de chacun des nuages de points.
- Que les deux régressions conduiraient, en cas d'utilisation directe à des écarts de l'ordre de $0.04 \text{ m}^3/\text{m}^3$ dans les estimations des humidités volumiques pour un même comptage dans les deux sites.

Compte tenu de la variabilité introduite par les densités mesurées dans ces étalonnages, nous proposons d'utiliser une méthode d'étalonnage à base physique en laboratoire.

(b) Etalonnage physique indirect.

Le CEA a mis au point une méthode d'étalonnage dite directe (voir annexe III,4), par détermination des constantes neutroniques des sols sur échantillons. Les constantes sont mesurées, puis on en tire quatre coefficients d'étalonnage propres à l'échantillon et au type de sonde utilisé.

Pour l'échantillon qui a été analysé au CEA à Cadarache, et pour la sonde SOLO 25 utilisée, la relation est donnée par l'équation (III,6):

$$\text{Ratio} = (1.26 \cdot \rho_d + 9.75) \cdot H_v + 104.19 \cdot \rho_d - 85.23 \quad (\text{III,6})$$

où

Ratio, H_v , et ρ_d sont définis comme précédemment.

On développe dans l'annexe VI,1 un calcul d'erreur sur H_v dans l'hypothèse où on n'a pas d'incertitude sur la détermination des coefficients d'étalonnage ni sur la mesure des densités. Pour ce qui est de l'effet d'une erreur sur la densité, on montre en différenciant les équations d'étalonnage par rapport à ρ_d , qu'une erreur systématique de 10% sur ρ_d produit:

par l'étalonnage direct: une erreur de 10% sur H_v

par l'étalonnage indirect: une erreur de 5% sur H_v pour les humidités faibles, erreur de 3.5% sur H_v pour les humidités fortes.

En écrivant l'équation d'étalonnage indirecte sous une autre forme, on calcule l'humidité volumique à partir du ratio et de la densité mesurée:

$$H_v = \text{Ratio}/(1.26*\rho_d+9.75)-(104.19*\rho_d-85.23)/(1.26*\rho_d+9.75) \quad (\text{III},7)$$

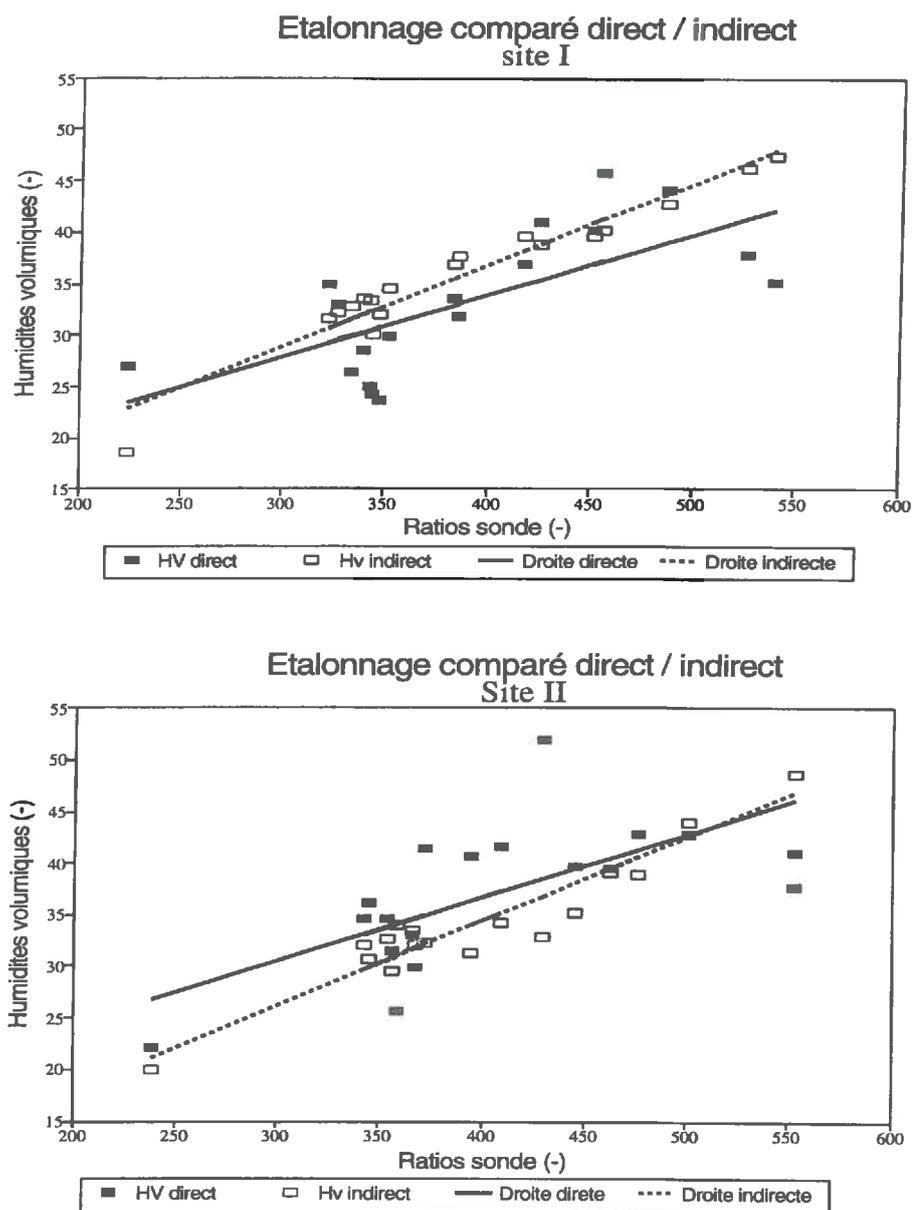
On peut alors calculer, en appliquant à chaque échantillon la densité moyenne, de nouveaux ajustements sous une forme comparable à celle de l'étalonnage direct:

$$\text{Site I : } H_v=0.079* \text{Ratio} + 5.01 \quad (R^2= 0.94) \quad (\text{III},8)$$

$$\text{Site II : } H_v=0.082* \text{Ratio} + 1.60 \quad (R^2= 0.91) \quad (\text{III},9)$$

et les représenter graphiquement sur la figure III,16 :

Figure III,16 : Comparaison des droites d'étalonnage selon les méthodes directes et indirectes sur les sites (I) et (II) de Toro Blanco.



Compte tenu des doutes présentés sur la signification des mesures des densités, en première approximation, on calculera les humidités volumiques en utilisant les ratios mesurés et l'étalonnage indirect, les densités utilisées étant celles mesurées sur chacun des sites. On présente dans l'annexe (VI,1) un calcul d'erreur sur les humidités et les stocks estimés.

(2) Mesure des potentiels de l'eau du sol

Le potentiel de l'eau du sol a été mesuré au moyen de tensiomètres à mercure de construction artisanale locale (tensiomètres à deux capillaires), selon la méthode développée à l'INRA, Station de Science du Sol Montfavet. Les mesures n'ont pas posé de problème particulier, sinon que l'étanchéité des tensiomètres n'a pas permis la mesure de potentiel total inférieur à -700 KPa.

Les mesures ont été effectuées par lecture directe trois fois dans la journée, ce qui a permis de limiter les erreurs de lecture.

(3) Relation succion humidité.

(a) Procédure initiale de détermination.

Sous hypothèse de densité moyenne de 0.9, on a d'abord calculé, pour l'ensemble des couples potentiel/humidité (tous sites, dates, horizons confondus, soit 1847 points) un ajustement général selon le modèle de VAN GENUCHTEN (1980).

Puis, on a positionné graphiquement chacun des nuages correspondant à un site/horizon par rapport à cet ajustement général. Les horizons profonds de chacun des sites sont mieux renseignés que les horizons superficiels, du fait que l'humidité s'y est maintenue durant toute la période étudiée à un niveau plus élevé, à l'intérieur de la gamme tensiométrique, alors qu'en surface les tensiomètres ont décroché lors des périodes sèches.

On présente sur les figures III,17 et III,18 les quinze nuages de points obtenus:

Figure III,17 : Nuages de points et courbes ajustées de la relation potentiel matriciel / humidité volumique sur les huit horizons du site (I) de Toro Blanco.

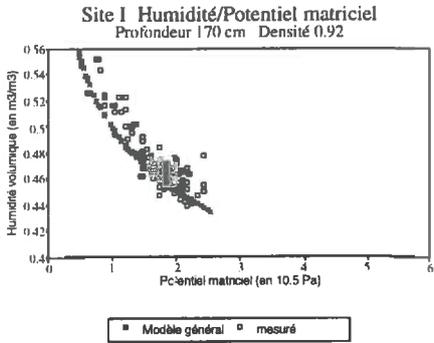
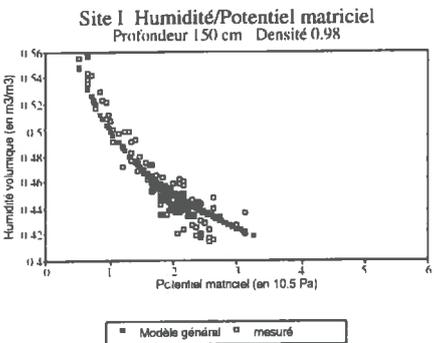
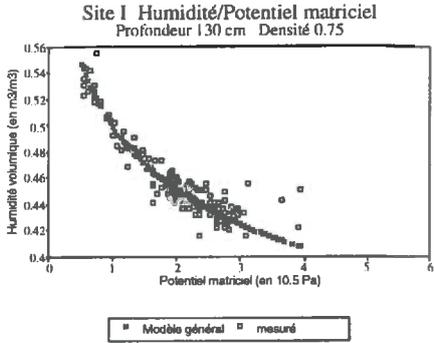
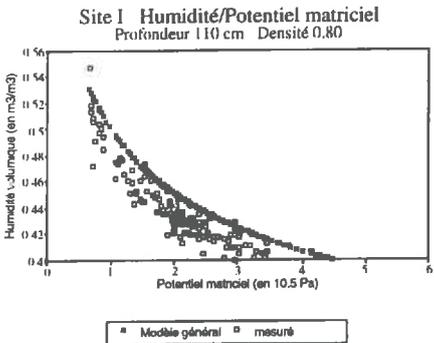
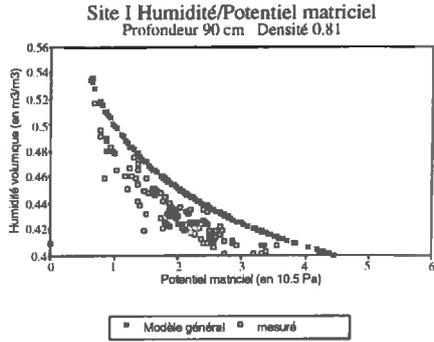
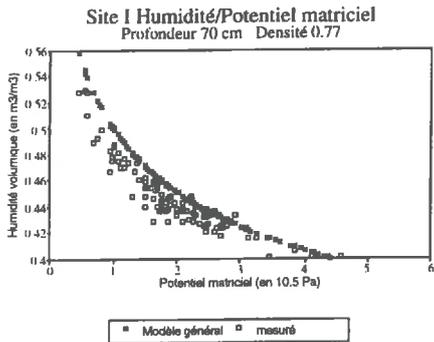
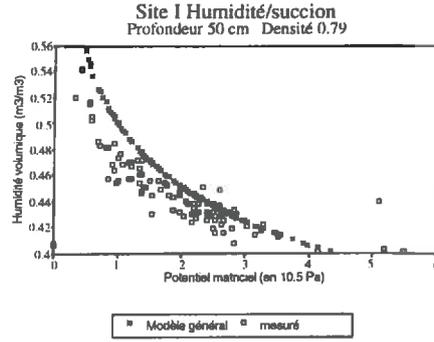
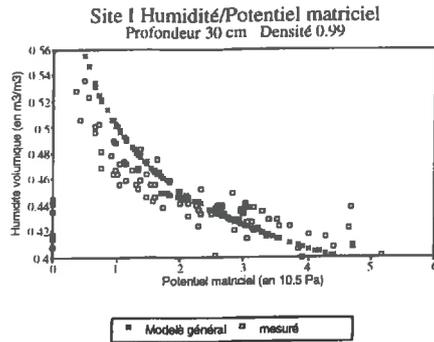
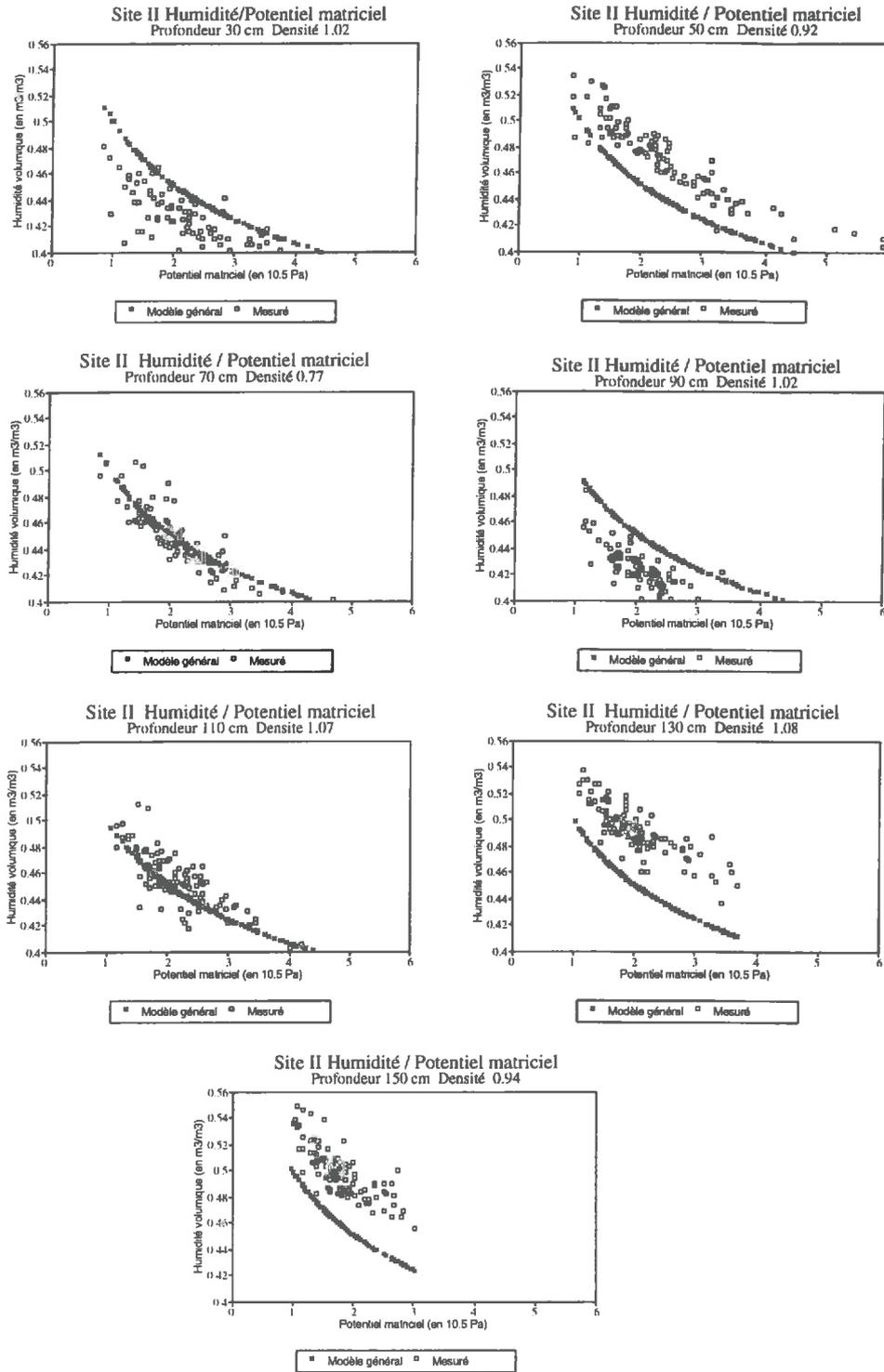


Figure III,18 : Nuages de points et courbes ajustées de la relation potentiel matriciel / humidité volumique sur les sept horizons du site (II) de Toro Blanco.



(b) Discussion et formulation d'une hypothèse.

On observe une certaine variabilité du nuage autour de la tendance moyenne. Une partie de cette variabilité peut être expliquée par les phénomènes d'hystérésis engendrés par le fait que les mesures ont été réalisées principalement en saisons des pluies (alternance de phases de réhumectation et de dessiccation). Ces phénomènes et leur effet sur nos mesures seront analysés plus bas.

On observe ensuite que ces nuages sont positionnés soit au dessus soit au dessous, soit centrés par rapport à l'ajustement général. Le décalage constaté présente une apparence systématique qui permet de se demander s'il ne proviendrait pas exclusivement d'une mauvaise estimation de la densité sèche, liée à sa variabilité spatiale.

On propose donc ici un raisonnement conduisant à tester cette hypothèse.

(c) Vérification de l'hypothèse.

En constatant que:

- le sol de la parcelle sur laquelle on a travaillé est parfaitement homogène du point de vue de sa constitution sur l'horizon 20-200 cm
- les horizons ne se distinguent que par la densité sèche, laquelle varie de façon aléatoire dans le plan horizontal comme en profondeur.

On doit pouvoir trouver, pour chaque ensemble de couples (succion/humidité) correspondant à un site/horizon une valeur de densité sèche qui permette de centrer le nuage de points sur la courbe ajustant l'ensemble des couples observés tous sites et horizons confondus (sous hypothèse de densité sèche moyenne (0.9)).

Partant de l'équation d'étalonnage indirecte, on a procédé, pour chaque site/horizon à la recherche de la valeur de la densité sèche minimisant la somme des carrés des écarts entre la courbe générale succion/humidité et les points de chaque ensemble site/horizon. Cette recherche a été effectuée par un algorithme d'ajustement non linéaire (BARD, 1974).

Le tableau III,1 présente les valeurs de densité obtenues, comparées aux valeurs mesurées:

Tableau III,1 : Tableau comparatif des densités sèches mesurées et ajustées sur tous les sites / horizons de Toro Blanco.

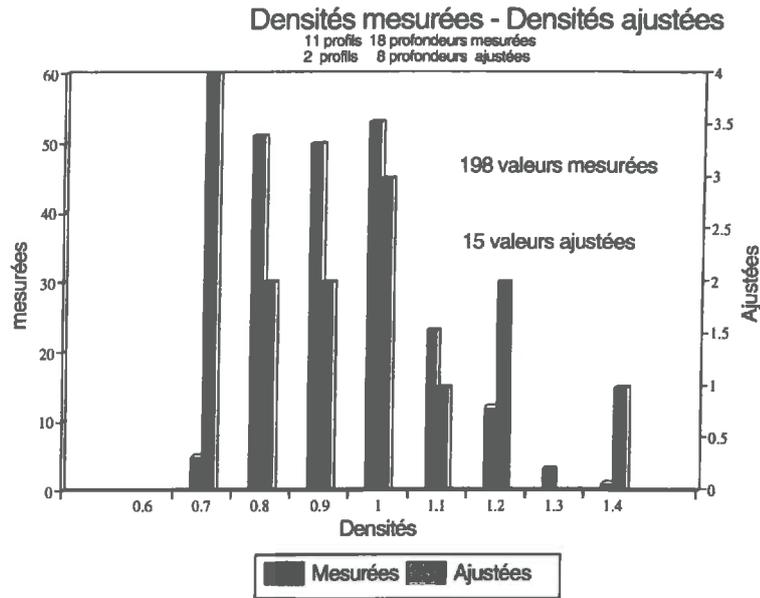
Prof.	Site I			Site II		
	Mes.	Est	Dif	Mes.	Est	Dif
30 cm	0.99	0.95	0.04	1.02	0.87	0.15
50 cm	0.79	0.7	0.09	0.92	1.1	-0.18
70 cm	0.77	0.69	0.08	0.77	0.76	-0.04
90 cm	0.81	0.67	0.14	1.02	0.84	0.18
110 cm	0.8	0.69	0.11	1.07	1.1	-0.03
130 cm	0.75	0.76	-0.01	1.08	1.35	-0.27
150 cm	0.98	0.97	0.01	0.94	1.19	-0.27
170 cm	0.92	0.99	-0.07			
Moyenne	0.85	0.80	0.05	0.97	1.03	-0.07
Ec-Type	0.09	0.13		0.10	0.20	
C.V.	0.11	0.16		0.10	0.19	

La comparaison entre les densités mesurées et ajustées sur le site I montre une correspondance acceptable entre les deux séries, alors que sur le site II, elle est moins nette.

Pour ce qui est du site II, la discordance provient essentiellement des horizons 130 et 150 cm, pour lesquels les densités ajustées sont très élevées (La valeur de 1.35 n'a été observée expérimentalement qu'une seule fois sur un autre site de la parcelle. Si, par ailleurs, on ajuste la distribution de l'ensemble des densités sur la parcelle à une loi normale, on estime à moins de 3‰ la probabilité d'observer une valeur de densité supérieure ou égale à 1.35). Toutefois, ce résultat n'est vraiment contradictoire ni avec l'interprétation générale de l'hétérogénéité des densités en (x,y,z) sur la parcelle (voir plus haut), ni avec les mesures faites sur des profils voisins.

Sur la figure III,19 on superpose l'histogramme obtenu avec les densités ajustées à celui de l'ensemble des densités mesurées.

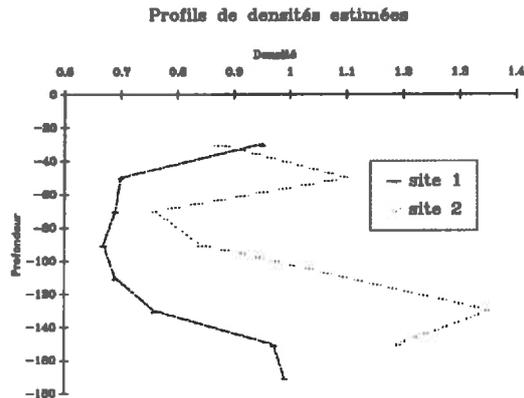
Figure III,19 : Histogrammes comparés des distributions des densités sèches sur tous les sites / horizons de Toro Blanco.



Un test du χ^2 accepte avec la probabilité 18% l'hypothèse selon laquelle les profils réajustés appartiennent à la population des densités mesurées sur l'ensemble de la parcelle.

Pour la suite des travaux, on acceptera donc ces nouveaux profils de densité, représentés par la figure III,20.

Figure III,20 : Profils de densité sèche retenus sur les deux sites de Toro Blanco.



On applique maintenant à tous les points de mesure la valeur de la densité nouvellement estimée, et on représente sur les figures III,21 et III,22 pour les sites/horizons sélectionnés plus haut les nuages de points représentant les couples (Humidité/succion), après application de l'étalonnage indirect. Sur ces nuages, on a superposé l'ajustement général.

Figure III,21 : Nuages de points et courbes ajustées de la relation potentiel matriciel / humidité volumique sur les huit horizons du site (I) de Toro Blanco après correction des densités sèches.

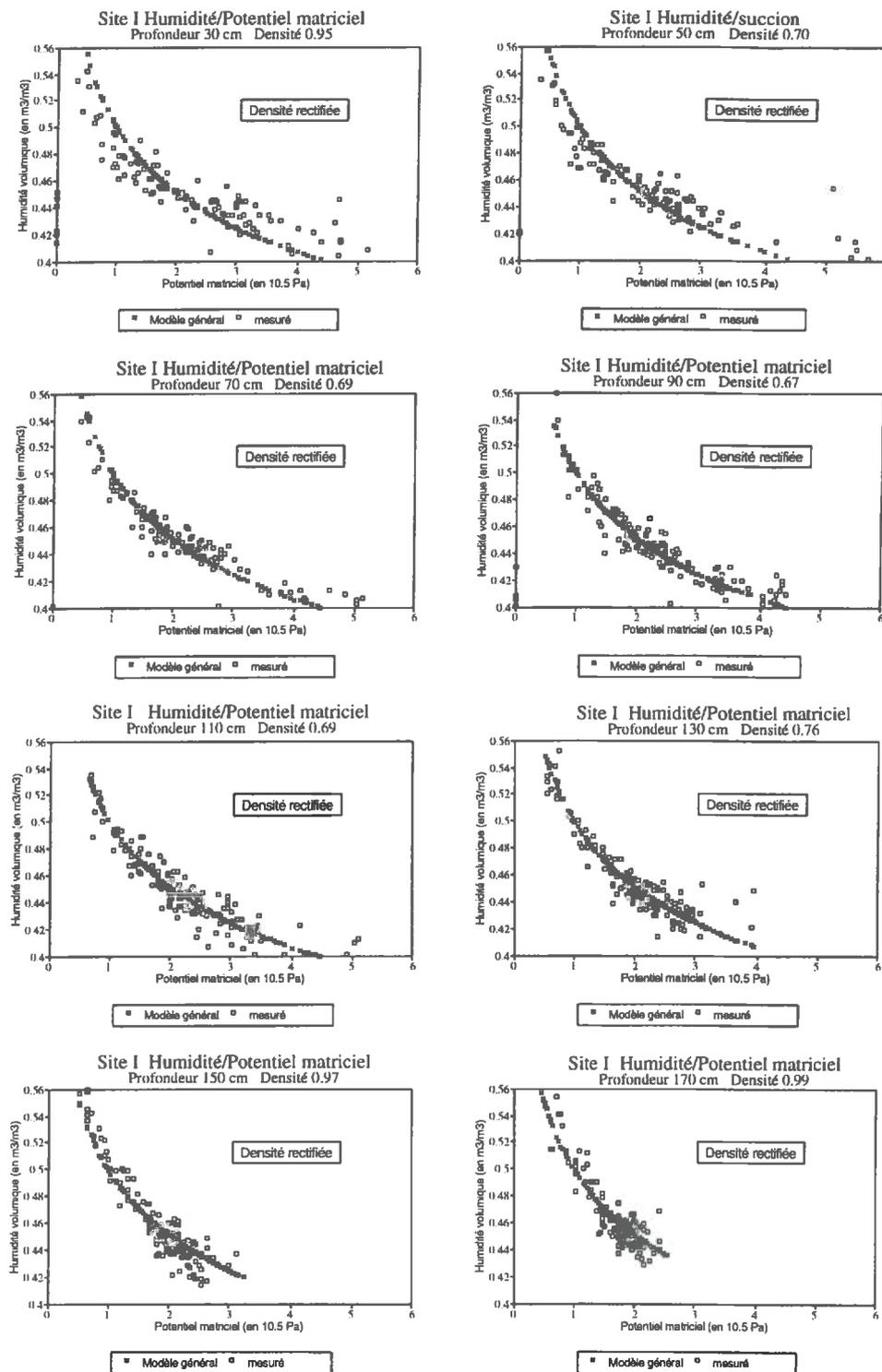
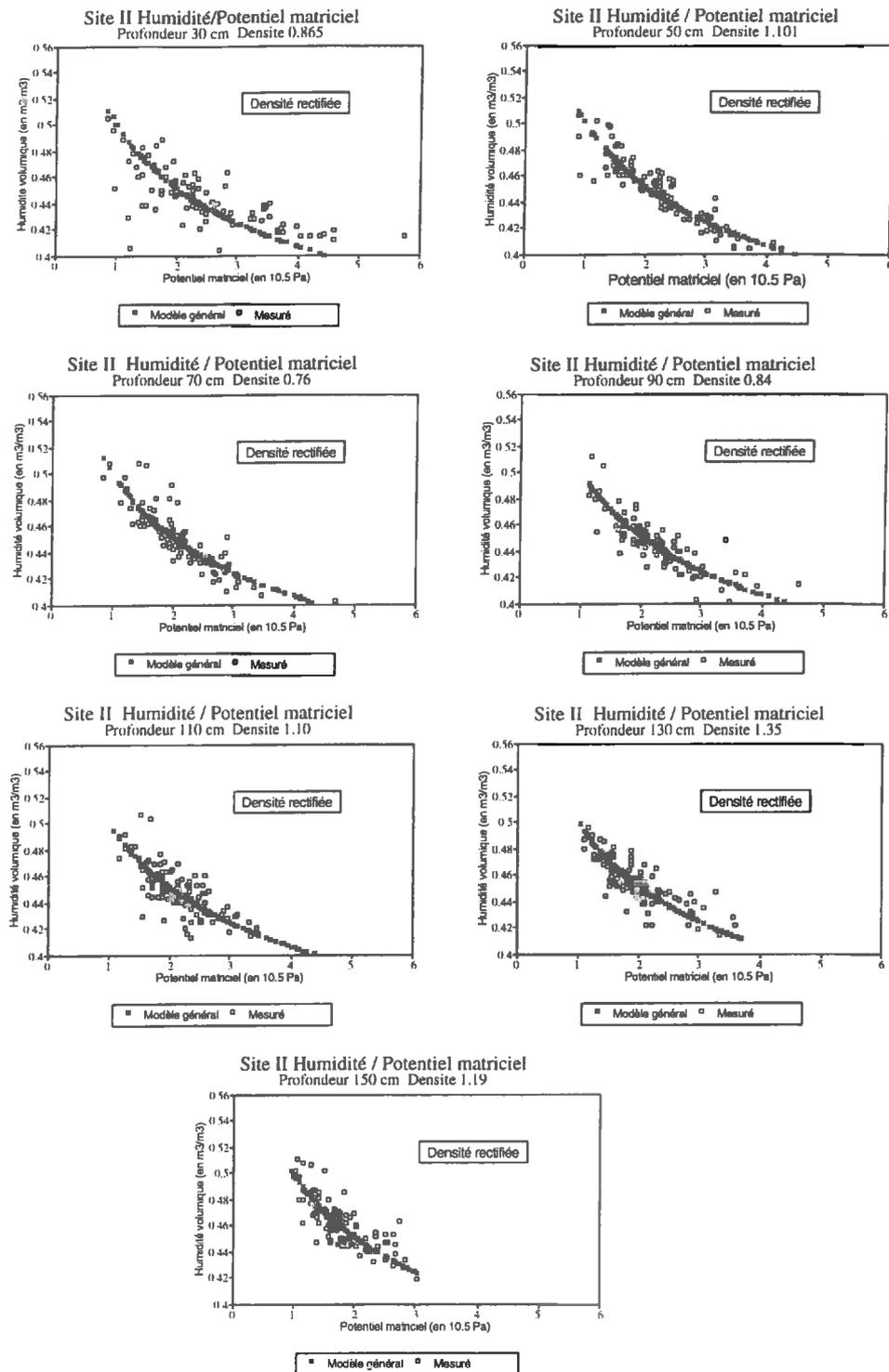


Figure III,22 : Nuages de points et courbes ajustées de la relation potentiel matriciel / humidité volumique sur les sept horizons du site (II) de Toro Blanco après correction des densités sèches.

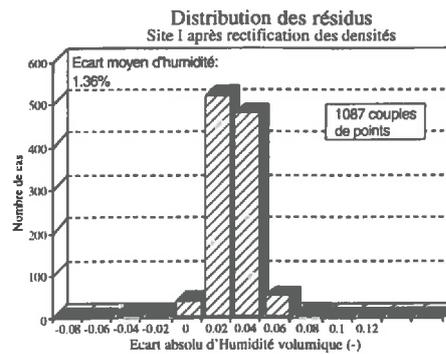
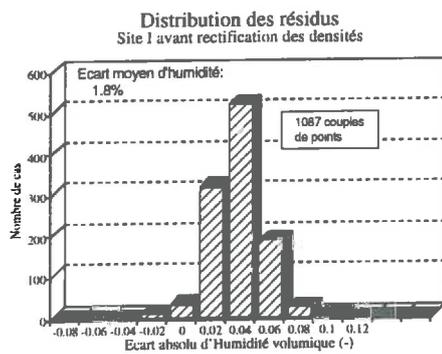


On note, pour tous les site/horizon (y compris l'horizon 130 cm du site I) l'adéquation des nuages à la courbe générale (à la fois au niveau du centrage et du parallélisme).

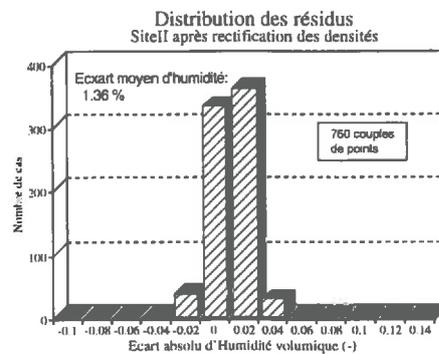
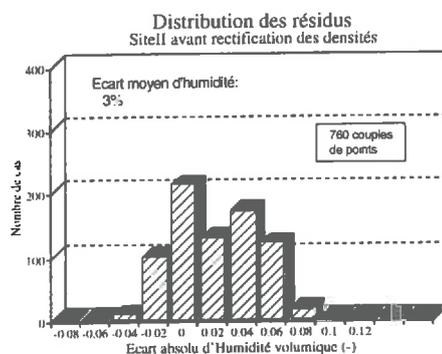
On montre sur la figure III,23 les histogrammes de distribution comparée des résidus:

Figure III,23 : Histogrammes de distribution des écarts d'humidité volumique entre valeurs initialement calculées et courbe ajustée, avant et après rectification des densités, pour chacun des sites, tous horizons confondus.

Site I



Site II



L'adéquation observée nous autorise à accepter les hypothèses de départ. En conséquence, on acceptera comme valeur de densité de chaque site/horizon la valeur de la densité qui minimise l'écart entre la courbe locale et la courbe générale liant succion/humidité. Physiquement, cette densité représenterait la densité moyenne autour du tube d'accès neutronique à la cote considérée (échelle de l'ordre du dm^3).

Sur la base des densités, on recalcule à partir de l'équation d'étalonnage "Cadarache" et des mesures neutroniques locales les nouvelles humidités volumiques que l'on considère définitives:

$$\theta = \text{Ratio}/(1.26*\rho_d + 9.75) - (104.19*\rho_d - 85.23)/(1.26*\rho_d + 9.75) \quad (\text{III},10)$$

A partir des données ainsi obtenues, on formule l'ajustement de la courbe $\psi(\theta)$ selon le modèle de VAN GENUCHTEN (1980):

$$\theta(\psi) = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) * (1 / (1 + (\alpha * \psi)^n))^{(1-1/n)} \quad (\text{III},11)$$

où

$\theta(\psi)$	est l'humidité volumique au potentiel ψ (m^3/m^3),	
θ_r	est l'humidité volumique résiduelle	(m^3/m^3),
θ_s	est l'humidité volumique à saturation	(m^3/m^3),
α	est un paramètre d'ajustement	(m^{-1}),
n	est un paramètre d'ajustement	(-).

Ayant mesuré in situ l'humidité volumique à saturation, on simplifie le modèle en imposant :

$$\begin{aligned} \theta_r &= 0 && \text{m}^3/\text{m}^3 \\ \theta_s &= 0.75 && \text{m}^3/\text{m}^3 \end{aligned}$$

L'ajustement des paramètres α et n donne:

$$\begin{aligned} \alpha &= 0.1363 \quad (\text{m}^{-1}) \\ n &= 1.15286 \quad (-) . \end{aligned}$$

On obtient donc le modèle final :

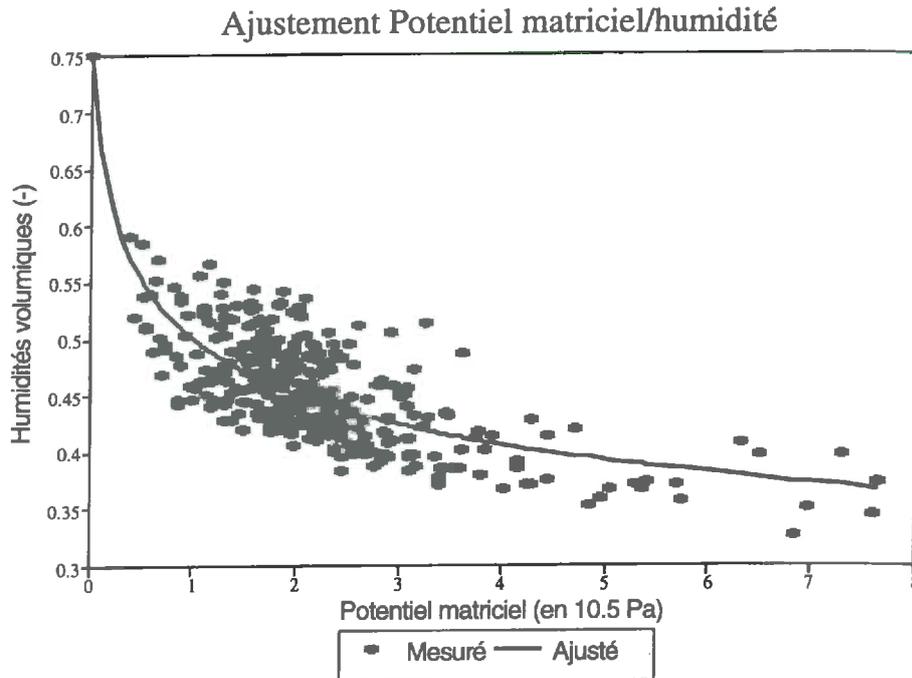
$$\theta(\psi) = 0.75 * (1 / (1 + (0.136 * \psi)^{1.153}))^{0.133} \quad (\text{III},12)$$

ou, écrit sous une autre forme:

$$\psi(\theta) = 7.34 * ((\theta/0.75)^{-7.54} - 1)^{0.87} \quad (\text{III},13)$$

Cet ajustement donne une somme des carrés des écarts de 1.89 (m^3/m^3)², pour 1847 couples, soit un écart moyen de 0.03 m^3/m^3 . On représente sur la figure III,24 le nuage de points et la courbe d'ajustement proposée:

Figure III,24 : Ajustement du modèle de VAN GENUCHTEN sur le nuage de points représentant les couples potentiel matriciel / humidité volumique après rectification des densités sèches. Un cinquième des 1847 points est représenté.



Le nuage de points obtenu est comparable (point moyen, tendances et dispersions) à celui présenté par VACKSMANN (1987) pour l'horizon 0-40 cm du site de Terre Rouge à La Réunion. Il est par contre fort différent de celui obtenu sur l'horizon profond du même site, et plus encore de celui du site de Trois Bassins (Humidités très sensiblement plus élevées pour un même potentiel).

(d) Les phénomènes d'hystérésis.

Durant toute la période d'observation, les différents horizons sont soumis alternativement (à la faveur des pluies et de leur redistribution dans le profil, puis à la faveur des phénomènes de drainage et d'évapotranspiration) à la réhumectation et à la dessiccation.

Cette alternance donne lieu à des phénomènes d'hystérésis sur la relation humidité/succion, lesquels se traduisent par le fait que un même élément de sol peut présenter des humidités volumiques différentes pour un même potentiel, selon que celui-ci suit une dynamique de réhydratation ou de dessiccation.

L'allure générale des nuages $\theta(\psi)$ et les méthodes par lesquelles on a déterminé les ajustements ne permettent pas de discriminer la part qui revient à l'hystérésis dans la dispersion observée.

On se propose donc d'isoler deux sous-ensembles de couples, le premier regroupant toutes les situations (tous sites, tous horizons) de dessiccation, le second les situations de réhumectation. On ignorera les situations intermédiaires. Le premier groupe est constitué de 1241 points, le second de 464 points, 141 points ont été éliminés pour cause de situation non clairement définie.

Les ajustements obtenus sont rigoureusement les mêmes (la résolution de l'imprimante figure III,24 permet à peine de les distinguer, et on ne les représentera donc pas). On en conclut que les phénomènes d'hystérésis, s'ils existent, sont négligeables sur la gamme d'humidité observée in situ.

b) Conductivité hydraulique.

On dispose pour l'estimation de la conductivité hydraulique de deux expérimentations menées dans de bonnes conditions:

- Un drainage interne (mené du 1/03/86 au 17/03/86), sur double anneau bâché.
- Une mesure de remontées capillaires sur le même site, menée du 23/12/86 au 29/01/87.

La description du site est présentée sur les figures III,25 et III,26.

Figure III,25 : Description du site de drainage interne (vu de haut)

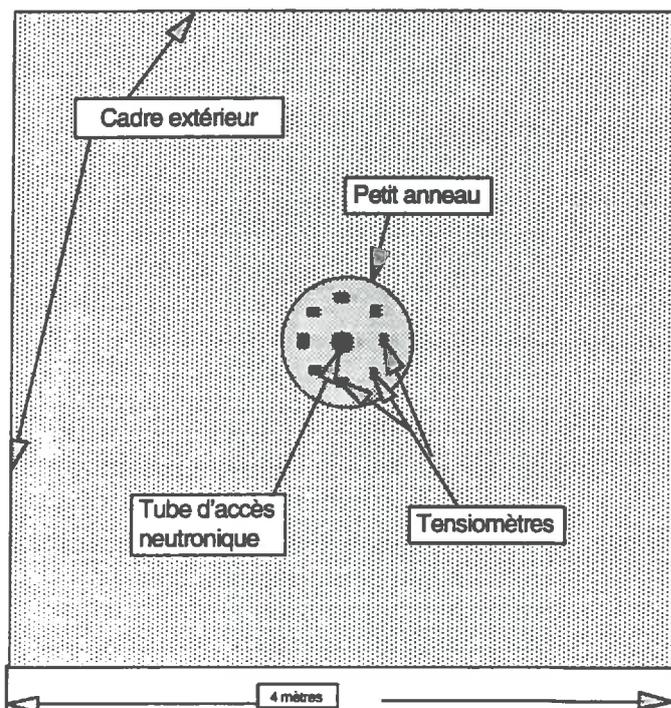
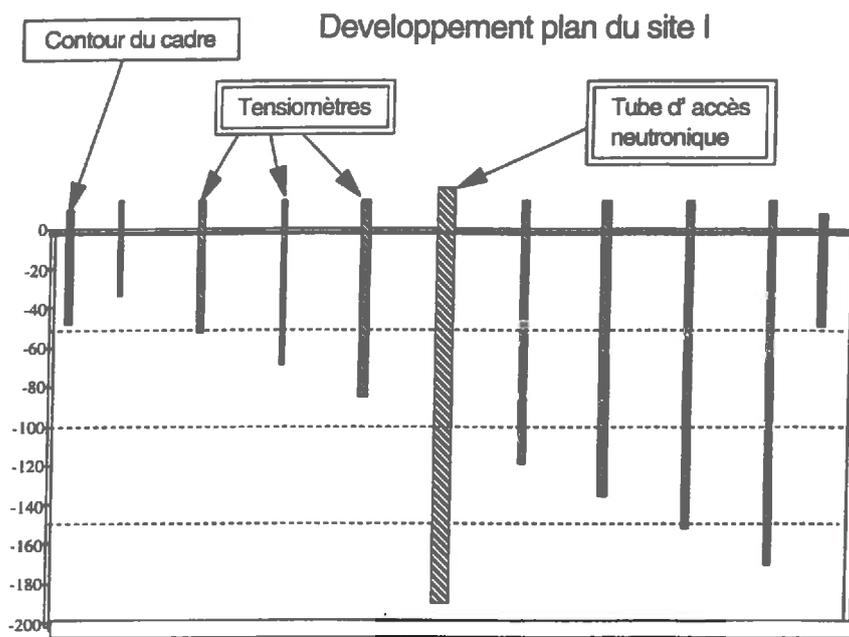


Figure III,26 : Description du site de drainage interne (en coupe, développé sur un plan)



(1) Drainage interne.

(a) Principe.

Le principe de cette expérimentation consiste à suivre l'écoulement dans un profil d'une quantité d'eau infiltrée artificiellement, dont on contrôle dans le temps en différents points le flux et le potentiel.

Sous hypothèse de validité de la loi de Darcy, on est alors en mesure d'estimer la conductivité hydraulique à différents niveaux d'humidité volumique du sol.

i) Mesure du flux.

Le site est bâché, ce qui impose un flux nul à la surface du sol. Par ailleurs, on suppose que la conduite des apports d'eau sur le double anneau impose un écoulement monodimensionnel de l'eau, selon des lignes de flux verticales. Cet ensemble de conditions permet alors d'assimiler la variation de stock d'eau sur le site entre deux dates, à une cote donnée, au flux d'eau ayant traversé cette même cote.

Le stock d'eau, et ses variations sont mesurés par intégration du profil d'humidités volumiques à chaque pas de temps.

ii) Mesure du potentiel.

Les tensiomètres installés permettent une lecture en continu du potentiel total à chaque cote. Le principe de l'équilibre hydrostatique permet d'exprimer le potentiel total en cm d'eau, selon l'équation:

$$\Psi_{\text{tot}} = -((\rho_{\text{hg}} - \rho_0) * h - y) \quad (\text{III},14)$$

où:

- P_{tot} est le potentiel total de l'eau, (cm).
- ρ_{hg} est la densité du mercure (-).
- ρ_0 est la densité de l'eau (-).
- h est la hauteur de mercure, (cm).
- y est le dénivelé entre le sol et le plateau de mercure, soit 10 cm pour l'expérimentation.

L'équivalence entre 1 cm d'eau et 100 Pascals nous permettent d'écrire:

$$\Psi_{\text{tot}} = -100 * P_{\text{tot}} \quad (\text{III},15)$$

où

Ψ_{tot} est le potentiel total de l'eau, exprimé en Pa.

L'existence d'erreurs expérimentales aléatoires (tant sur les mesures neutroniques que sur les mesures tensiométriques), peut justifier un lissage des données. Les données comparées (brutes/lissées) sont présentées sur la figure III,27 et le protocole de lissage est présenté en annexe (III,5).

(b) Calcul des conductivités.

L'application de la loi de Darcy, en écoulement monodimensionnel, permet de calculer une valeur de conductivité pour chaque cote encadrée par deux tensiomètres et pour chaque intervalle de temps. Pour faire ce calcul, on a besoin de simplifier la réalité en discrétisant le pas de temps au niveau où les mesures ont été effectuées (mesures journalières), et en supposant que l'humidité et le gradient de potentiel restent constants durant ce pas de temps. On applique alors la relation:

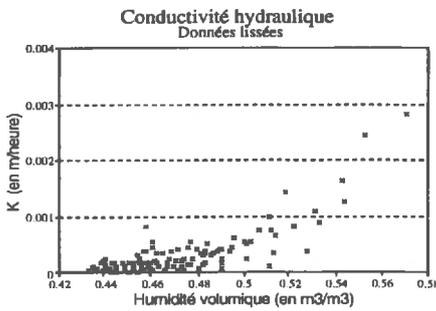
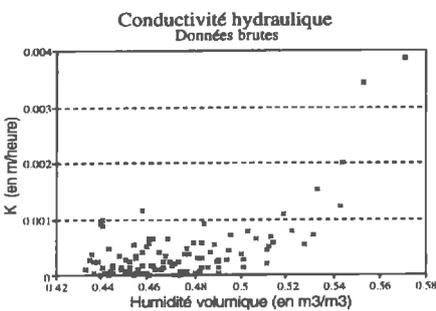
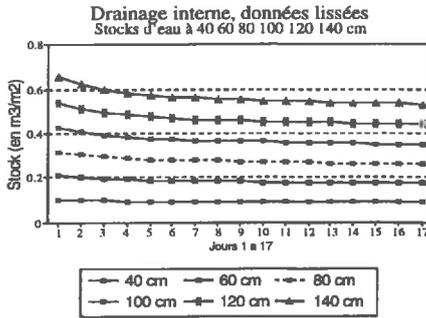
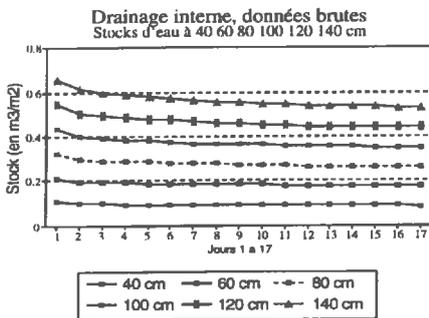
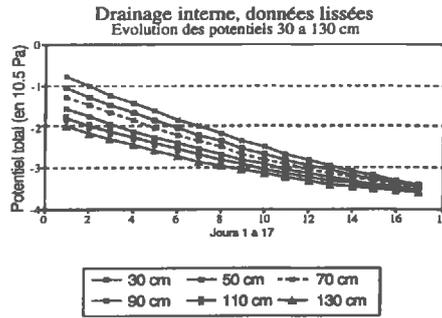
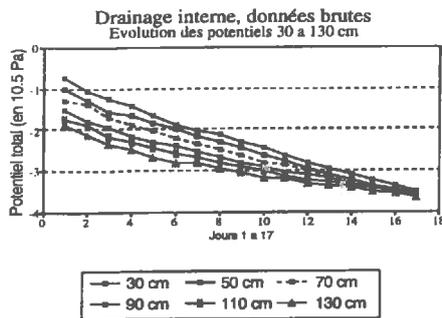
$$\Delta(\text{stock}) = (\Delta\Psi_{\text{tot}} / \Delta z) * K(\theta) \quad (\text{III},16)$$

où:

- $\Delta(\text{stock})$ est la variation de stock d'eau par unité de temps (en $\text{m}^3/\text{m}^2/\text{h}$, soit en m/h).
- $\Delta\Psi_{\text{tot}}$ est la différence de potentiel total entre deux cotes (Pa)
- Δz est le dénivelé entre les deux cotes (m)
- $K(\theta)$ est la conductivité hydraulique ($\text{m} \cdot \text{h}^{-1}$)

Les valeurs des potentiels, stocks, conductivités ainsi obtenues sont présentées sur la figure III,27 .

Figure III,27 : Potentiels matriciels, stocks, conductivités (avec données brutes et données lissées) obtenus à partir de l'expérimentation de drainage interne.



Les données présentées manifestent une grande cohérence, entre elles et par rapport à ce que l'on connaît de la conductivité hydraulique en milieu non saturé. Les nuages de points obtenus semblent parfaitement ajustables à des familles de fonctions classiques, qui tendraient vers la conductivité à saturation (mesurée) de 10 cm/heure.

Cependant, la discrétisation faite sur la loi de Darcy (pas d'espace 20 cm, et pas de temps journalier) entraîne nécessairement des erreurs sur les calculs de conductivité, spécialement en début d'expérimentation pendant lequel les flux et les gradients varient très rapidement. De plus, le mode de calcul ne permet pas d'introduire des corrections marginales qui peuvent porter sur la non verticalité des lignes de flux, ou d'éventuelles pertes (fuites) de vapeur d'eau au niveau de la bâche. Enfin, les conductivités sont observées dans une gamme relativement étroite d'humidités (0.44 à 0.55). On ne peut donc prétendre aller beaucoup plus loin avec ces résultats pour la détermination de la conductivité hydraulique sur le site.

(c) *L'intégration numérique de l'équation de Richards.*

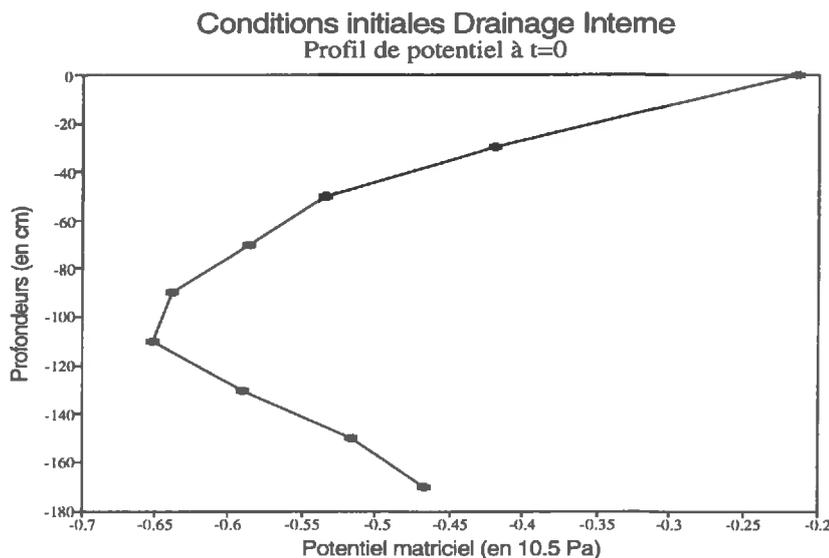
i) Conditions de la résolution.

Connaissant (par la mesure) les humidités et potentiels à des instants précis (tous les jours durant 17 jours, et aux profondeurs 30, 50,... 150 cm), on peut aussi rechercher par simulation la formulation de la conductivité hydraulique, et le jeu de paramètres associé à cette fonction qui permettent d'ajuster au mieux les potentiels simulés aux potentiels mesurés.

Les conditions expérimentales présentées permettent un calcul plus fin de la conductivité: En effet, si l'on suppose:

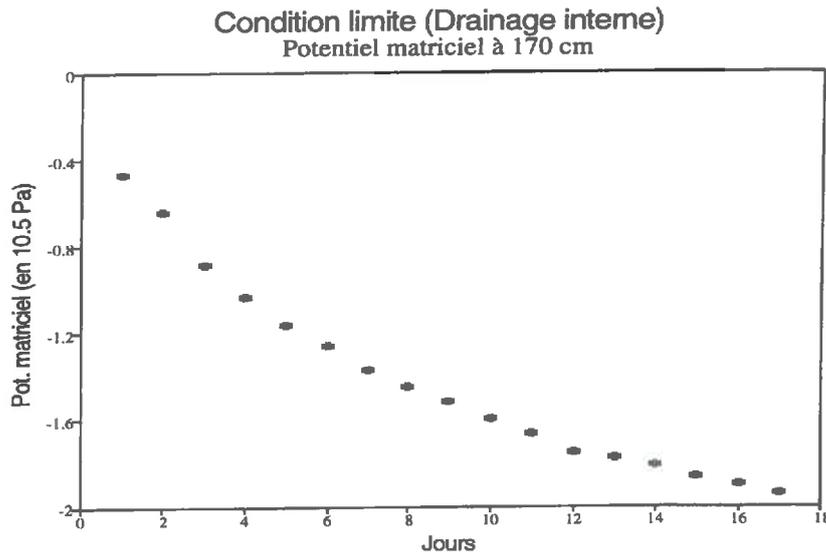
- que l'eau s'écoule verticalement dans le profil,
- que les conditions initiales (profil d'humidité et de potentiel au temps $t=0$) sont connues, (figure III,28)

Figure III,28 : Profil de potentiel initial de l'expérimentation de drainage interne.



- que les conditions aux limites du système sont connues: flux nul en surface, (condition de Neumann), potentiel mesuré à 170 cm de profondeur pendant toute l'expérimentation (condition de Dirichlet, figure III,29):

Figure III,29 : Evolution du potentiel matriciel en profondeur au cours de l'expérimentation de drainage interne.



- que l'on connaît sous une forme analytique la relation $\psi(\theta)$ sur tout le profil (équations III,12 et III,13).
- que la conductivité peut être exprimée de façon analytique en fonction de l'humidité,

alors les hypothèses initiales et les conditions expérimentales satisfont aux conditions de paramétrage du modèle de LAFOLIE (présenté en première partie) pour la résolution de l'équation de Richards. On précise ici la grille d'intégration:

- Grille d'espace: le profil sera discrétisé en tranches de deux centimètres d'épaisseur, soit 86 noeuds.
- Grille de temps: on laissera le modèle déterminer lui-même son pas de temps, qui ne pourra toutefois pas sortir de l'intervalle 2 secondes - 7200 secondes.

ii) Technique d'ajustement.

La conductivité hydraulique sera ajustée à un modèle log polynomial, de la forme:

$$\text{Log}_{10}(K(\theta)) = a_0 + a_1\theta^1 + a_2\theta^2 + a_3\theta^3 + a_4\theta^4 \quad (\text{III},17)$$

De plus, on imposera à cette formulation une condition entre a_0, a_1, a_2, a_3, a_4 de telle manière que la conductivité à saturation ($\theta_{\text{sat}} = 0.75\%$) soit égale à 10 cm/heure, valeur mesurée:

$$1 = a_0 + a_1(0.75)^1 + a_2(0.75)^2 + a_3(0.75)^3 + a_4(0.75)^4 \quad (\text{III},18)$$

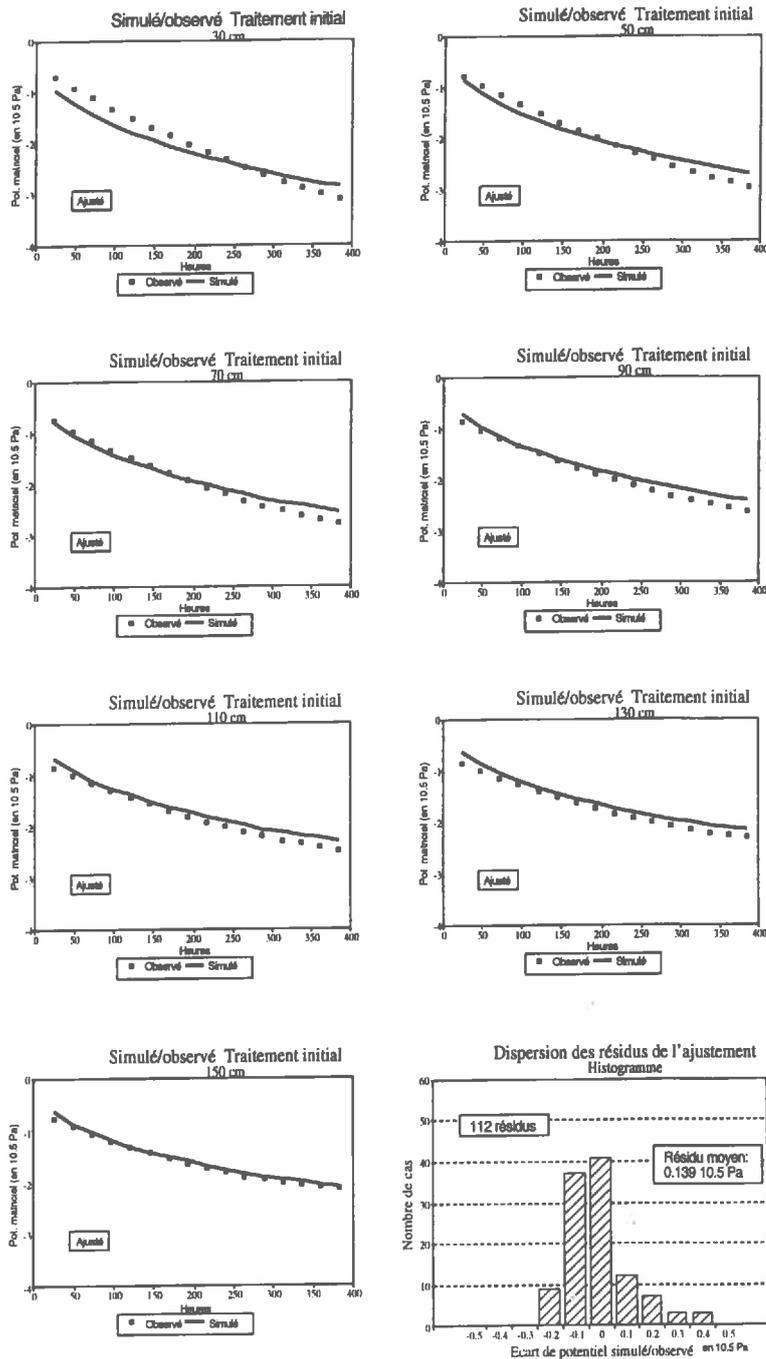
L'ajustement sera réalisé en recherchant le jeu de paramètres (a_i) qui minimise la distance, au sens de la somme des carrés des écarts entre les potentiels mesurés aux cotes 30, 50, 70, 90, 110, 130, 150 cm, et les potentiels simulés par le modèle pendant les seize jours utiles de l'expérience. On utilisera pour cela la méthode des moindres carrés. Par ailleurs, du fait de l'évolution fortement non linéaire des potentiels avec le temps (ou l'humidité), la méthode sera appliquée aux logarithmes des valeurs absolues des potentiels.

iii) Résultats.

La figure III,30 montre, pour chaque cote, les résultats comparés entre la simulation et le modèle, avec une conductivité ajustée de la forme suivante:

$$K(\theta) = 10^{(-7.857+23.845 \theta^1-48.213 \theta^2+78.737 \theta^3-47.799\theta^4)} \quad (\text{III},19)$$

Figure III,30 : Comparaison des potentiels obtenus par la simulation initiale et mesurés à sept cotes de l'expérimentation de drainage interne.



L'écart moyen (en potentiel) entre valeurs simulées et observées est de $0.14 \cdot 10^5$ Pa, et le stock d'eau atteint en fin de simulation est de 0.744 m, contre un stock mesuré de 0.737 m. Cette discordance paraît peu importante, mais si on la rapporte à la lame d'eau drainée, elle est de l'ordre de 10%.

Par ailleurs, bien que l'on obtienne finalement un ajustement de qualité acceptable, on constate que, spécialement dans les horizons superficiels, les différences entre valeurs mesurées et observées changent de signe, alors qu'une erreur de mesure systématique ou une erreur de profondeur lors de l'installation des tensiomètres se serait traduite par un biais constant.

Les résultats comparés nous amènent à remettre en cause les hypothèses de départ concernant:

- La verticalité des flux, et donc le caractère monodimensionnel de l'expérimentation. On sait que dans la réalité, et spécialement en saison sèche, la présence autour du deuxième anneau de sol sec amène obligatoirement les lignes de flux à se diriger vers l'extérieur du site.
- La bâche plastique peut elle aussi permettre des fuites de vapeur d'eau, ce qui remet en cause la condition de flux nul en surface. En première approche, rien ne permet de quantifier ces pertes, mais on peut aisément supposer qu'une bâche noire, atteignant des températures de plus de soixante degrés puisse ne pas être parfaitement imperméable.

Il semble difficile de quantifier les fuites latérales. TOUMA (1984) propose une méthode qu'il serait difficile, le cas échéant, de combiner avec le modèle utilisé.

Il est par contre simple d'incorporer au modèle une condition de flux constant en surface. On a donc procédé à différentes simulations sous hypothèses de flux évaporatifs en surface (de 0.1 à 2 mm/jour). La simulation correspondant à un flux de 1.2 mm/jour permet d'égaliser les stocks simulés et mesurés. Nous la retiendrons donc.

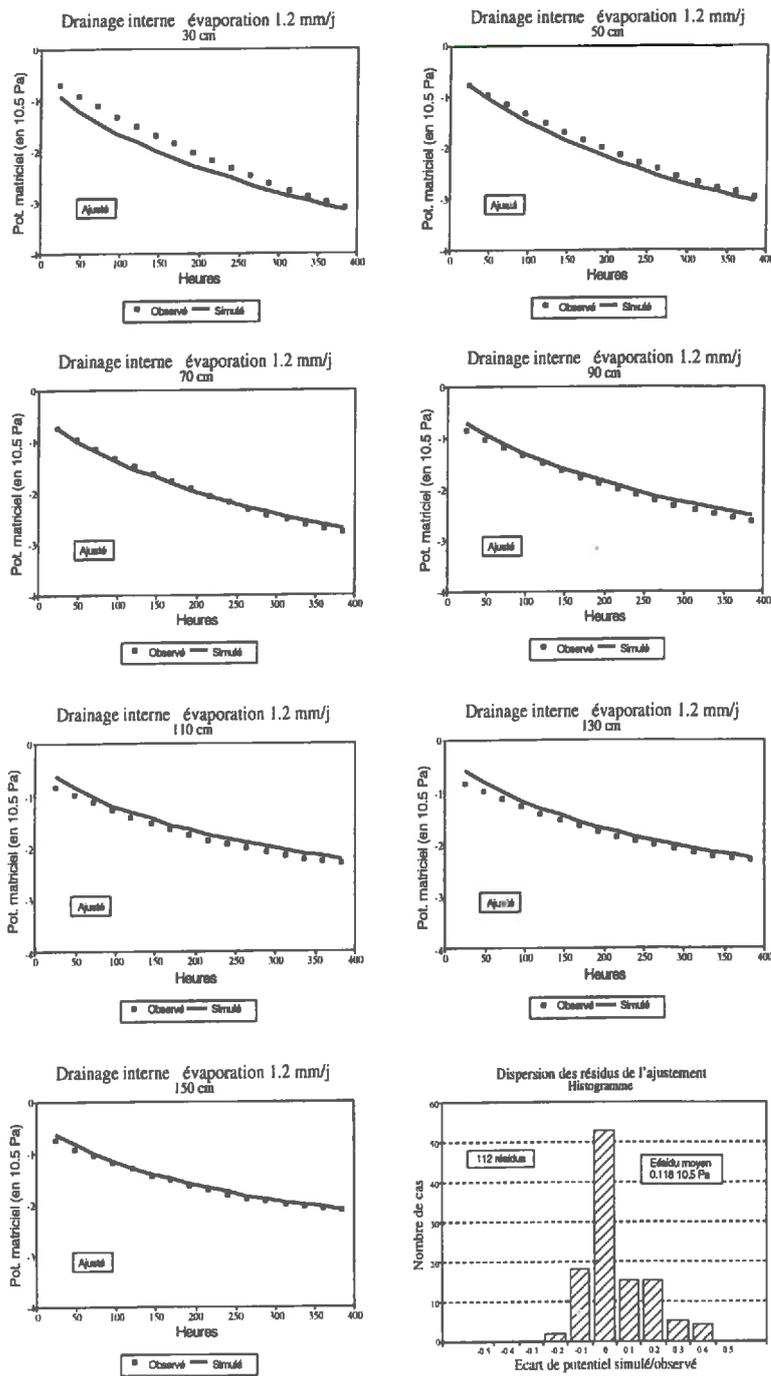
La conductivité ajustée obtenue est décrite par la formule:

$$K(\theta) = 10^{(-7.771+23.482 \theta^1-48.359 \theta^2+79.436 \theta^3-47.885\theta^4)} \quad (\text{III},20)$$

Par ailleurs, l'écart moyen entre valeurs simulées et observées est de 11.8 cm, et le stock d'eau atteint en fin de simulation est de 73.7 cm, égale au stock mesuré.

On représente dans la figure III,31 les comparaisons simulés/observés issus de cette nouvelle simulation, ainsi que l'histogramme de distribution des résidus:

Figure III,31 : Comparaison des potentiels matriciels obtenus par simulation après introduction de l'hypothèse de fuite de la bêche, et des potentiels mesurés à sept cotes de l'expérimentation de drainage interne.



La comparaison des histogrammes montre que la qualité de l'ajustement est légèrement meilleure. Notamment, on n'observe plus de grosses différences, comme c'était le cas pour l'horizon 30 cm de la simulation précédente.

Cette amélioration, jointe au fait que cette nouvelle simulation permet d'équilibrer le bilan de masse nous amène à retenir le nouveau jeu de paramètres (a_i) pour décrire la conductivité hydraulique.

(2) Remontées capillaires.

(a) Description de l'expérimentation.

Au terme de la saison des pluies (novembre), et après la récolte du sorgho, on a laissé se développer la repousse de sorgho sur le site I. On a alors observé une baisse progressive des potentiels sur tout le profil (la dernière pluie date du 3/12), qui a conduit à la mise hors fonctionnement des tensiomètres de surface (potentiel total inférieur à 10KPa), et à l'installation d'un gradient de potentiel ascendant sur les horizons 170 à 110 cm.

Avant que le tensiomètre 110cm ne décroche, on a bâché le site, se mettant ainsi en condition théorique de zéro ETR. On a alors continué les mesures tensio/neutroniques pendant 35 jours.

Des problèmes de stabilité dans la détermination du point eau de la sonde à neutrons ont amené à mettre en doute les mesures d'humidité du sol, et on a déterminé les humidités à partir des données tensiométriques.

L'expérimentation peut alors être décrite par les conditions suivantes:

- Flux nul à la cote $z = 0$
- Extraction racinaire nulle pendant toute l'expérimentation sur tout le profil.
- Potentiels mesurés pendant toute l'expérimentation, toutes les vingt-quatre heures, aux cotes théoriques de 110, 130, 150, et 170 cm.
- Relation humidité/succion donnée par l'équation (III,12).

(b) Analyse des données.

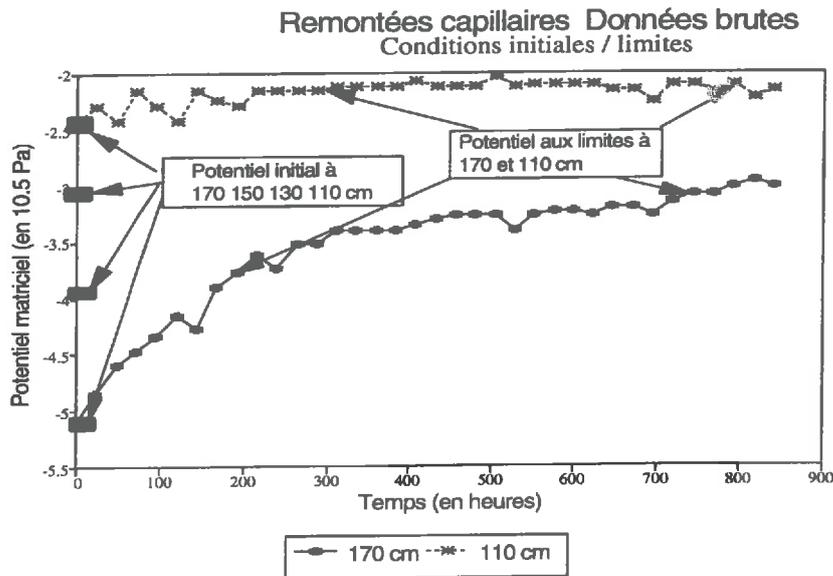
Les conditions antérieures permettent de supposer que les mouvements d'eau dans le sol sont verticaux, et sont dus exclusivement au gradient de charge hydraulique ascendant, à l'exclusion de tout prélèvement racinaire. Ils obéissent donc à la loi de Darcy monodimensionnelle. On cherchera donc à identifier la conductivité hydraulique $K(\theta)$ permettant d'ajuster au mieux les données simulées (équation de Richards).

On utilisera le modèle précédent décrit plus haut, dans des conditions similaires à celles de l'expérimentation antérieure, avec:

- Comme condition initiale le potentiel observé au temps $t=0$ (moment du bâchage)
- Comme condition aux limites le potentiel mesuré aux cotes 110 et 170 cm, qui encadrent la tranche de sol 130-150 cm aux bornes de laquelle les potentiels ont été observés.

La figure III,32 présente ces conditions initiales et limites:

Figure III,32 : Profil de potentiel matriciel initial et évolution des potentiels aux cotes 110 et 170 cm de l'expérimentation de remontées capillaires.



Comme pour le drainage interne, on a proposé une forme log-polynomiale pour la conductivité hydraulique, telle que:

$$\text{Log}_{10}(K(\theta)) = a_0 + a_1\theta^1 + a_2\theta^2 + a_3\theta^3 + a_4\theta^4 \quad (\text{III},21)$$

De même, on a ajouté la condition forçant la conductivité à saturation à la valeur 0.1 m/heure.

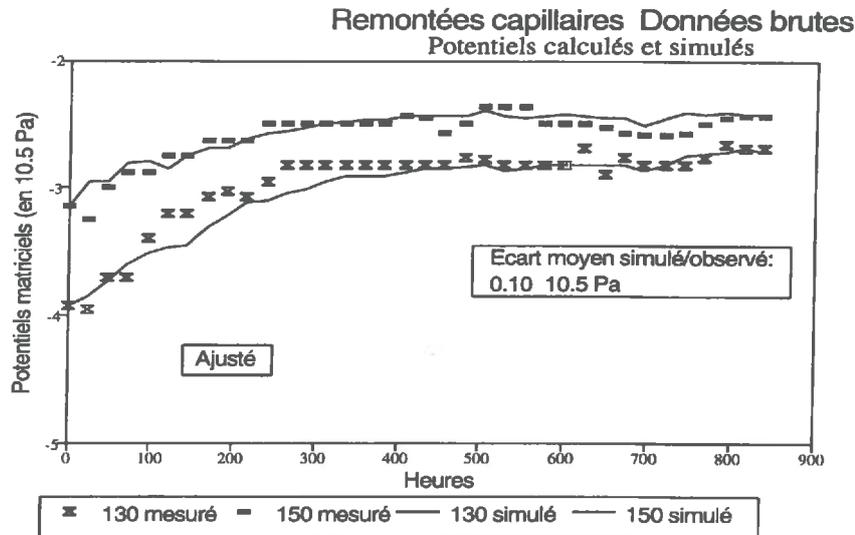
(c) Résultats.

Après 24 itérations, le modèle converge vers la valeurs des (a_i) suivantes:

- $a_0 = -1.226$
- $a_1 = -15.230$
- $a_2 = 36.781$
- $a_3 = -12.191$
- $a_4 = -5.998$

Les potentiels ajustés des cotes 130 et 150 cm prennent alors les valeurs présentées par la figure III,33:

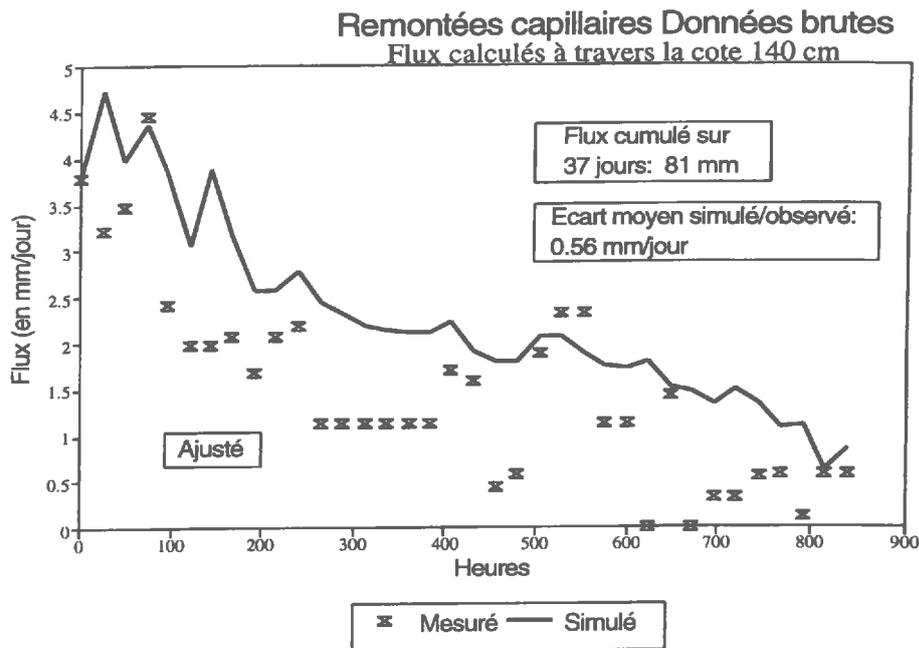
Figure III,33 : Comparaison des potentiels simulés et observés aux cotes 130 et 150 cm de l'expérimentation de remontées capillaires.



On remarque une bonne adéquation des résultats simulés aux résultats observés. Toutefois, tout au long de l'expérimentation, le gradient de potentiel des résultats simulés est de façon systématique plus élevé que celui des résultats observés.

Si on applique la loi de Darcy aux valeurs moyennées de gradient de potentiel à la cote 140 cm (mesurés et simulés), on obtient les flux d'eau qui, chaque jour, ont traversé la cote 140 cm. Le biais signalé se confirme, les valeurs de flux simulées étant systématiquement plus fortes que les valeurs mesurées. Par ailleurs, les valeurs de flux (initiales et cumulées semblent très élevées). La figure III,34 illustre ceci:

Figure III,34 : Comparaison des remontées capillaires calculées empiriquement et simulées à travers la cote 140 cm de l'expérimentation de remontées capillaires.



On avait suggéré pour la première expérimentation l'éventualité de fuites de vapeur d'eau en surface, ou de fuites latérales sur les bords du monolithe.

Ces explications ne peuvent être retenues pour cette nouvelle expérimentation, car:

- d'une part, bien que le sol soit bâché, on n'impose pas de flux nul en surface comme condition dans la résolution de l'équation de Richards. On ne prend en fait comme condition impliquée par le bâchage du site que l'absence d'extraction racinaire.
- d'autre part, si l'on pouvait admettre aisément l'idée de fuites latérales lorsque l'on saturait d'eau le monolithe situé sous le double anneau, alors que la parcelle dans son ensemble était sèche, il semble plus difficilement acceptable de penser que la réhumectation du monolithe après bâchage (par remontées capillaires) puisse provoquer des mouvements d'eau vers les bords.

On testera donc plutôt l'hypothèse d'une erreur initiale de quelques centimètres sur le positionnement (la cote) des tensiomètres. Cette erreur est en effet parfaitement possible, compte tenu:

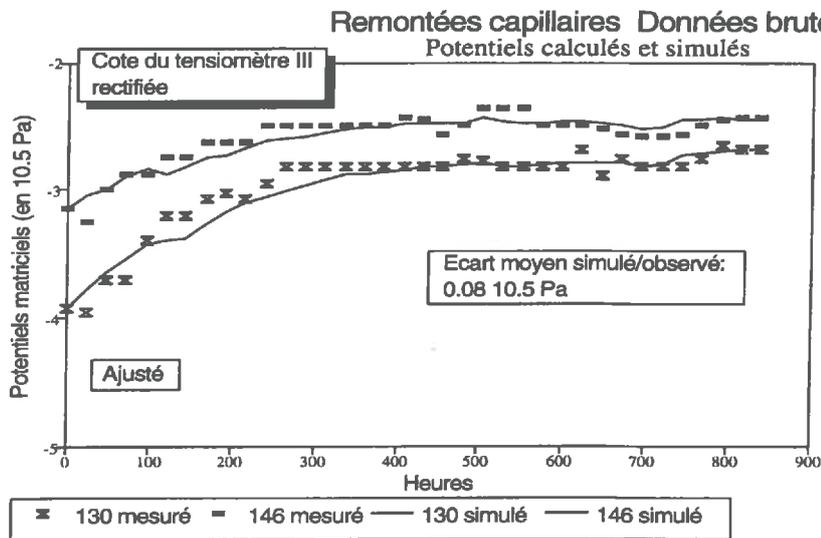
- de la hauteur de la bougie poreuse,
- de l'imprécision sur la définition de la cote de surface $z=0$. En effet, les tensiomètres ont été installés en milieu de saison sèche, à une époque où l'horizon de surface est pulvérulent, et une erreur de quelques centimètres est parfaitement plausible.

On a fait varier avec un pas de 2 cm, individuellement et de façon combinée la cote théorique des quatre tensiomètres, en laissant le modèle ajuster à chaque fois le meilleur jeu de coefficients (a_i), et on a cartographié la distance observé-simulé.

On constate que les meilleurs résultats d'ajustement sont donnés par la combinaison suivante: 110 130 146 170 cm, soit par un simple déplacement du tensiomètre de 150 cm à 146 cm.

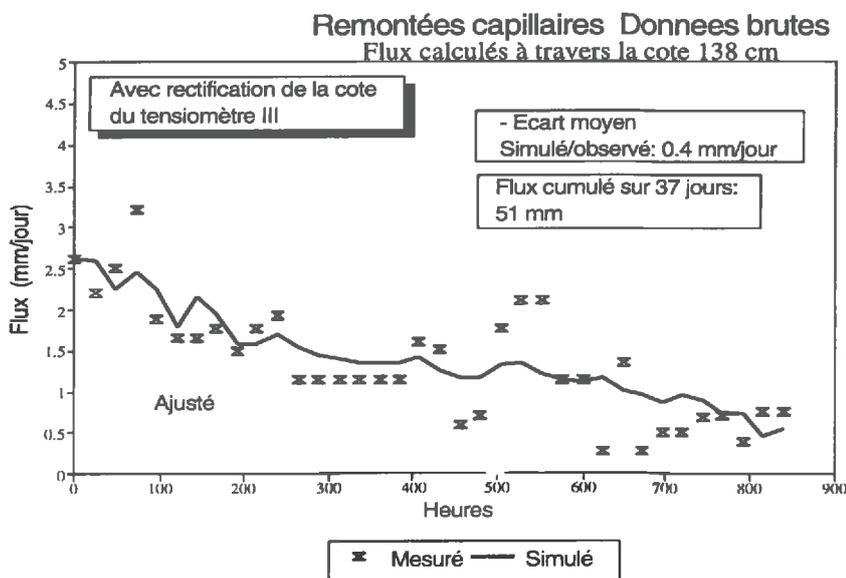
Les figures III,35 et III,36 illustrent les nouvelles valeurs obtenues pour les valeurs simulées de potentiel

Figure III,35 : Comparaison des potentiels simulés et observés aux cotes 130 et 146 cm de l'expérimentation de remontées capillaires, après rectification de la cote du tensiomètre installé à 150 cm.



et de flux:

Figure III,36 : Comparaison des remontées capillaires calculées empiriquement et simulées à travers la cote 138 cm de l'expérimentation de remontées capillaires après rectification de la cote du tensiomètre installé à 150 cm.



Le biais systématique constaté sur les premières simulations a maintenant disparu, les indicateurs de dispersion s'améliorent et les valeurs de flux (initiales et cumulées) diminuent fortement. On retiendra donc ce nouveau jeu de profondeurs, et le nouveau jeu de paramètres (a_i) pour la conductivité:

a_0	=	-4.071
a_1	=	-8.395
a_2	=	36.910
a_3	=	-14.584
a_4	=	-10.247

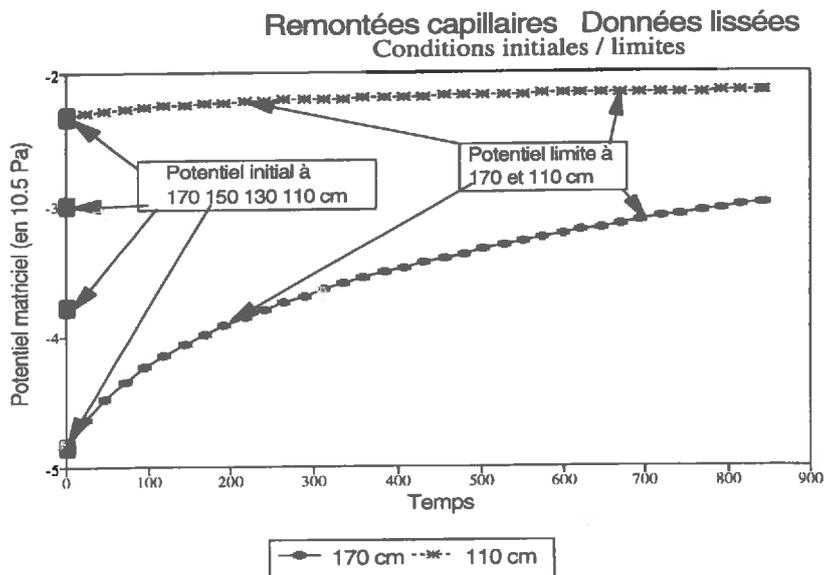
(d) Lissage des données.

Bien que les valeurs des potentiels observés aux quatre cotes suivies durant l'expérimentation présentent des tendances claires, elles n'en gardent pas moins des oscillations en dents de scie autour de la tendance. On a cherché mais on n'a pas trouvé de synchronisme, ni de déphasages systématiques entre ces oscillations.

Par ailleurs, compte tenu du mode de fabrication des tensiomètres utilisés (bougies poreuses, capillaires, mercure), de l'apparition de bulles d'air, de problèmes de fractionnement de la colonne de mercure, on estime à 0.5 cm de mercure, soit 6 cm d'eau l'erreur moyenne de lecture des potentiels. Les dents de scie observées sont de cet ordre de grandeur. On peut donc tenter de lisser les valeurs observées, et de refaire les simulations sur valeurs lissées.

La figure III,37 donne les nouvelles valeurs des conditions initiales et des conditions limites.

Figure III,37 : Profil de potentiel matriciel initial et évolution des potentiels aux cotes 110 et 170 cm de l'expérimentation de remontées capillaires, après lissage des données brutes.



L'ajustement de la conductivité par le modèle donne les valeurs suivantes pour les (a_i):

a_0	=	-5.584
a_1	=	-4.212
a_2	=	35.494
a_3	=	-16.401
a_4	=	-10.438

La comparaison des valeurs de potentiel (mesurés/ajustés), et le recalcul des flux est présenté sur les figures III,38 et III,39:

Figure III,38 : Comparaison des potentiels simulés et observés aux cotes 130 et 146 cm de l'expérimentation de remontées capillaires après lissage des données.

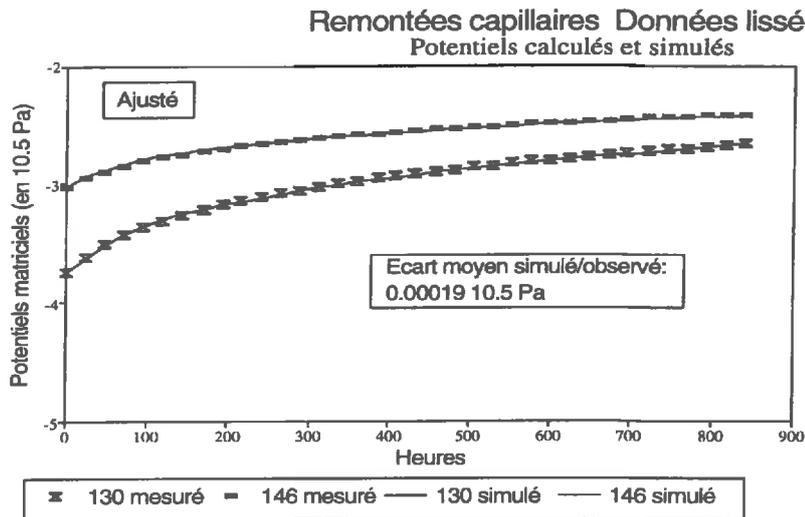
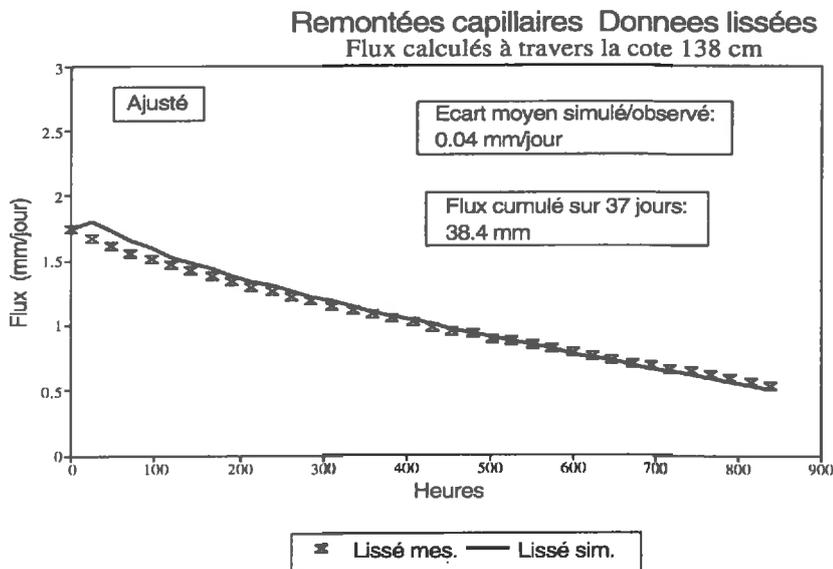


Figure III,39 : Comparaison des remontées capillaires calculées empiriquement et simulées à travers la cote 138 cm de l'expérimentation de remontées capillaires après lissage des données.



On peut constater la qualité de l'ajustement. On retient donc l'idée que le modèle simule parfaitement la dynamique des échanges d'eau, pour cette gamme d'humidité volumique et pour cette expérimentation du moins.

(3) Unification de la formulation de la conductivité hydraulique.

Deux expérimentations différentes ont conduit, par la même méthode, à proposer une formulation de la conductivité suivant un modèle log-polynomial de puissance 4, dont la valeur à saturation ($\theta=0.75$) est forcée à : $K_s(0.75) = 0.1$ m/heure.

Les paramètres finalement retenus sont:

	Remontées capillaires	Drainage interne
a_0	-5.584	-7.771
a_1	-4.212	23.482
a_2	35.494	-48.359
a_3	-16.401	79.436
a_4	-10.438	-47.885

Ces deux formulations ont été calées alors que l'on travaillait sur des gammes d'humidité différentes: 0.38 à 0.43 pour l'expérimentation "Remontées capillaires", 0.44 à 0.58 pour l'expérimentation "Drainage interne".

On se propose de raccorder les deux fonctions, en ajustant une formulation unique de la conductivité, à partir des deux formulations antérieures. La nouvelle fonction sera ajustée de la manière suivante:

- Elle sera forcée à $K_s(0.75) = 0.1$ m/heure.
- On discrétisera la première courbe en 100 points sur la gamme d'humidités 0.38 - 0.43, et la seconde courbe en 100 points sur la gamme 0.43 - 0.58.
- On ajustera par la méthode des moindres carrés une fonction log-polynomiale de degré quatre sur les deux cent points ainsi sélectionnés.

La fonction ainsi obtenue ajustera au plus près les points expérimentaux, tout en présentant l'avantage de la continuité sur l'ensemble de la gamme utile d'humidités.

On obtient finalement le jeu de paramètres suivant:

a_0	=	-5.528
a_1	=	-3.347
a_2	=	21.645
a_3	=	27.053
a_4	=	-45.985

Les deux figures III,40 et III,41 présentent le nouvel ajustement, appelé ajustement général, par rapport aux deux ajustements finalement retenus et aux points expérimentaux.

Figure III,40 : Comparaison des conductivités obtenues empiriquement, par l'expérimentation de drainage interne, par l'expérimentation de remontées capillaires, et par fusion des ajustements. Gamme restreinte d'humidités.

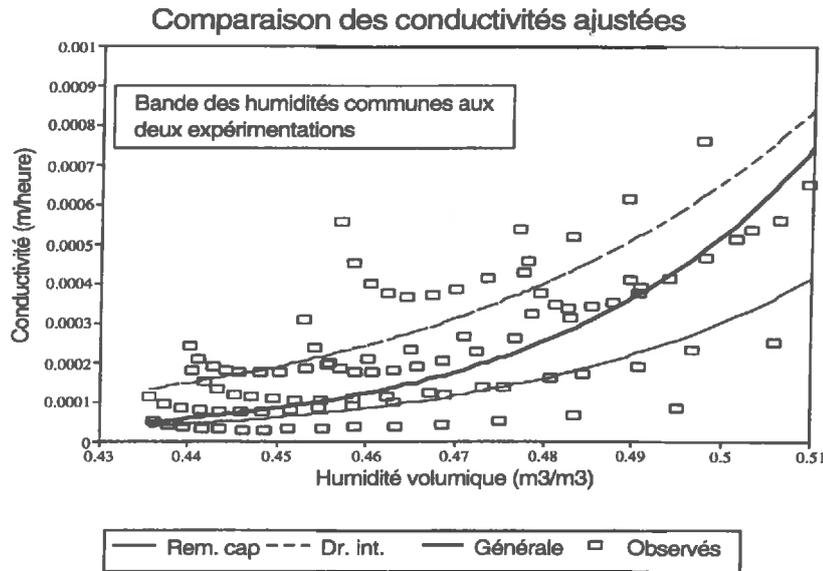
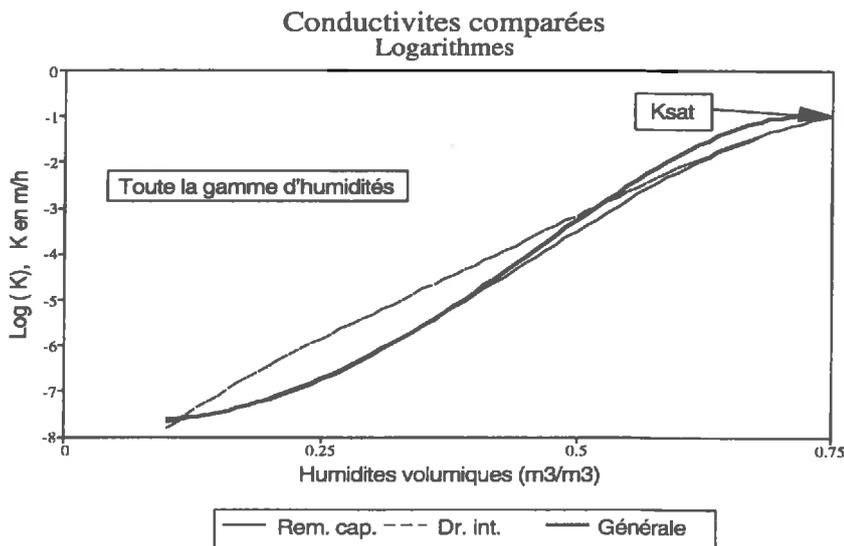


Figure III,41 : Comparaison des conductivités obtenues par l'expérimentation de drainage interne, par l'expérimentation de remontées capillaires, et par fusion des ajustements. Gamme étendue d'humidités, coordonnées logarithmiques.



Les valeurs présentées sont comparables, (valeurs moyennes et tendances) à celles obtenues expérimentalement par VACKSMANN (1987) à La Réunion sur les sites de Terre Rouge et de Trois Bassins, dans le domaine des fortes humidités ($1.7 < p_f < 2.3$). Pour des niveaux d'humidité plus faibles, ou pour la conductivité à saturation, Vacksmann ne présente pas de valeurs.

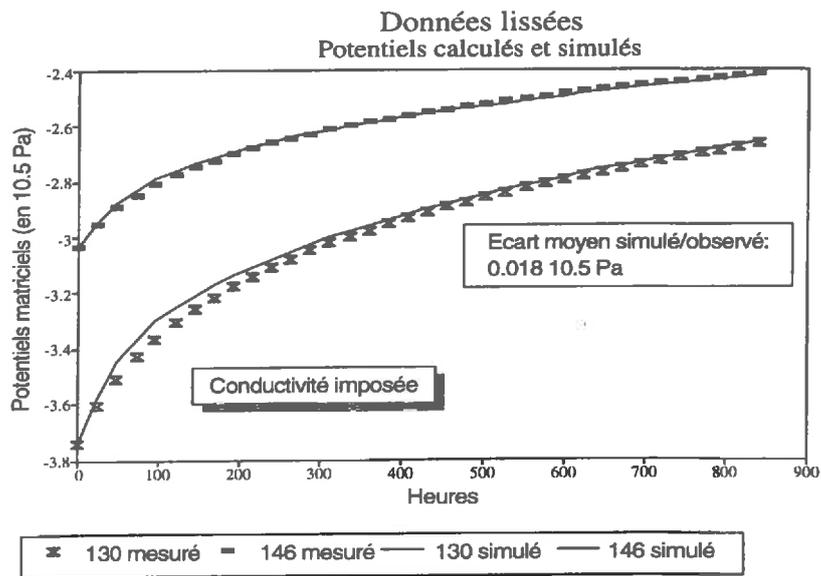
(a) Vérification générale.

On a repris cette formulation générale de la conductivité, que l'on a imposée au modèle de simulation pour décrire les deux expériences.

i) Remontées capillaires.

Les comparaisons valeurs simulées / valeurs mesurées-lissées sont présentées sur la figure III,42 pour les données brutes:

Figure III,42 : Comparaison des potentiels mesurés et simulés en utilisant la formule de conductivité hydraulique issue de l'ajustement général. Expérimentation de remontées capillaires.

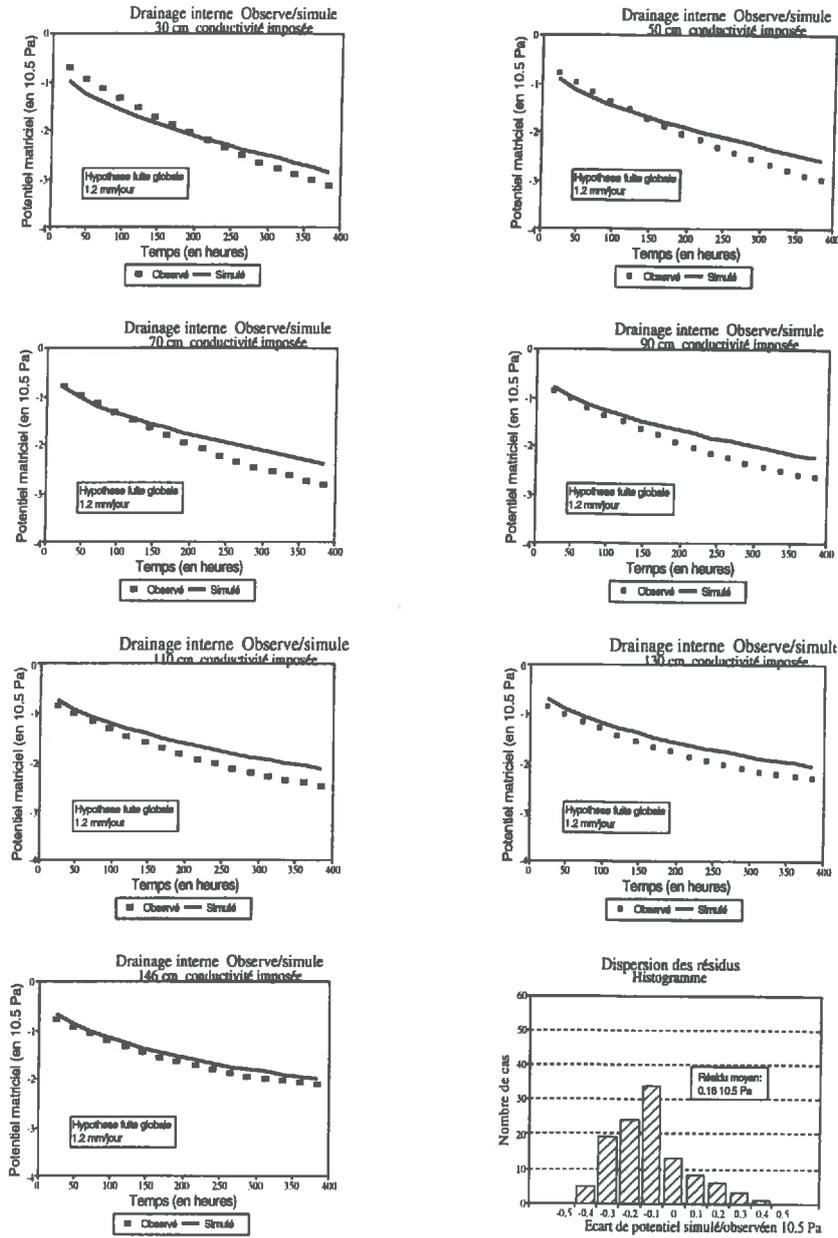


Les résultats sont presque aussi satisfaisants que lorsque l'on utilise les paramètres (a_i) directement issus de l'expérimentation.

ii) Drainage interne.

En imposant la conductivité générale, les comparaisons entre les résultats de la simulation et les potentiels mesurés donnent les résultats suivants, présentés sur la figure III,43:

Figure III,43 : Comparaison des potentiels mesurés et simulés en utilisant la formule de conductivité hydraulique issue de l'ajustement général. Expérimentation de drainage interne.



Ces résultats peuvent être considérés comme très satisfaisants.

(b) Synthèse.

Le résumé suivant rappelle les étapes suivies, et l'évolution des indicateurs de dispersion au cours de ces étapes:

Sur l'expérimentation de drainage interne:

Ecart moyen des potentiels observés/ajustés (en 10^5 Pa)

- Ajustement brut: 0.14
- Avec hypothèse de fuite de 1.5 mm/jour: 0.12
- Avec l'ajustement général: 0.16

Sur l'expérimentation de remontées capillaires:

Ecart moyen des potentiels observés/ajustés (en 10^5 Pa)

- Ajustement brut: 0.10
- Avec rectification de la cote du tensiomètre à 150 cm: 0.08
- Avec lissage initial des données brutes: 0.0002
- Avec l'ajustement général: 0.18

L'utilisation de la formule de l'ajustement général de la conductivité hydraulique augmente donc légèrement les écarts moyens entre valeurs observées et valeurs simulées, par rapport aux écarts obtenus indépendamment sur les ajustements locaux. Cependant, l'utilisation d'une formule unique présente le gros avantage de la simplicité et de la continuité dans une gamme très large d'humidités volumiques (0.38 à 0.75).

Pour des humidités plus faibles, on ne dispose pas de valeurs mesurées permettant d'extrapoler la fonction obtenue. On fait toutefois remarquer que:

- L'utilisation attendue du modèle est la simulation du bilan hydrique.
- Dans ce cadre, les quantités d'eau mises en circulation sous des humidités faibles, donc des conductivités hydrauliques faibles, sont de toute façon peu significatives.

Par continuité, mais avec les réserves précisées plus haut, on acceptera toutefois la formule de l'ajustement général de la conductivité hydraulique sur toute la gamme d'humidités.

C. Conclusion.

Les travaux qui viennent d'être présentés ont conduit à:

- une représentation physico-chimique du sol de la parcelle étudiée.
- Une caractérisation hydrodynamique précise sur la gamme d'humidité 38-75%

Les paramètres obtenus ont été obtenus à partir de considérations liées exclusivement à la physique du sol. Il n'est cependant pas inintéressant d'établir une correspondance entre ce paramétrage et des considérations d'ordre agronomique: si l'on s'intéresse aux flux, on constate que le flux d'eau apporté par remontées capillaires est de l'ordre de 2 mm/jour immédiatement après le bâchage. Il s'atténue évidemment rapidement pour arriver à 1mm/jour après 24 jours du fait de la chute du gradient consécutif à la redistribution de l'eau en absence de puits.

Si l'on suppose qu'un couvert végétal est installé sous ces conditions de gradient, et si ce couvert absorbe de l'eau de façon continue, on peut penser que le gradient se maintient et avec lui les remontées capillaires dans les ordres de grandeur proposés.

On peut alors tenter un bilan hydrique sommaire, dans lequel le sol fournirait à une culture établie::

- un apport d'eau par vidage progressif du stock disponible : 1mm/jour,
- un apport d'eau par remontées capillaires: 2mm/jour,

soit un total de 3mm/jour, soit la moitié de l'ETP.

Si ces hypothèses se vérifient dans les chapitres suivants, l'existence de parcelles cultivées dans ces conditions devient compréhensible.

Les bases sont maintenant posées pour modéliser le comportement de cette parcelle sous culture, ce qui sera développé dans le chapitre IV.

*IV. VALIDATION DU
MODELE MECANISTE.*

IV. VALIDATION DU MODELE MECANISTE.

Dans ce chapitre, on procèdera en quatre étapes:

- On testera la version initiale du modèle.
- On proposera et on testera des modifications écophysiologicals apportées au modèle de base.
- On calera l'ensemble des paramètres du modèle ainsi obtenu sur notre jeu de données maïs/sorgho.
- Enfin, on validera le nouveau modèle, avec ses modifications, sur le jeu de données obtenues sur gazon.

A. Test de la version initiale du modèle.

1. Paramétrage initial.

a) Caractéristiques hydrodynamiques du sol.

On retiendra la caractérisation issue du chapitre précédent. On a donc un sol à un seul horizon, dont la relation potentiel matriciel / humidité volumique est donnée par l'équation III,12 , et la conductivité hydraulique par l'équation III,17 .

b) Caractéristiques des plantes.

(1) Les racines.

Les figures IV,1 et IV,2 présentent les jeux de paramètres retenus pour le maïs et le sorgho, et les abaques décrivant l'évolution dans le temps et en profondeur de la densité racinaire:

Figure IV,1 : Ajustement de la fonction de densité racinaire pour le maïs.

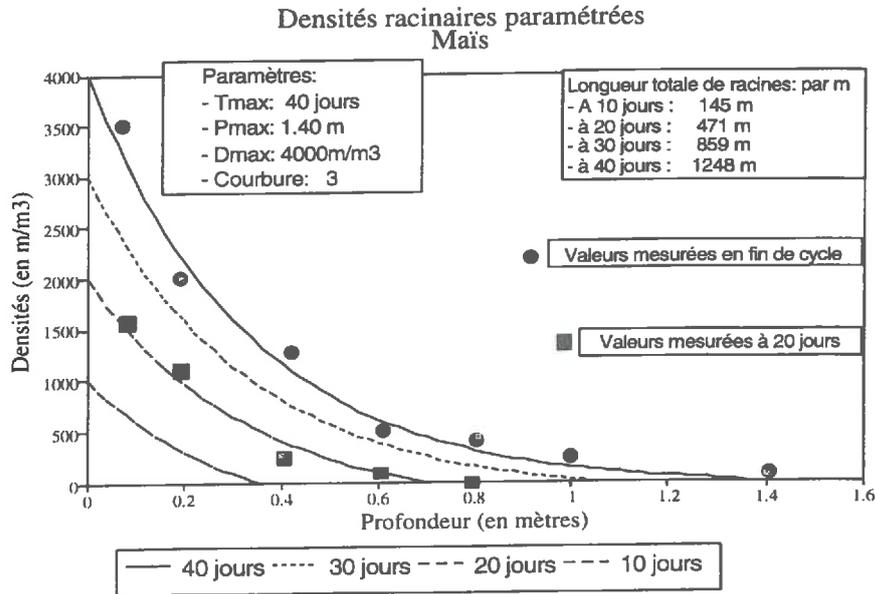
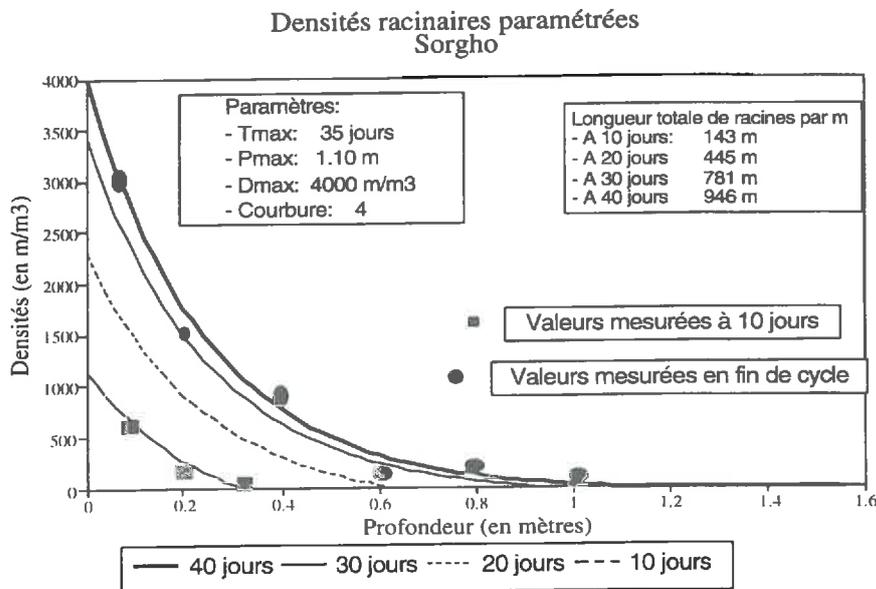


Figure IV,2 : Ajustement de la fonction de densité racinaire pour le sorgho.

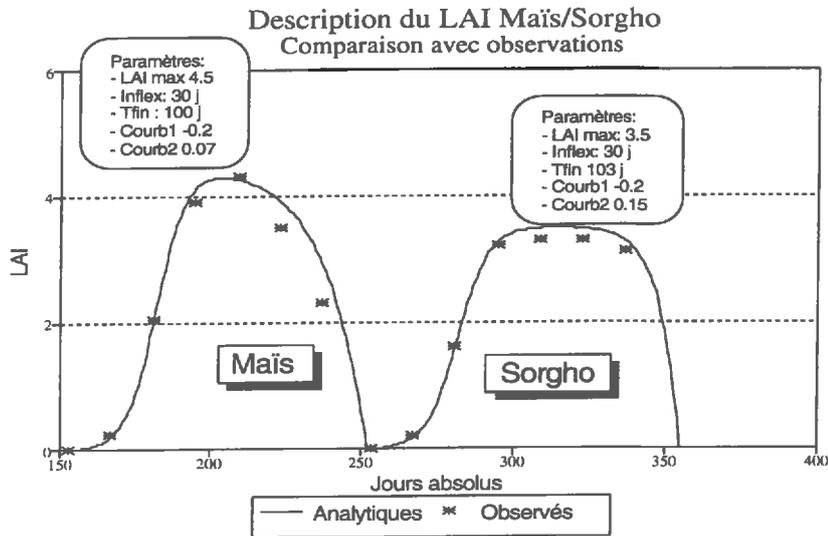


Ces fonctions représentent correctement les profils de densité observés.

(2) Indice foliaire.

La figure IV,3 représente les valeurs mesurées, les courbes d'évolution potentielle, ainsi que le jeu de paramètres associés à la fonction décrite en (IV,A,1,b,(2)).

Figure IV,3 : Ajustement de la fonction décrivant l'évolution dans le temps du LAI du maïs et du sorgho, en comparaison avec les valeurs observées.



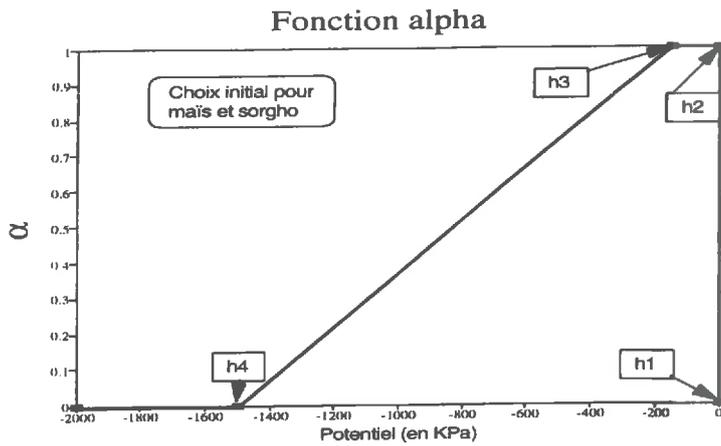
(3) La fonction puits racinaire.

Dans un premier temps, on retiendra le jeu de paramètres suivant, couramment admis par la littérature (RITJEMA 1965, DOORENBOS et PRUITT 1977, COOK et DENT, 1990):

si	$\psi < -1500 \text{ KPa}$	$\alpha = 0$	
si	$-1500 \text{ KPa} < \psi < -200 \text{ KPa}$	$\alpha = (-150 \cdot 10^3 - \psi) / (-150 \cdot 10^3 + 20 \cdot 10^3)$	(IV,1)
si	$\psi > -200 \text{ KPa}$	$\alpha = 1$	

La fonction $\alpha(\psi)$ correspondant à ce jeu de paramètres est représentée sur la figure IV,4 et sera soumise à réflexion et calage dans la suite du travail.

Figure IV,4 : Paramétrage initial de la fonction alpha décrivant les conditions d'absorption racinaire.



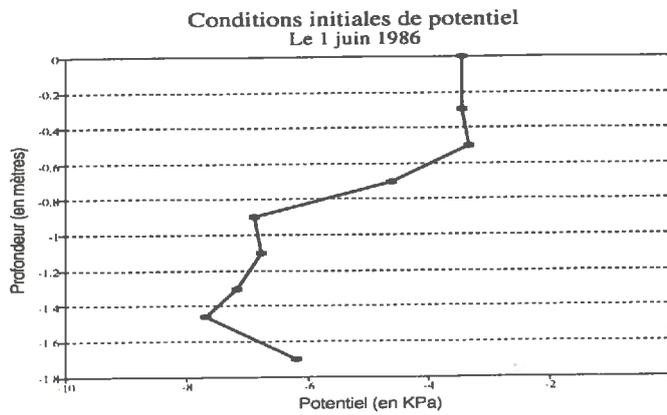
c) Climat.

On a présenté dans le chapitre précédent les caractéristiques des fichiers pluviométriques et d'ETP retenues.

d) Conditions initiales.

Ces conditions sont exprimées en termes de potentiels mesurés sur tout le profil le jour du début de simulation, soit le 1/06/1986, et décrites par la figure IV,5 :

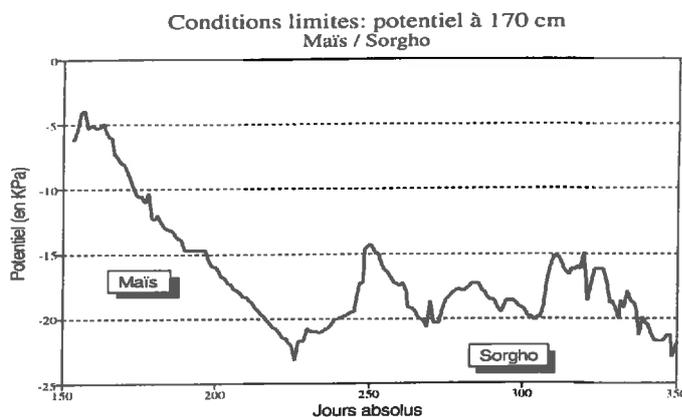
Figure IV,5 : Profil de potentiel observé au démarrage de la simulation.



e) Conditions aux limites.

La limite inférieure correspond à la cote du dernier tensiomètre installé, soit 170 cm. On impose à la simulation le potentiel mesuré à cette cote, présenté sur la figure IV,6.

Figure IV,6 : Evolution du potentiel observé tout au long de la simulation.



A l'interface sol-atmosphère, la condition imposée correspond à la pluviométrie et au flux évaporatif. On se reportera au chapitre II pour le traitement de ces conditions.

f) Options de calcul.

Le modèle est programmé en FORTRAN 77. Les calculs sont faits sur une station de travail SUN SPARC2. Après modifications et adaptations du modèle original (chapitre II), les calculs initiaux sont effectués en *simple précision* (précision sur les réels de l'ordre de 10^{-7}).

Par ailleurs, le critère de convergence de résolution des systèmes d'équations non linéaires est initialement fixé à 10^{-3} .

2. Simulation initiale.

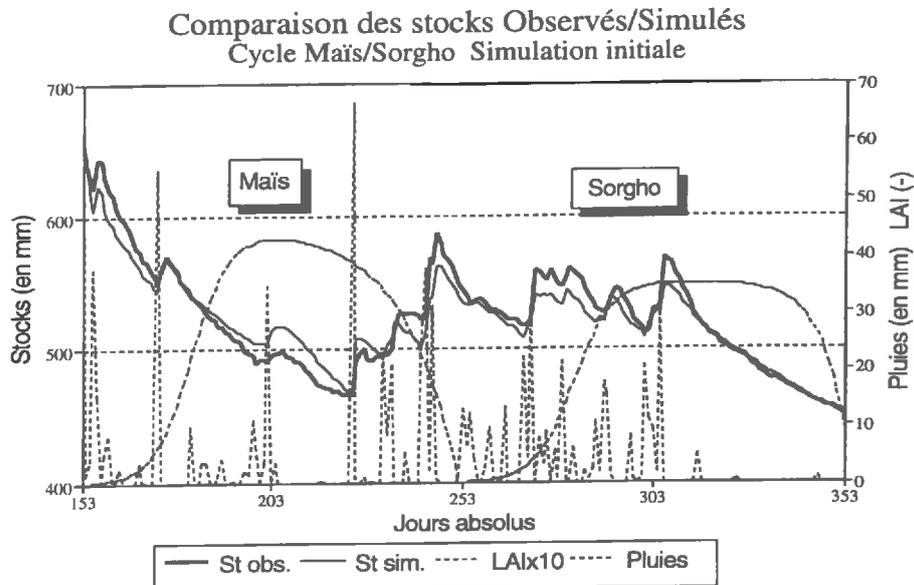
Le jeu de paramètres précédemment décrit permet d'effectuer la première simulation. On en présente ici les résultats, comparés aux valeurs mesurées.

a) Comparaison des stocks hydriques.

La figure IV,7 présente l'évolution au cours du temps du stock d'eau compris entre les cotes 30 et 150 cm, calculé par intégration des profils d'humidité mesurés à la sonde à neutrons (observés) et simulés par le modèle.

On a éliminé l'horizon de surface (0-30 cm) du fait que l'on n'avait pas de données observées dans cet horizon, et on a éliminé l'horizon inférieur du fait que le potentiel, et donc l'humidité sont imposés à la cote 170 cm (condition limite).

Figure IV,7 : Comparation initiale des stocks observés et simulés au cours des deux cycles de culture de l'expérimentation.



La simulation restitue bien la forme générale de la courbe observée, avec ses dépressions (périodes de sécheresse) et ses pics (précipitations). On observe des différences sensibles, mais aucune incohérence majeure.

Quatre points attirent toutefois l'attention:

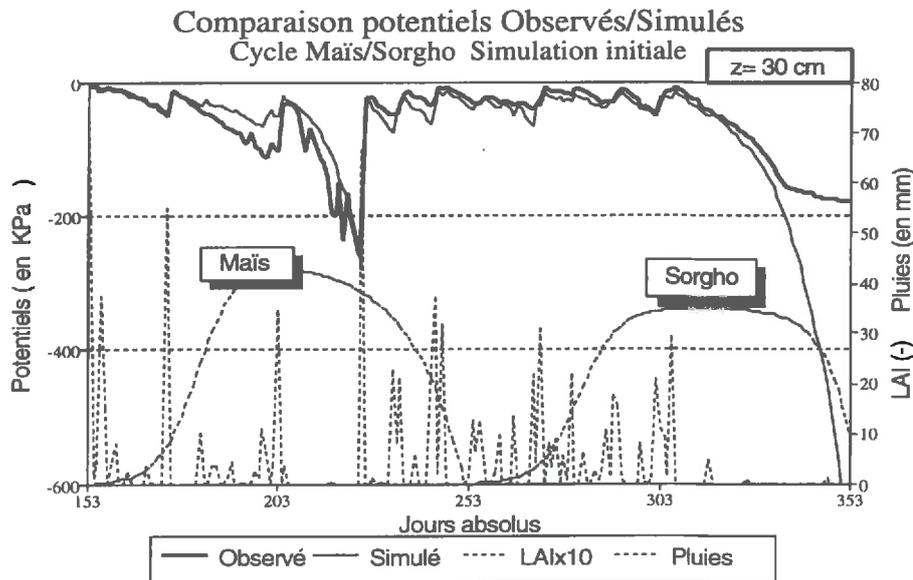
- Au démarrage, le stock calculé par la simulation décroît nettement plus rapidement que le stock mesuré. Ce décalage s'amenuise, et, au bout de vingt-cinq jours, la courbe du stock simulé rejoint celle du stock observé. Cette période est caractérisée par un drainage important, consécutif à de très fortes pluies (plus de 300 mm entre le jour 153 et le jour 158). Tout se passe donc comme si la simulation "drainait plus vite" que la réalité en conditions proches de la saturation. On discutera plus loin l'opportunité de remettre en question le calage de la conductivité réalisé dans la première partie.
- A partir du jour 175 et jusqu'au jour 224, le stock simulé surestime le stock réel: on est sorti de la période de drainage, pour entrer dans une période de sécheresse, et tout se passe comme si le modèle estimait mal la transpiration réelle, la sous-estimant pendant un temps, et la surestimant en fin de sécheresse. Ce décalage peut provenir soit d'une mauvaise estimation de la demande climatique, soit d'une mauvaise restitution par le modèle de la réaction de la plante à un stress hydrique.

- Enfin, à partir du jour 224 (forte pluie sur un sol sec, suivie d'une période pluvieuse couvrant la fin du cycle du maïs et l'essentiel du cycle du sorgho), le stock simulé est nettement inférieur au stock observé. Le décalage et ses variations laissent penser que celui-ci provient, comme précédemment, d'une mauvaise estimation de la demande climatique, et/ou d'une mauvaise prise en compte du stress hydrique, mais aussi d'une mauvaise prise en compte des caractéristiques hydrodynamiques de l'horizon de surface: on y reviendra en VII,D.
- Pendant tout le cycle du sorgho, la courbe des stocks simulés sous-estime sensiblement celle des observés. On se gardera pourtant de proposer des interprétations, du fait que la situation initiale de la simulation du sorgho provient de la situation en fin de culture du maïs, sur laquelle on a déjà relevé d'importantes discordances.
- Pour terminer, en fin de cycle, la courbe des stocks simulés et celle des observés s'accordent presque parfaitement.

b) Comparaison des potentiels.

On a représenté sur les figures IV,8 et IV,9 la comparaison dans le temps des potentiels mesurés et observés, aux cotes 30 et 110 cm de profondeur.

Figure IV,8 : Evolution du potentiel observé tout au long de la simulation à la cote 30 cm.



A la cote 30 cm, on remarque :

- En général, un très bon parallélisme des évolutions, à l'exception de la fin de cycle du sorgho (jour 331), à partir duquel la courbe des potentiels observés s'écarte nettement; rappelons que, dans cette gamme de valeurs, ce ne sont pas les potentiels qui ont été mesurés (tensiomètres décrochés) mais les humidités, les potentiels ayant été recalculés en inversant l'ajustement selon le modèle de VAN GENUCHTEN, celui-ci étant par ailleurs défini par extrapolation dans cette gamme (pas de potentiels mesurés).
- Des phénomènes d'hystérésis, non quantifiables dans cette gamme sont probables.
- De plus, comme le montre le tableau (IV,1), 1% d'humidité amène une variation de l'ordre de 30% sur le potentiel dans cette gamme d'humidités.

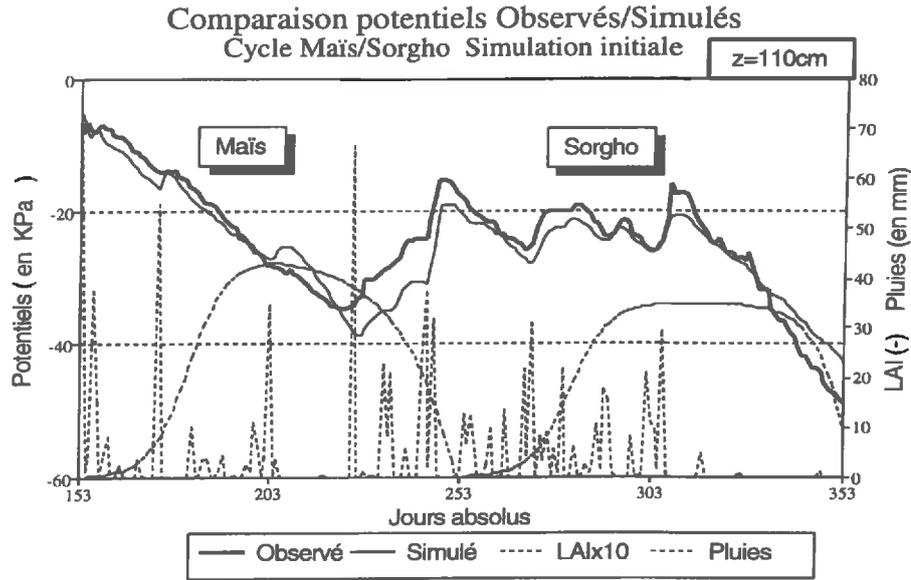
Tableau IV,1: Teneur en eau pour deux potentiels, selon la relation succion humidité ajustée au chapitre III:

Potentiel (en KPa)	Humidité (en m ³ /m ³)
-300	0.210
-400	0.201

Dans de telles conditions, les erreurs faites dans la mesure de l'humidité ont des effets très importants sur les potentiels mesurés.

- Enfin, la sous-estimation des potentiels en surface, et leur sur-estimation en profondeur (figure IV,9) permettent d'envisager que le modèle simule mal les prélèvements d'eau par les racines. Cette hypothèse sera rediscutée en fin de chapitre.
- Dans le détail, conformément aux observations faites sur les stocks, on constate pendant les mêmes périodes une sur-estimation, puis une sous-estimation des potentiels par le modèle.

Figure IV,9 : Evolution du potentiel observé tout au long de la simulation à la cote 110 cm.



A la cote 110 cm, les potentiels simulés suivent bien les potentiels observés. Le sens des écarts n'est toutefois pas le même tout au long du cycle, par rapport à la cote 30 cm. Ainsi, en fin de cycle, la simulation sur-estime nettement le potentiel par rapport aux observations.

La comparaison entre données observées directement et données simulées s'arrête là, car le dispositif expérimental ne permettait pas de mesurer les flux.

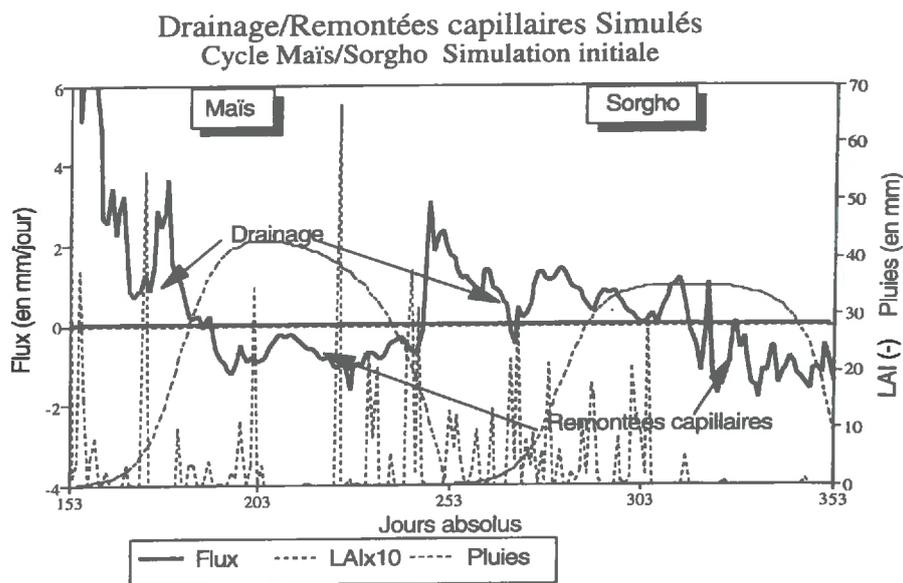
On s'attache maintenant à commenter la cohérence des résultats donnés par le modèle quant aux flux calculés, en surface et en profondeur:

c) Les flux.

(1) Les flux profonds.

La figure IV,10 montre l'évolution simulée des flux profonds. On distingue quatre périodes pendant lesquelles alternent drainage et remontées capillaires.

Figure IV,10 : Evolution des flux profonds simulés à la cote 170 cm.

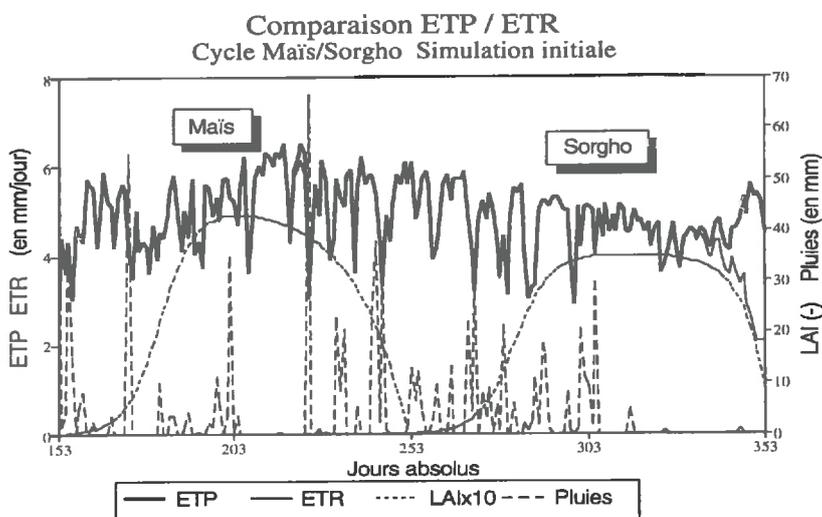


On notera l'ordre de grandeur (de un à deux millimètres par jour en fin de cycle de sorgho) des remontées capillaires, tout à fait significatives, susceptibles donc d'apporter une importante contribution à l'alimentation hydrique de la culture.

(2) L'Evapotranspiration réelle (ETR).

On obtient l'évapotranspiration en sommant la transpiration et l'évaporation, que l'on compare à l'ETP sur la figure IV,11 .

Figure IV,11 : Evolution de l'Evapotranspiration réelle simulée et comparaison avec l'ETP.



La comparaison des deux courbes montre une égalité parfaite entre l'ETP et l'ETR, sauf à la fin du cycle du sorgho pendant laquelle l'ETR est inférieure à l'ETP. Ainsi, même pendant la forte période sèche (du jour 201 au jour 223), le modèle ne met pas en évidence de stress hydrique sur la transpiration.

A l'évidence, la simulation est irréaliste, car on a observé de forts indices visuels de stress (sénescence anticipée des feuilles supérieures, recroquevillement et enroulement des feuilles inférieures, feuilles coupantes, cassantes, etc.) et de plus, le rendement finalement obtenu (25 qx/ha) a été très éloigné du rendement potentiel, de l'ordre de 75 qx/ha.

Le modèle ne rend donc pas bien compte de la réalité dans cette période. Rapprochant ce commentaire de celui fait plus haut quant à la comparaison des stocks observés et simulés, dans lequel on voyait que le modèle surestimait le stock d'eau dans le sol à cette période, on conclut que le modèle sous-estime la demande climatique s'exerçant sur le couvert.

3. Conclusion.

Ces premières simulations sont tout à fait encourageantes; elles mettent néanmoins en évidence des discordances. Le modèle de base dispose à ce niveau d'une possibilité de réglage, par le biais des paramètres h_i de la fonction alpha d'extraction racinaire, des paramètres décrivant la forme de la croissance racinaire, et du potentiel limite à partir duquel le sol ne cesse d'évaporer conformément à la demande.

Cependant, l'analyse que l'on vient de faire des premières discordances (pendant la phase de drainage en début de cycle, pendant la phase de stress hydrique du maïs, au moment de la reprise des pluies sur sol très sec, et en période de sénescence du sorgho) laisse penser que celles-ci ne proviennent pas seulement d'un mauvais paramétrage, mais aussi de la non prise en compte par le modèle initial de phénomènes écophysologiques pourtant couramment admis dans la pratique de la modélisation.

On considère donc que, avant de procéder au calage des paramètres mentionnés plus haut, il est judicieux d'introduire de nouveaux modules prenant mieux en compte l'écophysologie des cultures.

Nous allons donc maintenant réfléchir, phase par phase, à l'origine des discordances, et apporter au modèle de nouveaux modules visant à mieux prendre en compte les réactions écophysologiques de la plante. Ce n'est qu'après avoir fait ces modifications que l'on procèdera au calage des paramètres.

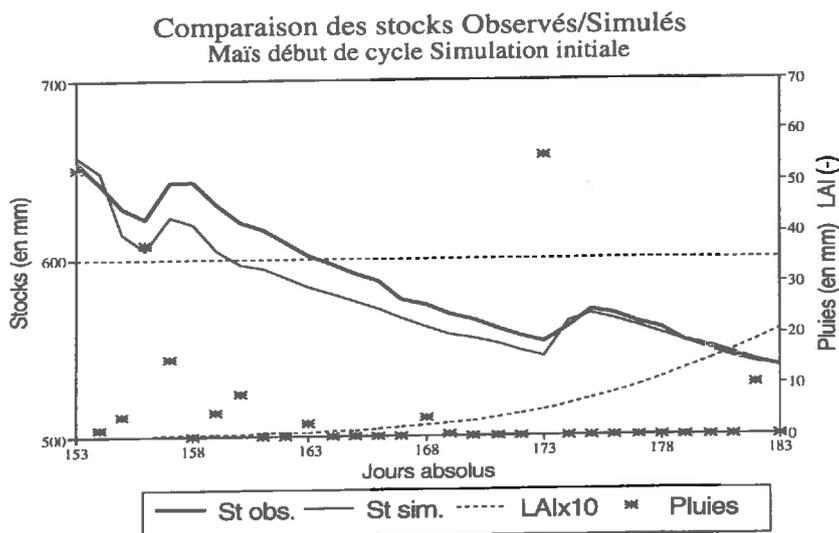
B. Introduction de modules nouveaux.

On analysera les discordances selon leur ordre chronologique d'apparition.

1. Phase de drainage initiale.

La figure IV,12 présente un agrandissement des comparaisons des stocks simulés/observés pendant les vingt premiers jours de la simulation:

Figure IV,12 : Comparaison des stocks observés et simulés en début de cycle.



On observe un décalage maximum de 35 mm (jour 157), qui va en s'amenuisant jusqu'au jour 174. La simulation ne prend pas bien en compte la vitesse de ressuyage du sol pendant cette période. On ne peut en effet mettre en cause les processus relatifs à la transpiration (très faibles, la culture commence à peine à germer), ni évaporatifs (les discordances sont d'un ordre de grandeur bien supérieur à l'évaporation potentielle cumulée pendant les cinq premiers jours, pendant lesquels se creuse l'écart entre simulation et mesure).

On émet les hypothèses suivantes pour expliquer ces discordances:

(1) Méconnaissance de l'horizon de surface.

Nous ne disposons pas de données mesurées directement sur l'horizon de surface. Par continuité, on a assumé que les caractéristiques au dessous de 30 cm se prolongeaient jusqu'à la surface, mais en fait, on ne dispose pas d'éléments pour le justifier. Tout au contraire, on a de bonnes raisons de penser que cet horizon, fortement organique, mais aussi aux caractéristiques 'andosols' fortement altérées par l'alternance humidification/déssèchement retient moins d'eau que les horizons inférieurs. La comparaison simulés/observés du premier horizon (voir graphique), qui montre ce décalage, va dans le sens de cette hypothèse. (Si l'horizon de surface retient moins d'eau que ce que simule le modèle, on en retrouvera plus dans les horizons inférieurs, et le stock observé sera plus important)

(2) Mauvaise estimation de la conductivité hydraulique au voisinage de la saturation.

La conductivité hydraulique en conditions très humides a été calculée par interpolation non linéaire entre:

- Une valeur mesurée ($K_{sat} = K(0.75) = 0.1$ m/h)
- Une formule log-polynomiale calée par modèle sur une gamme d'humidité allant de 0.43 à 0.58. (équation III,17)

Il est tout à fait envisageable que le protocole d'interpolation n'ait pas permis de bien rendre compte de la conductivité dans la gamme d'humidités concernée par cette phase de drainage rapide.

(3) Erreur sur l'estimation des pluies.

Les pluies sont très importantes pendant les premiers jours analysés, et l'ont été aussi pendant la période précédente. Leur importance est quantifiée par un simple pluviomètre, distant de quelques dizaines de mètres du site expérimental. Une erreur de mesure sur de pareilles quantités, ou tout simplement une microhétérogénéité dans la répartition spatiale des pluies est parfaitement envisageable.

(4) Erreur sur la mesure du potentiel initial et du potentiel limite.

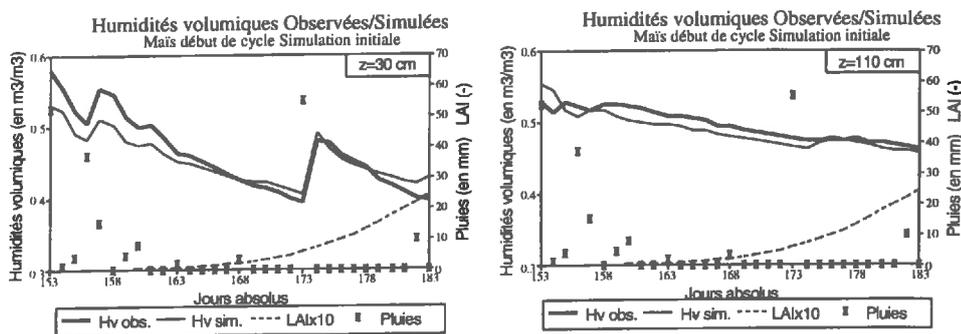
Les mesures de potentiel ont été réalisées à partir de tensiomètres à mercure, dont on estime l'erreur globale (erreur de lecture, erreur due à la présence de bulles d'air dans le circuit) à un demi à un centimètre de mercure, soit une pression de 10 cm d'eau, soit 1KPa. Les teneurs en eau étant, durant cette période, proches de la saturation, les conductivités hydrauliques sont très élevées, et une faible erreur sur les potentiels, répercutant une forte erreur sur les conductivités hydrauliques, se traduit par une forte erreur d'estimation des flux. On représente dans le tableau (IV,2) les effets d'une variation de 0.1 KPa dans l'estimation de la conductivité (qu'elle provienne d'une erreur de lecture ou d'une mauvaise estimation de la relation succion humidité), et sa répercussion sur l'estimation des flux:.

Tableau IV.2: Effet d'une variation de 0.1 KPa sur l'humidité volumique et la conductivité hydraulique dans la gamme des fortes humidités.

Potentiel (en KPa)	Humidité (en m ³ /m ³)	Conductivité (en cm/h)
-0.3	0.59	1.05
-0.4	0.56	0.54

La figure IV,13 , montrant l'évolution des teneurs en eau aux cotes 30 et 130 cm permettent d'envisager de façon plausible l'une ou l'autre de ces hypothèses d'erreur:

Figure IV,13 : Comparaison des humidités volumiques observées et simulées en début de cycle, aux cotes 30 et 110 cm.

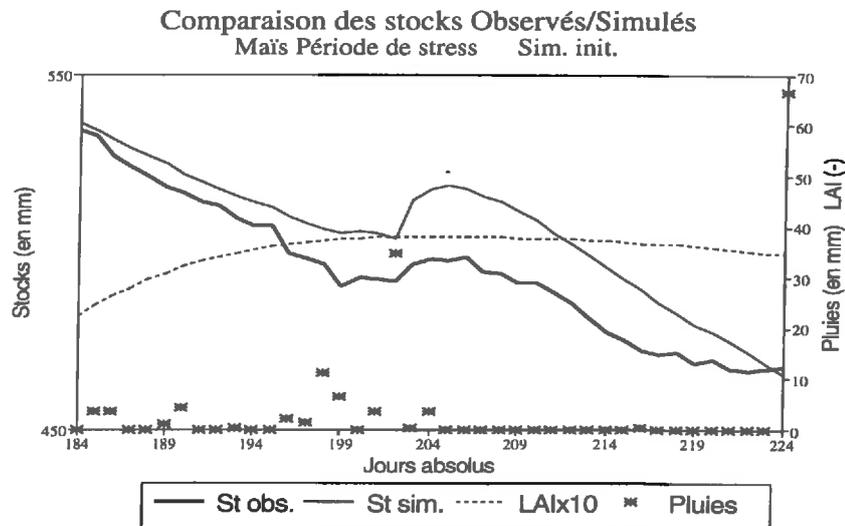


On est dans l'impossibilité de trancher sur l'origine des discordances, qui n'auront de toute façon pas d'effet sur la quantité d'eau finalement stockée et disponible pour les cultures, puisqu'au jour 174, le stock simulé aura rejoint le stock observé. On acceptera donc ce biais initial, et on ne modifiera pas les caractéristiques hydrodynamiques issues de la première partie.

2. Le stress hydrique.

La figure IV,14 montre le décalage entre valeurs observées et simulées lors de la période de forte croissance (montée du LAI), puis lors de la période de stress.

Figure IV,14 : Comparaison des stocks observés et simulés pendant la période de stress du maïs.



Le stock simulé démarre sensiblement au même niveau que le stock observé, mais il décroît nettement moins vite, ce qui montre que le modèle tendrait à sous-estimer nettement l'évapotranspiration pendant cette période.

Le modèle de base est conçu sur la base d'une demande climatique globale égale à l'ETP. Or, le concept d'ETP se réfère à un gazon. Mais lorsque la demande s'exerce sur un couvert plus complexe et plus développé, la demande climatique est plus forte. (DOOREMBOS 1979).

Beaucoup de modèles sont disponibles dans la littérature pour proposer une formulation plus élaborée de la demande transpirative s'exerçant sur un couvert. Parmi ceux-ci, celui proposé par BRISSON (1992) nous a paru homogène par rapport à la logique générale de notre modèle et le jeu de données dont nous disposons.

On en présente ici les grandes lignes:

a) Coefficient cultural.

(1) Module principal.

Le schéma de base du modèle reste le même: on part d'une demande globale (ETP) que l'on partitionne en une demande potentielle sur la plante (PT) et sur le sol (PE) (équations II,9 et II,10).

On introduit un coefficient cultural (K), caractéristique de l'état du couvert:

- Soit $PT_0(t)$ la transpiration potentielle instantanée calculée par le modèle initial.
- Si le LAI est supérieur à cinq, on considère que la transpiration potentielle est affectée totalement par le coefficient:

$$\text{Si LAI} > 5 \quad PT_1(t) = K * PT_0(t) \quad (\text{IV},2)$$

- A l'opposé, si le LAI est inférieur à 1.5, ce coefficient ne s'applique pas.

$$\text{Si LAI} < 1.5 \quad PT_1(t) = PT_0(t) \quad (\text{IV},3)$$

- Entre les deux valeurs, le coefficient s'applique en proportion de l'excès de LAI par rapport à la valeur 1.5, soit:

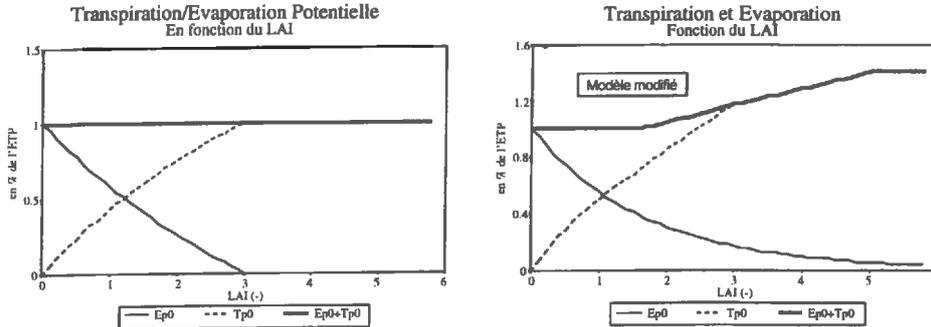
Si $1.5 < \text{LAI} < 5$, alors:

$$PT_1(t) = PT_0(t) * ((K-1) * \text{LAI} + 5 - K * 1.5) / 3.5 \quad (\text{IV},4)$$

NOTA: Dans les figures qui suivront, on affectera systématiquement de l'indice 0 les indicateurs se référant aux simulations du modèle d'origine, et des indices 1,2, etc. les indicateurs provenant du modèle modifié. Notons aussi que ces modifications sont cumulatives, au sens où une simulation indiquée 'i' cumulera les effets des modules 'i-1', 'i-2' etc.

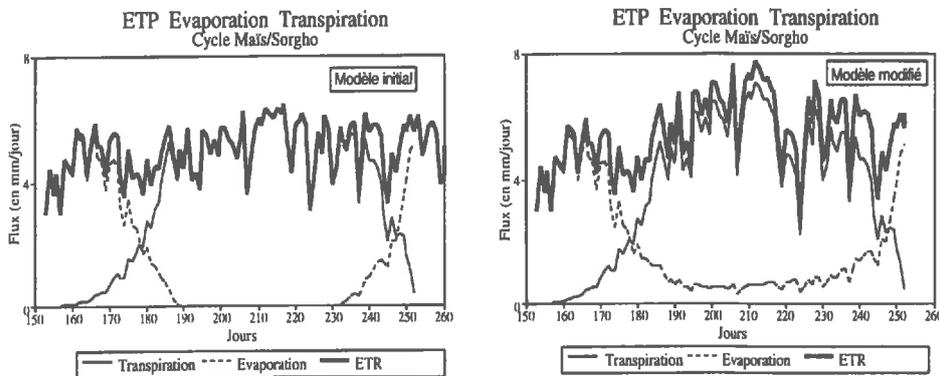
La figure IV,15 précise cette fonction, comparée à la fonction d'origine:

Figure IV,15 : Description graphique de l'évaporation et de la transpiration théorique simulées par les modèles de Lafolie et de Brisson.



On présente sur la figure IV,16 les courbes comparant ETP, évaporation potentielle et transpiration potentielle dans l'ancienne et dans la nouvelle version du modèle, sur le cycle de maïs, en choisissant pour le coefficient K la valeur plausible de 1.4, et des valeurs du coefficient d'extinction de 0.39 (NEUMAN et al, 1975) et 0.6 (VARLET-GRANCHIER et al, 1989)

Figure IV,16 : Description graphique de l'évaporation et de la transpiration réelle simulées par les modèles de Lafolie et de Brisson sur l'expérimentation Maïs.

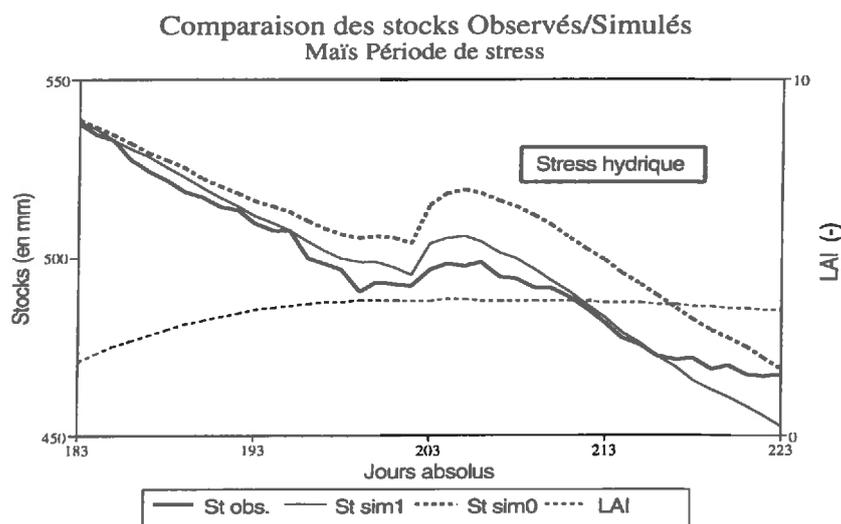


La comparaison des deux graphiques montre les effets directs de l'adoption de l'un ou de l'autre des sous-modèles:

- L'évaporation du sol ne s'annule jamais dans le second sous-modèle.
- La transpiration est nettement plus forte dans le second que dans le premier.
- Enfin, un stress hydrique apparaît dans le second sous-modèle (décrochement de la transpiration aux alentours du jour 220).

On représente sur la figure IV,17 l'effet de ce module sur la comparaison des stocks d'eau observés et simulés:

Figure IV,17 : Comparaison des stocks observés et des stocks simulés par le modèle original et par le modèle modifié (1) pendant la période de stress.



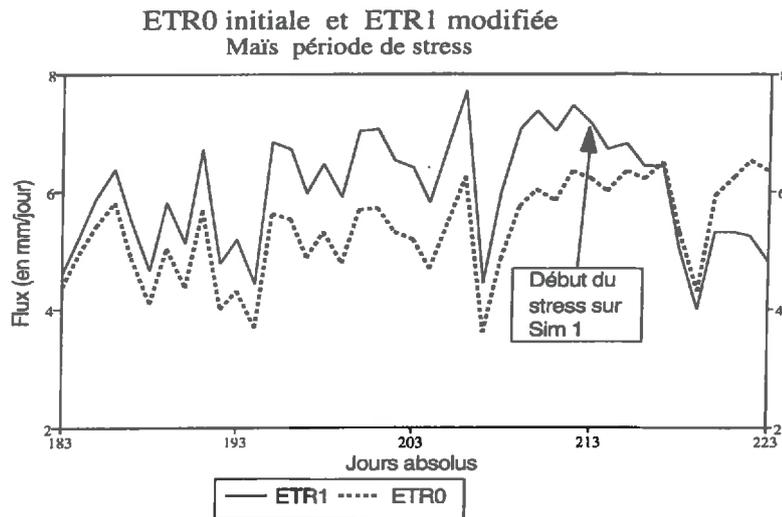
Le stock calculé par le nouveau modèle s'ajuste nettement mieux à la courbe des stocks observés durant la première partie de la courbe, mais par contre, pendant la période sèche qui suit, le stock calculé continue à décroître fortement, alors que le stock observé marque une tendance à la stabilisation, signe d'une baisse de l'évapotranspiration réelle.

On en déduit que:

- La modification apportée au sous-modèle de transpiration est satisfaisante hors période de stress.
- Par contre, bien que le modèle général commence à simuler un stress, l'intensité de celui-ci est moindre que ne l'indique l'évolution des stocks observés.

On illustre ceci par la figure IV,18 qui compare l'ETR de la simulation issue du modèle initial (dans les faits égale à l'ETP), l'ETR issue du modèle modifié, et la demande climatique globale telle que formulée dans le modèle modifié.

Figure IV,18 : Comparaison des évapotranspirations réelles simulées par le modèle original et par le modèle modifié (1) pendant la période de stress.



Les modifications vont toutefois dans le bon sens par rapport aux discordances observés/simulés, et on les retiendra pour la suite.

(2) Correction de la transpiration potentielle:

Lorsque l'évaporation du sol ne satisfait pas la demande potentielle, il y a échauffement de l'air environnant. Il y a donc augmentation locale de la demande climatique potentielle.

BRISSON (1989) propose une formulation empirique de ce transfert de demande, inspiré par DENMEAD (1970) sous la forme suivante:

$$PT(t) = PT_1(t) * (\beta + (1 - \beta) * RE(t) / PE(t)) \quad (IV,5)$$

où

- β est un coefficient fixé à 1.1 (-)
- RE(t) est l'évaporation réelle (mm/h)
- PE(t) est l'évaporation potentielle (mm/h)

Selon cette formulation, la "sur-demande" peut atteindre (dans le cas extrême où le sol n'évapore pas du tout) 0.1 fois la transpiration, ce qui n'est pas du tout négligeable. Par ailleurs, on estime que cette sur-demande ne s'exerce que pour des LAI inférieurs à 3.

Ce module n'ayant pour l'instant pas d'effet sur nos simulations, on ne présente pas ces effets. On l'incorpore toutefois au nouveau module de transpiration.

b) Sénescence foliaire.

On propose d'incorporer un module de sénescence inspiré du modèle CERES Maïs, et adapté à la formulation analytique que l'on a donné au LAI. Le calcul du LAI est affecté par le biais du paramètre définissant le LAI_{max} , de la manière suivante:

A chaque pas de temps, après résolution du système, on calcule un indice de stress durant le pas de temps, égal à la transpiration calculée sur la transpiration potentielle.

Au pas de temps suivant on "pénalise" le LAI_{max} proportionnellement à cet indice (ramené à une valeur journalière) et à un paramètre susceptible d'être calé (REDLAI)

- Au pas de temps t , pendant l'épisode dt ,

$$I_{stress} = TR(t)/TP(t) \quad (IV,6)$$

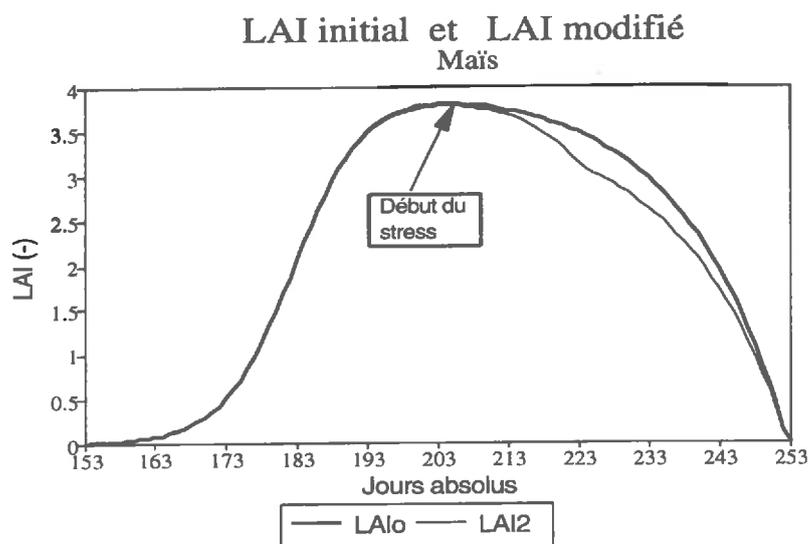
- Au pas de temps suivant,

$$LAI_{max}(t+dt) = LAI_{max}(t) * (1 - (1 - I_{stress}) * REDLAI) \quad (IV,7)$$

Dans un premier temps, en référence au modèle CERES Maïs, on choisira REDLAI égal à 0.05. (JONES et al., 1986).

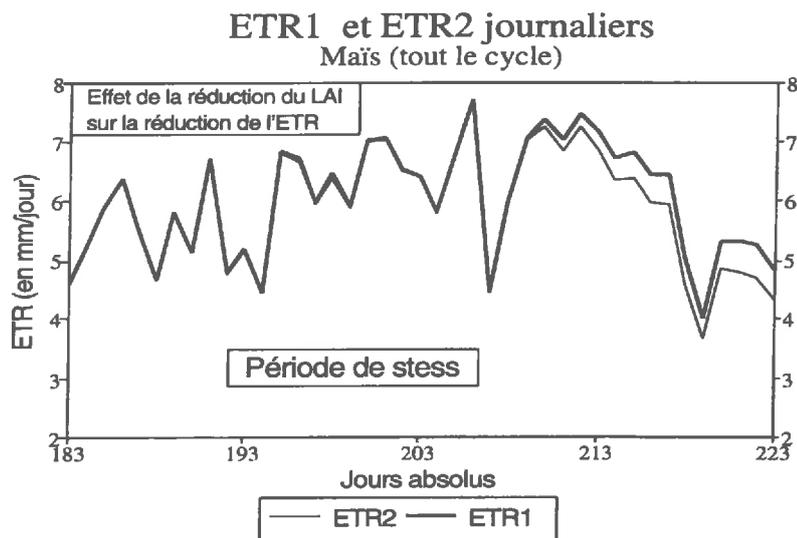
Les effets du stress sur l'indice foliaire sont cumulatifs sur tout le cycle, et donc la diminution de l'indice foliaire générée par le stress est irréversible. On représente sur la figure IV,19 l'effet de ce module sur le LAI, pour l'ensemble du cycle.

Figure IV,19 : Comparaison des indices foliaires simulés par le modèle original et par le modèle modifié (2) pendant tout le cycle du maïs.



En retour, la décroissance du LAI va jouer sur la transpiration potentielle, et sur la transpiration réelle du pas de temps suivant. On représente sur la figure IV,20 l'effet de cette fonction sur le LAI et sur la transpiration:

Figure IV,20 : Comparaison des évapotranspirations réelles simulées par le modèle modifié (1) et par le modèle modifié (2) pendant la période de stress du maïs.



On voit l'effet du module nouveau sur le LAI (décrochement de la courbe "réelle" par rapport à la courbe potentielle LAI_0 à partir du jour d'apparition du stress). On voit aussi, en comparant avec la figure IV,19 un effet sensible sur la transpiration, nettement affectée en retour par la réduction du LAI; Au jour 223, dernier jour de stress hydrique marqué, la transpiration n'est plus que de 3.5 mm/jour, contre 6 mm/jour dans le modèle de base, 4mm/jour dans le modèle de base corrigé du nouveau module de transpiration potentielle.

c) Sénescence racinaire.

L'effet d'un stress hydrique sur le développement du système racinaire, sa morphologie, et son efficacité, est complexe et il existe une certaine distance entre la manière dont les physiologistes décrivent ces effets (PICARD 1986, VARTANIAN 1981) et celle dont elle ils sont pris en compte en modélisation (JONES et al 1986). Conformément aux options prises par ces derniers dans le modèle CERES Maïs, on retiendra cependant l'idée qu'un stress hydrique affecte l'ensemble du système racinaire, sous forme d'une réduction de longueur à tous les niveaux du profil.

On en propose une modélisation comparable à celle proposée pour l'affectation du LAI par le stress.

- On récupère du module précédent un indicateur de stress cumulé, égal (au temps t) au rapport du niveau atteint par LAI_{max} sur le LAI_{max} initial:

$$\text{stresstra}(t) = LAI_{max}(t) / LAI_{max0} \quad (IV,8)$$

- On affecte alors la profondeur maximale potentielle atteinte par les racines au temps t, la densité maximale et le paramètre de courbure par ce coefficient, multiplié lui-même par un coefficient de calage (REDRAC).

Soit:

$$P_{\max}(t) = \text{REDRAC} * P_{\max}(t)_0 * \text{stresstra}(t) \quad (\text{IV},9)$$

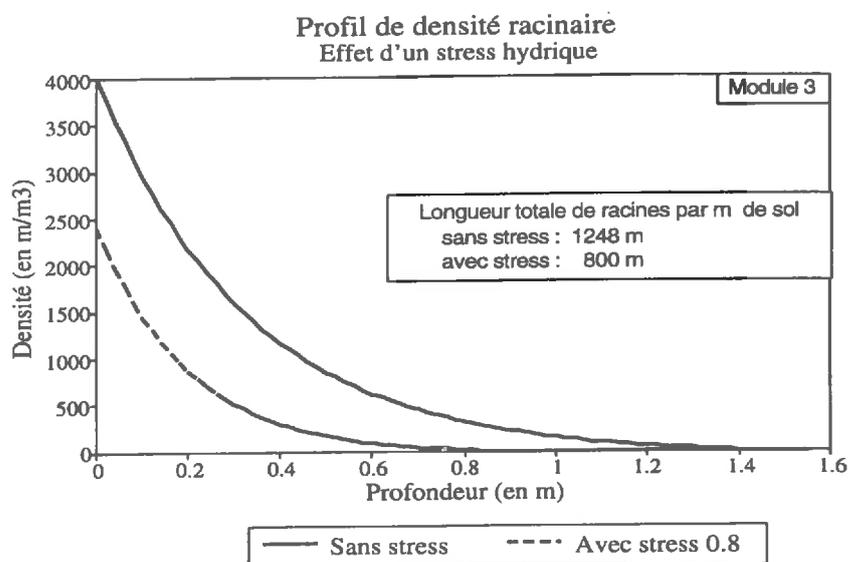
$$D_{\max}(t) = \text{REDRAC} * D_{\max}(t)_0 * \text{stresstra}(t) \quad (\text{IV},10)$$

$$\text{Courb} = \text{REDRAC} * \text{Courb}_0 / \text{stresstra}(t) \quad (\text{IV},11)$$

Au départ, on fixera le coefficient de réduction REDRAC à 1, acceptant par là même que la réduction du système racinaire dans son ensemble soit proportionnelle au stress cumulé. Cette valeur initiale donne, pour notre jeu de données, des ordres de grandeur d'affectation du système racinaire par le stress hydrique similaire à ceux du modèle CERES mais ou du modèle de BRISSON (1992).

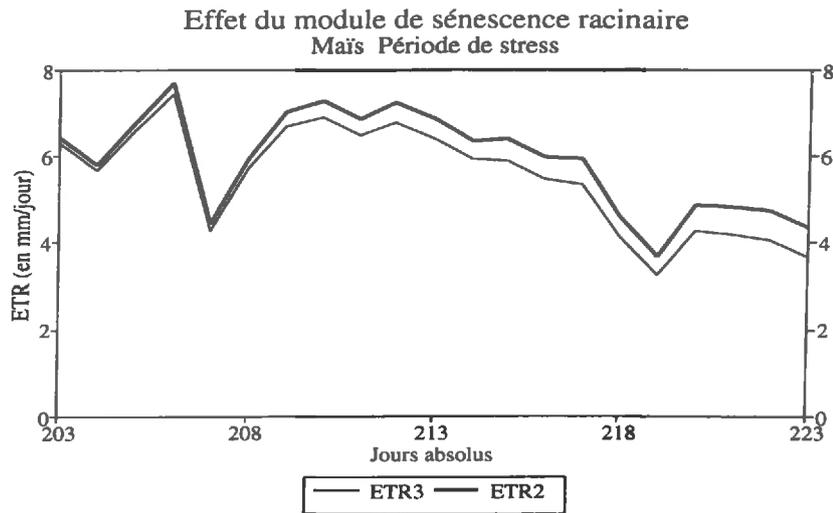
La réduction de la profondeur et la densité maximale se répercutera sur la forme, la densité, la profondeur et la longueur totale de l'ensemble du système racinaire. La figure IV,21 compare les profils de densité racinaire atteints par notre culture de maïs selon qu'on lui impose ou non un stress (pour la figure, $I_{\text{stress}} = 0.8$), au quarantième jour de son cycle:

Figure IV,21 : Effet d'un stress hydrique intervenant au terme de la croissance racinaire sur l'évolution du profil de densité racinaire.



L'effet du module de sénescence sur le profil, et sur la longueur totale de racines est donc sensible. On analyse maintenant son effet sur la simulation, en comparant les transpirations générées par l'ancien et le nouveau module, que l'on présente sur la figure IV,22:

Figure IV,22 : Effet du module de sénescence racinaire sur l'évapotranspiration simulée par le modèle (3) comparé au modèle (2).



La comparaison avec la figure IV,21 montre que l'effet de ce module est sensible. Bien évidemment, suivant les valeurs de paramétrage de la fonction, cet effet pourra être amplifié ou limité.

d) Affectation de la transpiration potentielle.

Après avoir subi un stress, et indépendamment de la réduction de l'indice foliaire déjà décrite, la plante ne recommence pas à fonctionner normalement, et donc à transpirer comme si rien ne s'était passé dès que l'eau redevient disponible dans le sol.

(1) Considérations préliminaires.

Le stress met en jeu un grand nombre de mécanismes:

(a) Biochimiques.

Lors d'un stress, il y a lyse des polysaccharides de structure et transformation en glucides solubles qui assurent une augmentation de la pression osmotique (osmorégulation) dans les cellules racinaires, pression qui permet l'obtention de potentiels très faibles assurant les transferts d'eau du sol vers la plante. Une revue récente de ces mécanismes est proposée par MORGAN(1984).

La repolymérisation des sucres solubles, et le retour à un potentiel racinaire normal n'est pas un phénomène instantané. Par ailleurs, CRUZ et al (1991), XU et al (1993) montrent sur sorgho que le stress hydrique génère des changements de structure dans l'appareil racinaire modifiant de façon partiellement irréversible la conductance hydraulique du système.

(b) Physiques.

La plante se comporte aussi comme un réservoir qui se contracte en libérant de l'eau, d'autant plus qu'elle n'en trouvera pas qui soit facilement extractible dans le sol. Après que l'eau soit redevenue disponible, le réservoir tend à se recharger, générant ainsi une absorption d'eau par les racines supérieure à la transpiration. (KATERJI et al, 1982 a,b,c)

Le système foliaire de la plante se recroqueville (SINGH,1989), les feuilles s'enroulent (SOBRADO 1987) sous l'effet du stress, créant par là même une modification dans son architecture, et donc dans l'interception du rayonnement.

(c) Physiologiques.

Les mécanismes de régulation de l'ouverture stomatique sont mal connus, mais on sait qu'y interviennent des phénomènes hormonaux complexes, dont les temps de réponse ne sont pas instantanés. (DAVIES et al, 1991)

(2) Proposition de modélisation du phénomène.

On ne dispose pas d'éléments permettant de modéliser séparément les différents phénomènes décrits, dont les effets s'appliquent sur l'absorption racinaire comme sur la transpiration et peuvent d'ailleurs être contradictoires;

Dans la modélisation générale qui nous occupe, on fait le choix de faire supporter de manière empirique à la transpiration potentielle l'ensemble du phénomène, irréversible et transitoire, à partir des simplifications suivantes:

- La sénescence des feuilles suite à un stress entraîne une baisse du LAI, du fait du dessèchement d'une partie de la surface foliaire. Seul le LAI "vert" continue à participer au fonctionnement de la plante (transpiration, respiration, photosynthèse).
- La surface desséchée (LAI "jaune") continue pourtant d'exister dans le processus, en ce sens qu'elle présente un obstacle physique à la pénétration du rayonnement et à son absorption par la surface encore verte.
- A moins de chute des feuilles sèches, ce phénomène est irréversible, et limite d'autant la demande transpirative sur les plantes.

On modélisera le phénomène en calculant séparément le LAI "vert" (issu du module de croissance du LAI, affecté de la fonction de stress déjà décrite) et le LAI "jaune" (différence entre LAI_{max} et LAI_{vert})

La demande transpirative sera égale à la demande transpirative potentielle que multiplier le rapport LAI_{vert}/LAI_{max} , soit:

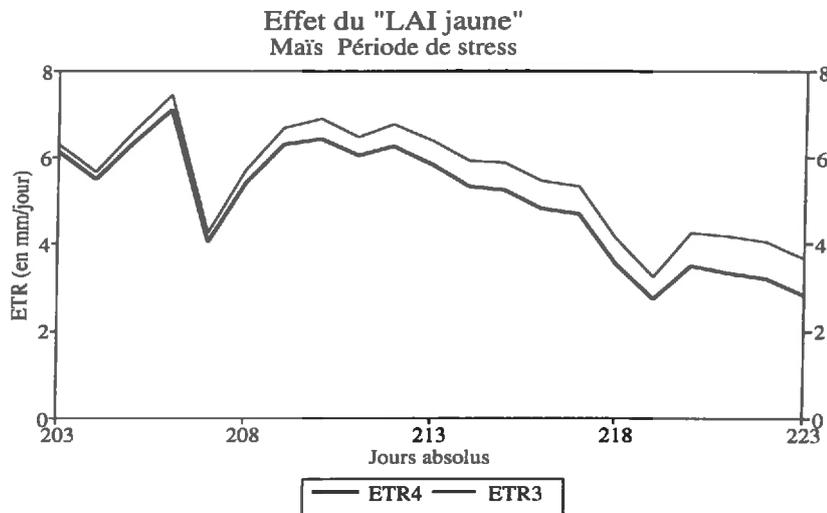
$$PT(t) = PT_3(t) * LAI_{vert} / LAI_{max} \quad (IV,12)$$

où

$PT_3(t)$ est la transpiration potentielle calculée par le modèle initial, affecté des nouveaux modules 1, 2 et 3.

On présente dans la figure IV,23 l'effet de cette mesure sur la transpiration simulée, puis sur le stock simulé (comparé avec le stock observé):

Figure IV,23 : Effet du module de pénalisation de la transpiration potentielle sur l'évapotranspiration simulée par le modèle (4) comparé au modèle (3).



La transpiration réelle continue à diminuer par rapport à la mesure précédente.

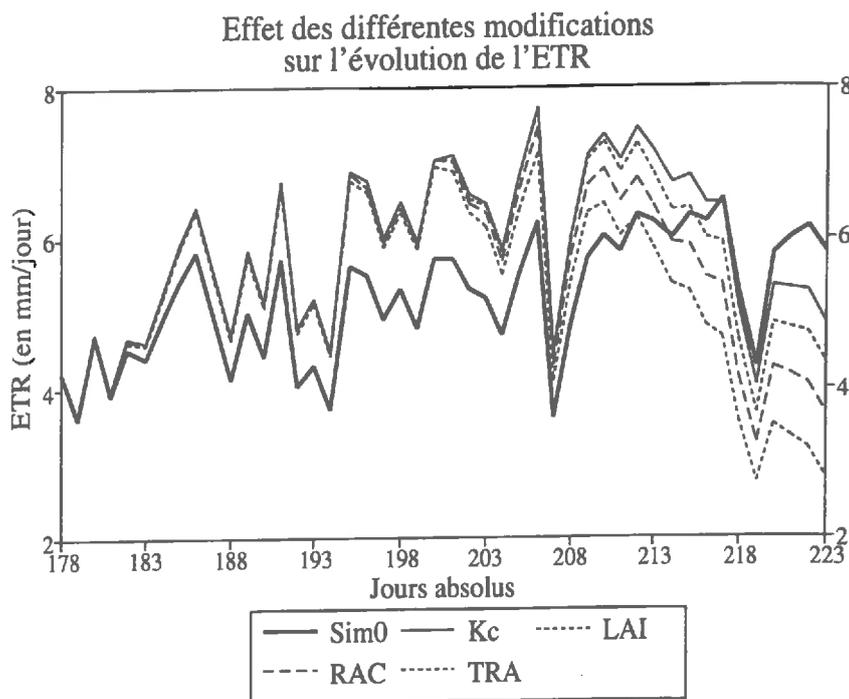
e) Synthèse.

On représente sur la figure IV,24 l'effet des quatre modules que nous venons d'ajouter sur l'évapotranspiration, comparée à la transpiration potentielle. L'effet de chaque nouveau module est additionné à ceux présentés antérieurement. On rappelle au préalable que les paramètres spécifiques à chaque module ont été fixés arbitrairement, et en ce sens, on s'intéressera plus aux tendances de comportement de chaque module qu'aux valeurs obtenues.

Pour ce graphique et pour les suivants, on appellera:

- Sim₀ la simulation initiale.
- Kc la simulation correspondant à l'introduction du module de coefficient cultural. (Module 1)
- LAI la simulation correspondant à l'addition du module de réduction du LAI. (Module 2)
- RAC celle correspondant à l'addition du module de stress racinaire. (Module 3)
- TRA la simulation cumulant toutes les options, dont la dernière correspondant à la réduction de la transpiration potentielle. (Module 4)

Figure IV,24 : Effet (présenté sous forme cumulée) de chacun des modules sur l'évapotranspiration simulée.

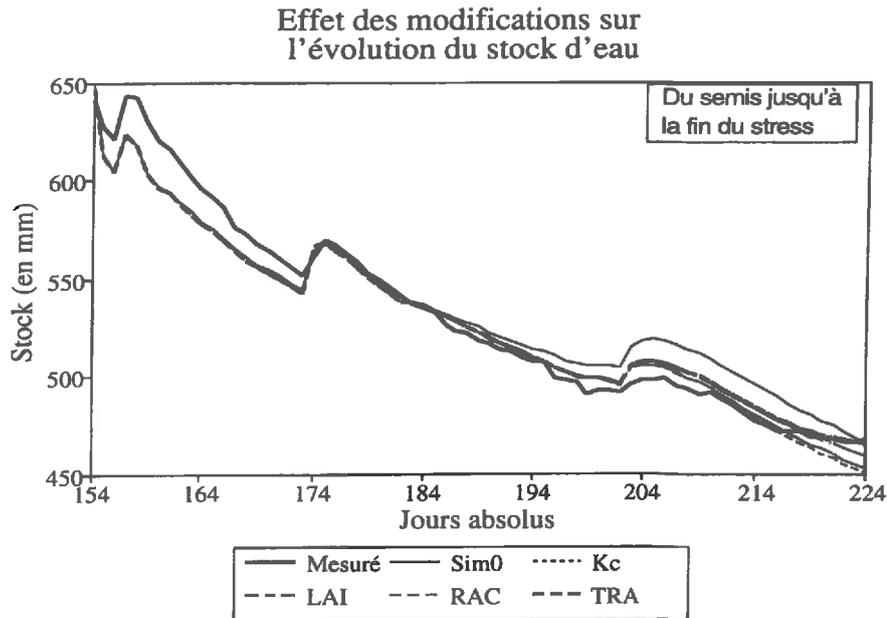


A l'échelle du graphique, on note:

- Que l'effet principal est celui du premier module (coefficient cultural), qui a pour effet d'augmenter considérablement l'ETR par rapport à la simulation initiale, du jour 182 au jour 206.
- A partir de cette date, les différents nouveaux modules entraînent un stress hydrique de plus en plus marqué au fur et à mesure que l'on ajoute les modules, alors que la simulation initiale ne marque pas de stress et propose une ETR qui dépasse à nouveau celle des autres simulations.

On représente sur la figure IV,25 la comparaison des évolutions des stocks simulés selon les différents modules additifs, que l'on compare aux stocks observés du semis au jour 224, soit 71 jours.

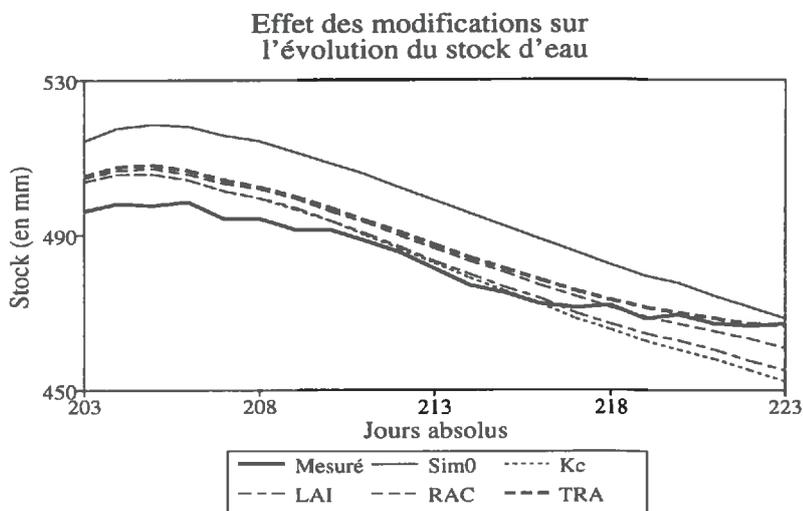
Figure IV,25 : Effet (présenté sous forme cumulée) de chacun des modules sur les stocks simulés, comparés aux stocks mesurés.



L'ensemble des simulations se confond en début de cycle, (du jour 154 au jour 186) et présente le même décalage par rapport aux observations, qui s'amenuise jusqu'à devenir nul au jour 175. On a expliqué plus haut le phénomène.

A partir du jour 186, les courbes commencent à s'individualiser. Cette différenciation correspond à la prise en compte inégale suivant les différents modules, du phénomène de stress. On en présente un grossissement dans la figure IV,26 .

Figure IV,26 : Effet (présenté sous forme cumulée) de chacun des modules sur les stocks simulés, comparés aux stocks mesurés. Focalisation sur la période de stress du maïs.



- * La simulation initiale propose une évolution du stock sur-estimant sensiblement le stock observé.
- * L'ensemble des simulations modifiées, qui reste groupé et s'éloigne peu de la courbe des stocks observés.

- A partir du jour 205, on constate que la dernière simulation, qui cumule les quatre modules, marque une tendance à l'aplatissement constaté sur la courbe des observés.

On constate par ailleurs sur le tableau IV,3 que le cumul des variations de stocks sur les dix derniers jours de la période de stress ne correspond pas au cumul des variations d'ETR sur la même période: les modèles tamponnent ces variations au niveau des remontées capillaires, dans le sens suivant: plus le couvert évapotranspire, et plus le gradient au fond du profil est important, entraînant avec lui une quantité plus importante de remontées capillaires.

Tableau IV,3: Effet (présenté sous forme cumulée) de chacun des modules sur la variation de stock d'eau, l'ETR cumulée, et les remontées capillaires cumulées pendant la période de stress du maïs.

	Delta stock	ETR cum.	R.C. cum
Sim0	-34.1	70.7	36.6
Kc	-34.3	70.8	36.6
LAI	-31.9	65.7	33.8
RAC	-29.0	59.3	30.3
TRA	-24.2	51.4	27.2

Ces comparaisons ont porté sur les ETR et sur les stocks d'eau, mais les transferts d'eau dans le sol sont pilotés par les gradients de potentiel. Il serait trop fastidieux de comparer les potentiels cote par cote pour chacune des simulations. On a préféré construire un indicateur de distance entre les potentiels observés et les potentiels simulés, qui tienne compte de la forme de variation des potentiels avec l'humidité, et que l'on a construit comme suit:

$$Idist = (1/i*j) * 10 \left(\sum_j \sum_i (\text{Log}((\psi_{ij \text{ sim}} - \psi_{ij \text{ obs}})^2 + 1)) \right) \quad (\text{IV},13)$$

où

- j représente les jours, et varie de 176 à 223
- i représente les profondeurs 30,50,...,150 cm.

L'indicateur, prend les valeurs suivantes pour les différents modules:

Sim ₀	2.57 KPa
Kc	1.63 KPa
LAI	1.58 KPa
RAC	1.32 KPa
TRA	0.86 KPa

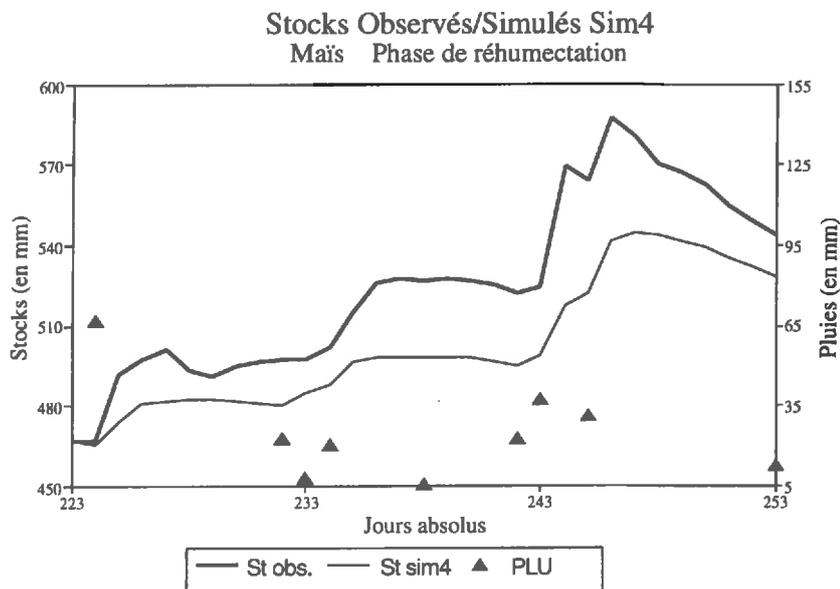
Aucune procédure de calage n'a encore été mise en place, mais on a réussi, partant du modèle de base sur lequel on a ajouté des fonctions écophysiologicals, à mieux rendre compte de l'évolution du stock d'eau et des potentiels dans le sol pendant la période de stress du maïs. On discutera plus loin l'opportunité de l'introduction définitive de ces modifications au modèle général.

On poursuit maintenant les réflexions, en analysant la phase de réhumectation (jour 224 au jour 245).

3. Réhumectation.

Au cours de la période suivante, la culture de maïs est soumise à une forte réhumectation, suite à de violentes pluies s'abattant sur un sol fortement desséché, (66 mm le jour 224, 219 mm sur toute la période).

Figure IV,27 : Comparaison des stocks simulés (4) et des stocks observés pendant la période de réhumectation.



La figure IV,27 montre un décrochement des stocks observés par rapport aux stocks simulés. Le stock simulé montre une différence de quelques 25 mm sur le stock observé. Sauf erreur sur la mesure des pluies, on n'a pas d'hypothèse plausible pour justifier d'une erreur expérimentale (il n'y a pas de ruissellement, le double anneau de l'expérimentation de drainage interne ayant été laissé en place).

Par contre, on peut penser que les propriétés hydrodynamiques de surface ont été modifiées sous l'effet du fort dessèchement ayant précédé cette réhumectation. Ce phénomène est classique pour les andosols, qui subissent une déstructuration sous l'action de la température et du soleil, qui se traduit par une transformation irréversible lorsque l'on avoisine le pf 4.2. (COLMET-DAAGE et al, 1970, QUANTIN 1972). Au cours de cette transformation, la capacité de stockage de l'eau peut diminuer très fortement (30 à 100%).

Les auteurs mentionnés, citant eux-mêmes nombre d'autres auteurs, décrivent aussi une série de transformations physico-chimiques des andosols au cours de la dessiccation, affectant la densité sèche, la surface spécifique, la capacité d'échange cationique, le pH. Seul un auteur (ELLIES 1978) traduit qualitativement cette transformation en termes d'hydrophobie.

Nos observations n'ont pas permis de caractériser ce phénomène, et moins encore de le modéliser. Cependant, on a pu observer les faits suivants:

- Pendant les périodes sèches prolongées, l'horizon de surface change de structure, devient pulvérulent et donne lieu aux phénomènes appelés localement "tolvaneras", (tempêtes de poussière).
- Les simulations montrent que, lors des périodes sèches, les potentiels matriciels arrivent à des niveaux voisins de la zone d'altération des allophanes sur les premiers centimètres (QUANTIN 1972).

On ne dispose pas d'observations quantifiées dans l'horizon superficiel, et les études théoriques liant l'état structural du sol à ses propriétés hydrodynamiques ne proposent pas de modélisation de l'altération de la conductivité ni de la relation succion/humidité (BOIFFIN et al, 1985).

HILLEL et al (1975) proposent une modélisation des écoulements lorsque l'on ajoute artificiellement à la superficie du sol une couche d'agrégats hydrophobes, qui favorisent l'infiltration et diminuent l'évaporation. Ces conditions ne correspondent toutefois pas à nos conditions, dans la mesure où les auteurs cités supposent une capacité de stockage de l'eau nulle pour l'horizon hydrophobe imposé.

Faute d'avoir pu mesurer les paramètres nécessaires à caractériser le phénomène, faute d'avoir trouvé dans la littérature scientifique une manière adéquate de le modéliser, et après avoir écarté les hypothèses de gonflement (VACKSMANN 1987), on se propose de donner au phénomène la forme suivante:

Lors des périodes de dessiccation, on garde pour l'horizon de surface la même formulation de la relation potentiel/teneur en eau que pour l'ensemble du profil, soit:

$$\psi(\theta) = (1/\alpha) * ((\theta/\theta_s)^{n/(1-n)} - 1)^{1/n} \quad (IV,14)$$

où

$$\alpha = 0.1363$$

$$n = 1.15286$$

Lors des périodes de forte réhumectation, on reprend la formulation initiale de VAN GENUCHTEN en introduisant un terme θ_r (humidité résiduelle) non nul, de la manière suivante:

$$\psi(\theta) = (1/\alpha) * (((\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r))^{n/(1-n)} - 1)^{1/n} \quad (IV,15)$$

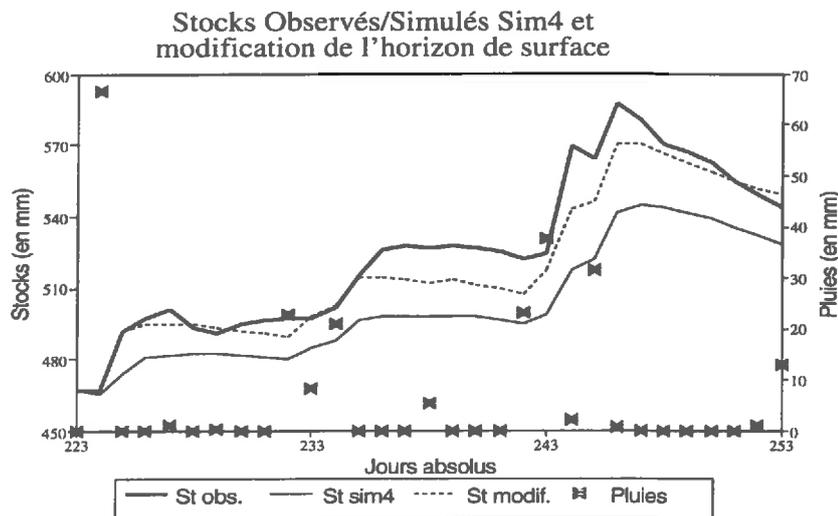
Provisoirement, et avant calage, afin de limiter la discontinuité au niveau des humidités, on donnera à θ_r la valeur de l'humidité simulée en fin de période sèche, soit pour cette période:

$$\theta_r = 0.30$$

Si l'on se reporte à la figure III,24 on voit que cette hypothèse n'est pas déraisonnable, car elle revient à choisir pour cet horizon l'enveloppe supérieure du nuage de points général comme ajustement de la relation potentiel matriciel/humidité. La modélisation que l'on propose revient donc à imposer temporairement (pendant les périodes de réhumectation) une modification de la relation $\psi(\theta)$.

Dans ces conditions, on obtient les résultats simulés tels que présentés dans la figure IV,28 :

Figure IV,28 : Comparaison des stocks simulés après introduction de la modification de l'état de surface et des stocks observés pendant la période de réhumectation.



Tout se passe donc comme si l'horizon de surface, suite à une profonde dessiccation, perdait provisoirement une partie de sa capacité de stockage de l'eau. Par voie de conséquence, il laisse filtrer dans les horizons inférieures une quantité d'eau plus importante, que l'on retrouve dans le stock simulé (30-150 cm). Celui-ci se rapproche ainsi de la courbe du stock observé.

4. Conclusion.

Au cours de ce chapitre, on s'est attaché à introduire des modifications au modèle de base en s'efforçant:

- de justifier ces modifications par des considérations physiques ou biologiques déjà référencées dans la littérature scientifique.
- de ne pas mettre en doute les observations et mesures effectuées lors des expérimentations.

On résume ainsi ces modifications:

- Introduction d'un coefficient propre à la culture affectant la demande transpirative s'exerçant sur la culture. (K, sujet à calage)
- Report d'une partie de la demande évaporative non satisfaite du sol vers la demande transpirative s'exerçant sur la culture. (Coefficient β)
- Réduction de l'indice foliaire suite à un stress. (Coefficient REDLAI, sujet à calage)
- Affectation irréversible de la transpiration potentielle suite à un stress. (non sujette à calage)
- Réduction du système racinaire suite à un stress. (REDRAC, sujet à calage)
- Introduction d'une modification transitoire sur l'horizon de surface (0-30 cm) lors des périodes de réhumectation. (TETHAR2, sujet à calage)

Par ailleurs, dans sa version de base, le modèle propose un jeu de quatre paramètres pour la fonction alpha (absorption racinaire). On pourra discuter l'opportunité de les caler.

Enfin, on a introduit dans le chapitre II des fonctions analytiques pour décrire une évolution dans le temps de l'indice foliaire potentiel (cinq paramètres), ainsi que du système racinaire potentiel (quatre paramètres). Ces paramètres doivent bien sûr être ajustés, mais pas de la même manière dans la mesure où ils reposent sur des observations et non sur une construction théorique liée au modèle lui-même.

C. Phase de calage.

Le calage représente l'ensemble des travaux visant à préciser les valeurs des paramètres à introduire dans le modèle lui-même, et dont le concepteur a prévu à priori la nature.

Lorsqu'ils ont un sens physique ou biologique, les paramètres du modèle sont susceptibles d'être mesurés directement ou indirectement et d'être pris en compte directement dans la simulation. Le cas peut pourtant se produire dans lequel ces paramètres n'ont pas été mesurés, ou sont entachés d'une erreur expérimentale ou d'une erreur aléatoire importante. On cherchera alors la valeur de ces paramètres qui permet à la simulation de rendre compte au mieux de l'expérience dans sa globalité.

Lorsque ces paramètres n'ont pas de sens physique ou biologique (par exemple paramètres de courbure d'une courbe décrivant le LAI), on ne peut les déterminer que par des ajustements, ou alors en acceptant des valeurs reconnues dans la littérature.

1. Technique de calage.

On recherchera pour les paramètres à caler les valeurs qui donnent aux résultats des simulations le meilleur ajustement entre les valeurs simulées et les valeurs observées. Se pose une double question.

a) Potentiels ou stocks.

Ont été observés des profils d'humidité journaliers et des profils de potentiel journaliers, dont on peut aussi mesurer l'écart aux résultats simulés.

Du point de vue fonctionnel ce sont les flux qui nous intéressent (flux évaporatif, transpiratif, drainage ou remontées capillaires). Cependant le modèle est construit autour de la loi de Darcy, et donc des gradients de potentiels. Si on calait les paramètres sur les stocks, on prendrait le risque de masquer d'importantes discordances (par exemple, un mode de redistribution de l'eau dans le profil non conforme aux mesures, mais qui, de façon purement fortuite, génèrerait un stock plus proche du stock mesuré), et donc d'accepter un paramétrage rendant bien compte des résultats généraux, mais rendant mal compte des fonctionnements réels. Le calage se fera donc sur les potentiels.

b) Indicateur de distance.

Un indicateur couramment accepté est la somme des carrés des écarts entre valeurs observées et valeurs simulées. D'autres, moins commodes d'utilisation, sont construits autour de la somme des valeurs absolues des écarts. Enfin, on peut toujours calculer un indicateur sur des variables que l'on aura transformées par un opérateur mathématique donnant plus (ou moins) de poids aux écarts dans une gamme de variation donnée.

Pour ce qui est de nos données, le problème se pose dans la mesure où les valeurs à comparer (les potentiels) varient dans une gamme très élevée (de -1 à -1000 KPa), et que, précisément, les flux d'eau sont d'autant plus faibles que les potentiels sont faibles. Un calage sur les écarts directs observés/simulés donnerait donc un poids trop important aux potentiels mettant en jeu des transferts d'eau presque nuls.

On transformera donc les potentiels en leurs logarithmes, et le calage reviendra à rechercher le jeu de paramètres qui minimise, sur toute la durée de la simulation, la somme des carrés des écarts entre les logarithmes des potentiels observés et leurs équivalents issus de la simulation. On a utilisé le même algorithme que celui utilisé pour la détermination des paramètres hydrodynamiques du sol.

Afin d'éviter de proposer des valeurs aberrantes, il conviendra de se fixer au départ des domaines acceptables pour les valeurs des paramètres à caler.

c) Paramètres à caler et domaine de validité.

Pour chacun des paramètres retenus, on propose ici les domaines de validité, dont les ordres de grandeur sont tirés ou déduits de la littérature scientifique.

(1) Fonction alpha.

La fonction alpha propose quatre paramètres. Les deux premiers peuvent être pris comme égaux à zéro sans risque, à moins de se trouver avec des cultures ou des conditions de sol particulièrement sensibles à l'asphyxie. Nos sols sont au contraire exceptionnellement filtrants et, par conséquent, on n'observe que de façon très transitoire des situations de potentiel proche de zéro. Tant pour le maïs que pour le sorgho, on prendra donc:

$$\begin{aligned} h_1 &= 0 \\ h_2 &= 0 \end{aligned}$$

Par contre, les deux paramètres h_3 et h_4 décrivent les plages de potentiels sous lesquels l'eau transite du sol vers les racines sans résistance ($h_3 < \Psi < h_2$), et avec une résistance croissant linéairement de 0 à l'infini ($h_4 < \Psi < h_3$), pour devenir infinie au delà de h_4 .

Ces indicateurs décrivent empiriquement la résistance à la sécheresse, laquelle dépend d'un grand nombre de facteurs, parmi lesquels les facteurs génétiques.

Par référence à DOOREMBOS et PRUITT (1977), on acceptera :

Pour le maïs:

$$\begin{aligned} -300 \text{ KPa} < h_3 < & -100 \text{ Kpa} \\ -1500 \text{ KPa} < h_4 < & -800 \text{ Kpa} \end{aligned}$$

Pour le sorgho:

$$\begin{aligned} -300 \text{ KPa} < h_3 < & -100 \text{ Kpa} \\ -2000 \text{ KPa} < h_4 < & -1000 \text{ Kpa} \end{aligned}$$

(2) Coefficient cultural.

La FAO, dans la revue présentée par DOOREMBOS et PRUITT (1977), avec des visées opérationnelles, a publié des coefficients cultureux par culture, qui décrivent l'évolution du cycle cultural et affectent l'ensemble de la demande climatique (sol et culture). Pour le maïs, elle propose des valeurs comprises entre 1.05 et 1.2, pour le sorgho des valeurs comprises entre 1 et 1.15.

BRISSON (1989), citant PUECH et al (1986), propose des valeurs allant jusqu'à 1.5 pour le soja. Pour un coefficient K affectant la transpiration potentielle de la culture. Pour le sous-modèle qui nous occupe, on acceptera des valeurs comprises entre 0.8 et 1.5.

(3) Coefficient β .

Ce coefficient aura de toute manière peu d'effet sur nos simulations. En effet, du fait des conditions météorologiques qui ont prévalu, les débuts de cycle tant du maïs que du sorgho se sont déroulés en conditions humides, donc, au moment où une forte demande s'exerce sur le sol, celle-ci est toujours satisfaite. On n'a donc aucun moyen de tester la sensibilité du modèle à ce coefficient et on acceptera dans un premier temps la valeur de 0.1 (BRISSON 1989) pour le coefficient Beta. Notons toutefois que ce coefficient peut prendre des valeurs élevées, jusqu'à 0.5 et même 1 dans le cas de couverts très hétérogènes. (DENMEAD 1970)

(4) Facteur de réduction du LAI sous stress (REDLAI).

Le coefficient de sénescence de l'indice foliaire dû au stress est tiré du modèle CERES Maïs, dans lequel la valeur de 0.05 est proposée et n'est pas discutée. On acceptera l'idée que ce coefficient puisse être calé, et prendre des valeurs comprises entre 0.03 et 0.07.

(5) Affectation de la transpiration potentielle suite à un stress.

On a simplifié le phénomène à sa dimension purement géométrique (ombre portée du feuillage jaune sur le feuillage vert). Celui-ci n'est pas susceptible de calage, car directement issu du LAI_{max} atteint par la culture et du LAI "jaune" généré par la fonction de stress.

(6) Affectation du système racinaire suite à un stress. (REDRAC).

Le phénomène général est décrit par de nombreux modèles, dont le modèle CERES maïs dont notre proposition s'inspire, et qui affecte dans son ensemble le système racinaire (densité, profondeur, courbure). Il s'agit bien sur d'une représentation théorique, dans la mesure où les racines ne disparaissent pas physiquement, mais on accepte le principe selon lequel la réduction physique du système donne une représentation acceptable de sa perte d'efficacité.

Compte tenu de la description analytique que l'on a donnée de ce système, et pour rester dans des ordres de grandeur compatibles avec ceux du modèle CERES Maïs on acceptera pour les cultures qui nous intéressent un facteur de réduction (REDRAC) des valeurs comprises entre 0 et 2.

(7) Modification des propriétés hydrodynamiques de l'horizon de surface lors des périodes de réhumectation.

On a isolé trois périodes de la simulation pendant lesquelles le sol est soumis à une forte réhumectation suite à une période sèche:

- entre le jour 224 et le jour 246
- entre le jour 269 et le jour 281
- entre le jour 301 et le jour 306

Pendant ces trois périodes, on modifiera la relation succion/humidité sur l'horizon de surface en ne jouant que sur la variable "humidité résiduelle" du modèle de VAN GENUCHTEN, on acceptera des valeurs issues du calage comprises entre 0 (valeur initiale) et 0.5 (valeur couramment retenue pour les andosols dans la littérature).

Cependant, considérant la nature tout à fait particulière de ce paramètre, on ne le calera que sur de courtes périodes de réhumectation, et non sur l'ensemble du cycle. Il serait en effet peu homogène de traiter ce paramètre dans le même ensemble de paramètres que ceux précédemment décrits, alors qu'il ne fait pas intervenir l'activité biologique proprement dite.

(8) Potentiel limite.

On a présenté le concept au chapitre II. Les données du cycle maïs/sorgho ne permettent pas de faire jouer ce paramètre de manière significative sur le bilan hydrique. On ne calera donc pas, et on acceptera initialement la valeur de -2000 KPa. Par contre, on étudiera les effets de ce paramètre sur l'évolution de l'évaporation du sol sous gazon, pendant les trois mois de sécheresse de la fin du cycle.

d) Problèmes numériques générés par la technique de calage.

Le travail de calage a permis de mettre en évidence un certain nombre de problèmes, qui obligent à une certaine prudence quant à l'utilisation de ces méthodes; on en présentera deux:

(1) Solutions absurdes

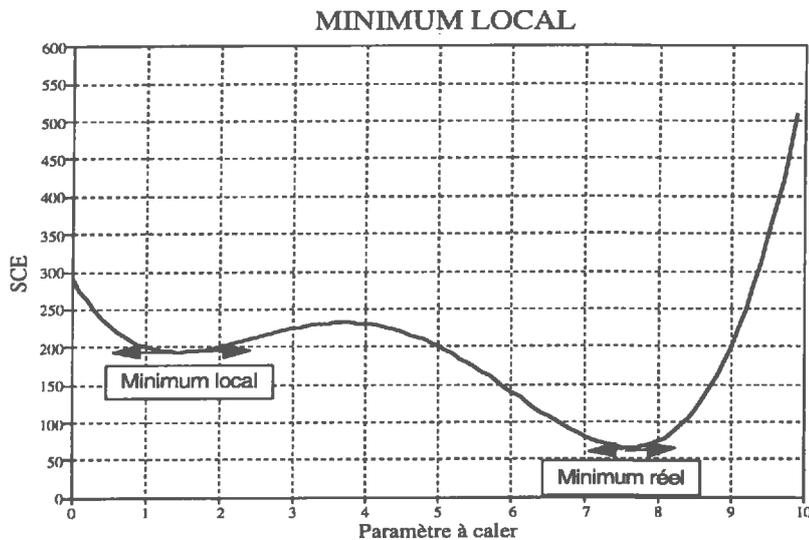
Lorsque deux variables que l'on cale en même temps produisent des effets sur la SCE allant dans le même sens, il est fréquent que le programme de calage entraîne l'une et l'autre vers des valeurs aberrantes.

Dans ce cas, on n'a d'autre choix que de caler ces valeurs indépendamment l'une de l'autre, ou de s'en fixer une et de caler les autres.

(2) Piégeage du programme sur un minimum local.

On a représenté sur la figure IV,29 une fonction simple, en deux dimensions, présentant un minimum local pour $x=1.5$, et un minimum minimum pour $x=7.5$.

Figure IV,29 : Illustration graphique des risques de piégeage des algorithmes d'ajustement non linéaires par un minimum local.



La technique de recherche du minimum peut parfaitement faire que le programme d'optimisation se concentre sur la recherche du premier minimum, sans détecter le principal. Ces problèmes sont fréquents lorsque la fonction décrivant les variations de la somme des carrés des écarts présente des discontinuités, générées par l'instabilité ou par le cumul d'effets d'arrondis. On en détaille en annexe (II,2) quelques exemples.

2. Calage proprement dit.

a) Calage préalable de l'humidité résiduelle de l'horizon de surface (TETHAR2)

Ce paramètre, caractérisant l'état de surface lors des processus de réhumectation, est d'une nature différente des autres, et ne concerne pas le modèle proprement dit. On le calera donc séparément, par ajustement non linéaire sur les stocks (minimisation de la SCE stocks observés/stocks simulés) entre le jour 222 et le jour 231, soit sur dix jours couvrant l'essentiel de la forte période de réhumectation. On obtient le meilleur ajustement pour la valeur :

$$\theta_{r2} = 0.42$$

Cette valeur est dans la gamme fixée au départ, et on l'acceptera pour l'ensemble des périodes de réhumectation.

b) Cartographie de la SCE.

On a commencé par cartographier la SCE (somme des carrés des écarts entre les logarithmes des valeurs absolues des potentiels, exprimés en KPa), en faisant varier les paramètres à l'intérieur d'intervalles vraisemblables, de la manière suivante:

(a) Pour le maïs :

h_3	:	de -50 à -200 KPa,	pas de -50 KPa
h_4	:	de - 800 à - 1400 KPa,	pas de -200 KPa
Kc	:	de 1.1 à 1.4,	pas de 0.1
REDLAI	:	de 0.01 à 0.07,	pas de 0.02
REDRAC	:	de 0.25 à 1.75,	pas de 0.5

(b) Pour le sorgho :

h_3	:	de -50 à -200 KPa,	pas de 50 KPa
h_4	:	de - 1000 à - 1600 KPa,	pas de -200 KPa
Kc	:	de 0.9 à 1.2,	pas de 0.1
REDLAI	:	de 0.01 à 0.07,	pas de 0.02
REDRAC	:	de 0.25 à 1.75,	pas de 0.5

Pour chacune des cartographies, on a donc 4⁵, soit 1024 simulations, donnant à chaque fois une valeur de l'indicateur SCE que l'on cherche à minimiser.

On présente sur le tableau IV,4 les résultats finaux du processus de minimisation de la SCE issus de la cartographie.

Tableau IV,4 : Paramètres de calage issus de la cartographie de la somme des carrés des écarts entre simulations et observations.

	Maïs	Sorgho	Unités
h_3	-100	-200	(KPa)
h_4	-1000	-1400	(KPa)
Kc	1.4	1.0	(-)
REDLAI	0.06	0.01	(-)
REDRAC	1.25	0.25	(-)
SCE	221	163	(KPa ²)
σ_{pot}	3.0	1.8	(KPa)
σ_{sto}	7.2	6.8	(mm)

Dans le tableau IV,4 , on appelle respectivement σ_{pot} et σ_{sto} les écarts quadratiques moyens entre potentiels et stocks simulés et observés.

On notera la valeur élevée du coefficient cultural du maïs, et on l'attribuera à de probables effets d'advection, la parcelle expérimentale étant petite, et le maïs étant de grande taille (2.2 m).

Ces résultats donnent des valeurs comprises dans les fourchettes autorisées plus haut. Ils permettent de contraster fortement le comportement du maïs et du sorgho, le sorgho présentant à tous points de vue une plus grande adaptation à la sécheresse (fonction alpha décalée vers une gamme de potentiels plus faibles, faible coefficient cultural du sorgho, faible effet du stress sur le LAI et l'efficacité racinaire du sorgho, en comparaison avec le maïs).

On notera que les forts écarts moyens sur les potentiels (σ_{pot}) traduisent mal le bon ajustement moyen constaté: il y a un effet des poids des potentiels très faibles qui déforment l'indicateur d'ajustement. On ne retrouve pas cette déformation sur les stocks.

c) Calage direct.

La cartographie a permis de dégrossir le problème, en fixant des intervalles de variation plus étroits aux paramètres à caler. On peut maintenant caler, de proche en proche, par ajustement non linéaire, en procédant de la sorte:

- on regroupe les paramètres variant de la manière la plus dépendante: pour ce qui nous occupe, on regroupera h_3 et h_4 (absorption racinaire), Kc, et enfin les paramètres des fonctions de stress.
- on fixe les paramètres que l'on ne cale pas à la valeur optimale obtenue par cartographie.
- on fait fonctionner la procédure d'ajustement non linéaire sur le premier groupe de paramètres, dont on tire les valeurs optimales que l'on réinjecte en les imposant préalablement au calage du second groupe de paramètres, et ainsi de suite.

On peut penser que l'ordre, c'est à dire la priorité avec laquelle on a procédé peut influencer sur le résultat final. On a donc effectué la même procédure en inversant l'ordre des priorités, mais on a obtenu en fait des valeurs très peu différentes selon l'ordre des priorités choisies.

d) Résultats finaux.

On présente le tableau (IV,5) final des valeurs optimales obtenues après calage. (Les analyses de sensibilité seront détaillées dans la troisième partie de la thèse).

Tableau IV,5 : Paramètres de calage issus des techniques d'ajustement non linéaires.

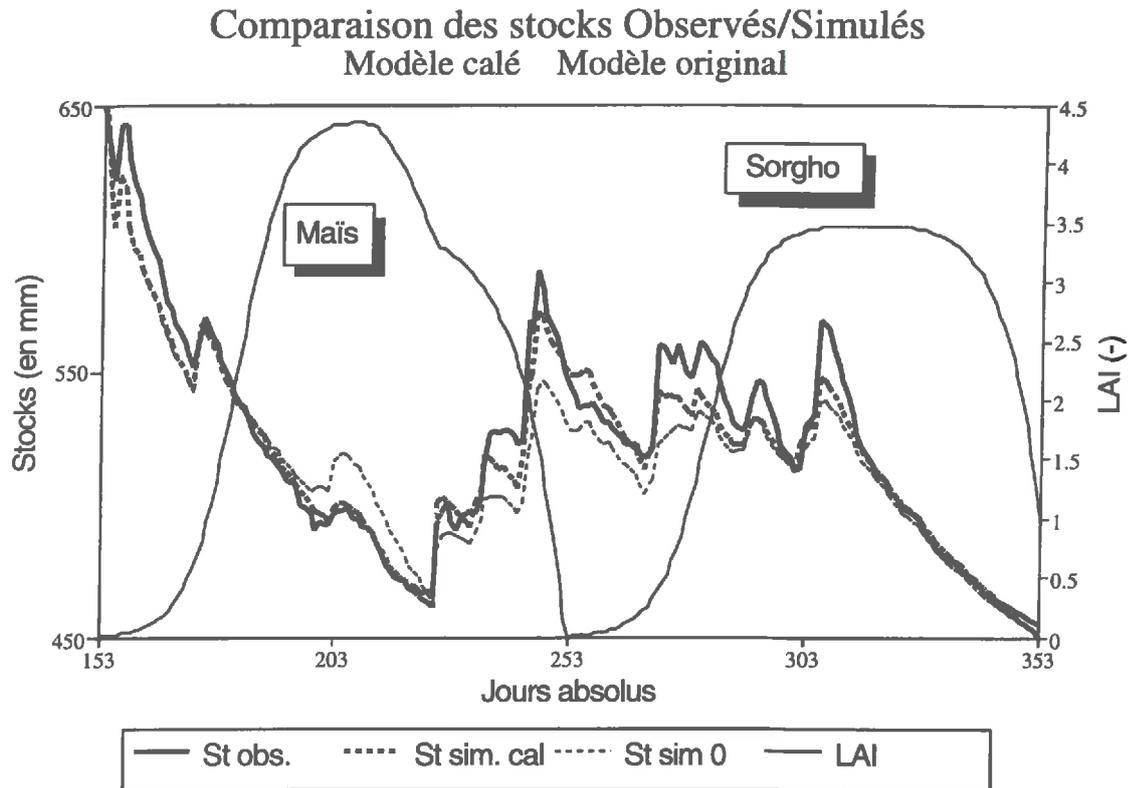
	Maïs	Sorgho	Unités
h_3	-84.3	-212.4	(KPa)
h_4	-1082.6	-1452.1	(KPa)
Kc	1.43	1.01	(-)
REDLAI	0.057	0.011	(-)
REDRAC	1.29	0.16	(-)
SCE	214	159	(KPa ²)
σ_{pot}	2.9	1.75	(KPa)
σ_{sto}	7.0	6.7	(mm)

Ces valeurs diffèrent peu de celles obtenues par cartographie; les valeurs obtenues pour h_3 et h_4 sont toutefois un peu élevées par rapport aux références moyennes proposées par FEDDES (1974).

On présente finalement les résultats graphiques du modèle calé, comparé au modèle initial et aux valeurs observées, sur la figure IV,30 :

(a) Comparaison des stocks d'eau.

Figure IV,30 : Comparaison des stocks simulés par le modèle original (0) et par le modèle cumulant l'ensemble des modifications avec le stock mesuré.



Si l'on excepte le début de cycle du maïs, sur lequel la discordance a été acceptée, on retrouve un excellent ajustement sur l'ensemble du cycle, à l'exception toutefois de la période de pleine maturité du sorgho pendant laquelle un écart de 20 mm, surgissant brusquement au jour 271, se maintient pendant une vingtaine de jours.

Bien qu'on n'ait pas d'éléments concrets pour le démontrer, on peut supposer qu'il s'agit d'une mauvaise estimation des pluies le jour considéré (erreur de lecture du pluviomètre, ou forte hétérogénéité dans la répartition spatiale des pluies).

On acceptera donc cette discordance.

(b) Comparaison des potentiels:

Les figures IV,31 et IV,32 présentent les résultats aux cotes 30 et 110 cm.

Figure IV,31 : Comparaison des potentiels simulés à 30 cm par le modèle original (0) et par le modèle cumulant l'ensemble des modifications avec le potentiel mesuré.

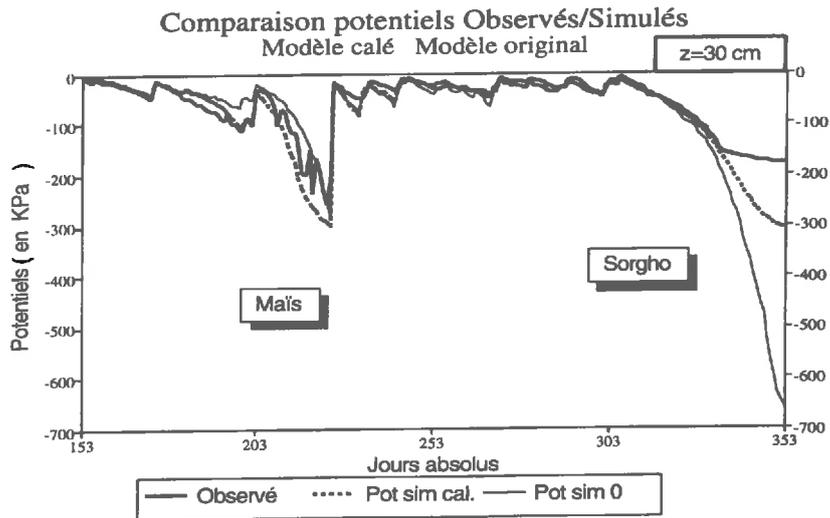
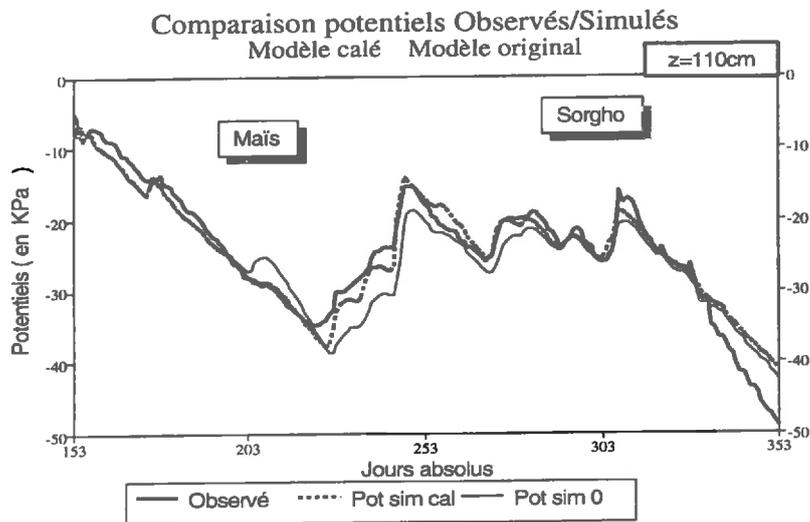


Figure IV,32 : Comparaison des potentiels simulés à 110 cm par le modèle original (0) et par le modèle cumulant l'ensemble des modifications avec le potentiel mesuré.



On retrouve une bonne qualité générale d'ajustement, avec toutefois de fortes discordances, n'allant pas dans le même sens, en fin de cycle de sorgho: le modèle surestime les potentiels en profondeur, et les sous-estime en surface.

On touche ici une des limites du modèle d'absorption racinaire, qui, dans sa construction, ne prend pas en compte le fait que les racines de profondeur deviennent probablement plus efficaces quand celles de surface deviennent peu actives du fait de l'état de dessiccation du sol.

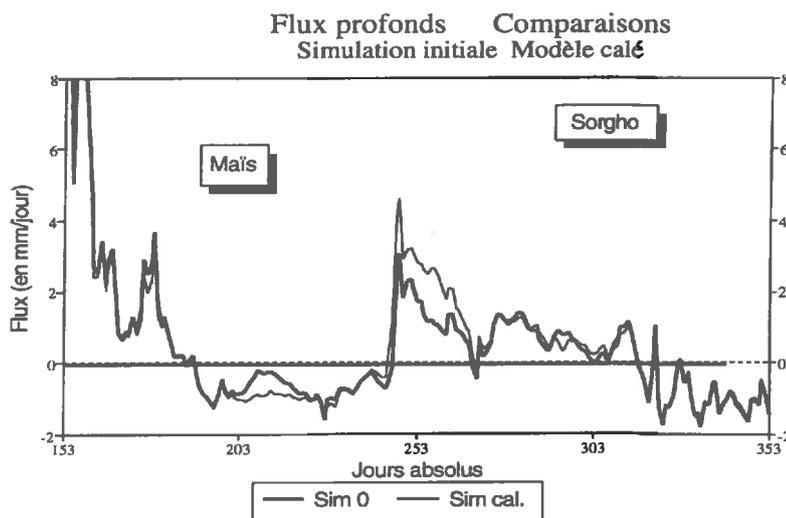
Ainsi, les horizons de surface simulés par le modèle sont-ils plus sollicités, et se dessèchent-ils plus vite qu'ils ne le font en réalité.

L'utilisation de l'option II (optimisation du potentiel racinaire) du modèle d'absorption corrigerait sans doute cette discordance. Elle présenterait en échange d'autres sources de discordances, que l'on analyse dans l'annexe (II,1).

(c) Estimation des flux profonds:

La figure IV,33 illustre les flux de drainage et de remontées capillaires simulés par le modèle, auxquels sont comparés les simulations initiales.

Figure IV,33 : Comparaison des flux profonds simulés par le modèle original (0) et par le modèle cumulant l'ensemble des modifications.



Le modèle modifié présente des différences sensibles pendant la période de stress (remontées plus fortes, liées à la plus forte évapotranspiration), et pendant la période de drainage en début de cycle de sorgho (le modèle modifié présente des drainages plus importants, du fait de la modification introduite dans les propriétés hydrodynamiques de l'horizon de surface).

Les remontées oscillent entre 1 et 2 mm/jour pendant les périodes de stress. Or, en fin de cycle de sorgho, on avait mesuré des flux supérieurs (2 mm/jour) lors du début de l'expérimentation de bâchage. S'attendant à une continuité dans l'intensité des flux entre les deux simulations (on a réalisé le bâchage le lendemain de la récolte du sorgho), on s'interroge donc sur cette discordance.

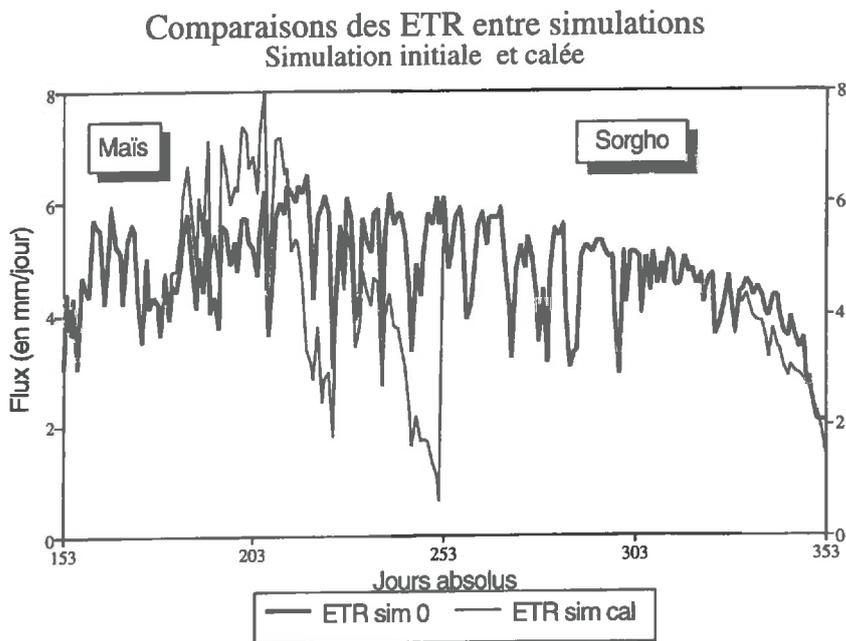
Celle-ci est due à la discordance constatée au paragraphe précédent entre les potentiels de profondeur en fin de cycle:

Le modèle sur-estime le potentiel en profondeur, donc sous-estime le gradient de charge entre l'horizon 170cm (potentiel imposé au modèle) et les horizons supérieurs, donc sous-estime les flux capillaires.

(d) Estimation de l'évapotranspiration

La figure IV,34 illustre l'évolution simulée du flux évapotranspiratif, comparé à la simulation de l'ETR par le modèle initial.

Figure IV,34 : Comparaison des Evapotranspirations réelles simulées par le modèle original (0) et par le modèle cumulant l'ensemble des modifications.



L'ETR varie au cours du cycle entre des valeurs extrêmes de 8mm/jour (au maximum de végétation du maïs) et 1 mm/jour (en fin de sénescence du maïs). Elle passe par un minimum à 2 mm/jour en fin de période de stress du maïs, et termine le cycle du sorgho à 1.5 mm/jour. Ces ordres de grandeur sont tout à fait satisfaisants.

D. Validation.

Le travail de mise au point du modèle a été développé sur le cycle maïs/sorgho. On se propose de le valider sur l'expérimentation "gazon". On a donc repris le modèle avec ses nouveaux modules, et on s'est limité à en caler les paramètres.

a) Précisions sur l'expérimentation.

L'expérimentation sur gazon présentait toutefois quelques différences par rapport à celle développée sur maïs/sorgho, dont on rappelle les principales:

- Elle a débuté au jour 175, soit 22 jours plus tard que le maïs, et s'est terminée beaucoup plus tard, au jour 419, soit après plus de trois mois de saison sèche.
- Le site expérimental n'était pas protégé d'un double anneau, ce qui a pu permettre des phénomènes de ruissellement dans un sens ou dans un autre (apport d'eau ou au contraire évacuation d'eau).
- Le site étant installé dans le parc météo, il a été beaucoup plus sujet au piétinement.
- Le gazon était fréquemment tondu, et les variations d'indice foliaire consécutives aux tontes et piétinement n'ont pas été contrôlées.
- Enfin, les observations racinaires ont été très sommaires, et n'ont porté que sur la profondeur atteinte.

Compte tenu de ces spécificités, on a procédé à des aménagements du modèle.

b) Adaptations du modèle.

(1) Sur le modèle lui-même.

La fonction de pénalisation de croissance racinaire, et de l'indice foliaire suite à un stress joue de façon irréversible sur l'ensemble du chevelu et du feuillage. S'agissant d'un gazon pérenne, le caractère irréversible de ces fonctions n'était plus acceptable, et on l'a donc court-circuité, en autorisant le système racinaire et le système foliaire à retrouver leur architecture potentielle si, suite à un stress, les pluies autorisent de nouveau une évapotranspiration normale.

Sur le coefficient β de transfert de demande évaporative non satisfaite du sol vers la plante, dont on avait accepté, sans la discuter, la valeur de 1.1 proposée par BRISSON (1989), on considère qu'elle joue maintenant du fait de la sécheresse prolongée, et que le potentiel limite du sol est rapidement atteint par l'horizon de surface. On calera donc ce coefficient β .

(2) Sur le paramétrage.

Pour l'indice foliaire, on fixera la valeur potentielle à 3, et elle ne variera qu'en fonction du stress.

Pour le système racinaire, on acceptera une profondeur potentielle de 150 cm, une densité maximale en surface de 0.04 cm/cm³, et un paramètre de courbure de 0.06.

c) Calage.

Par la même méthode que pour le cycle de maïs/sorgho, on a procédé au calage des paramètres du modèle (cartographie de la SCE, puis calage des paramètres). Les résultats sont présentés dans le tableau IV,6:

Tableau IV,6 : Paramètres de calage issus des techniques d'ajustement non linéaires sur les simulations gazon.

	Gazon	Unités
h_3	-64.3	(KPa)
h_4	-1582.6	(KPa)
Kc	0.86	(-)
REDLAI	0.02	(-)
REDRAC	0.20	(-)
β	1.31	(-)
SCE	51.6	(KPa ²)
σ_{pot}	0.3	(KPa)
σ_{sto}	3.0	(mm)

Paradoxalement, les valeurs obtenues donnent un ajustement de meilleure qualité que celui obtenu sur le cycle maïs/sorgho, avec un écart moyen entre simulés et observés moitié moindre sur les stocks et sur les potentiels que dans le cas précédent.

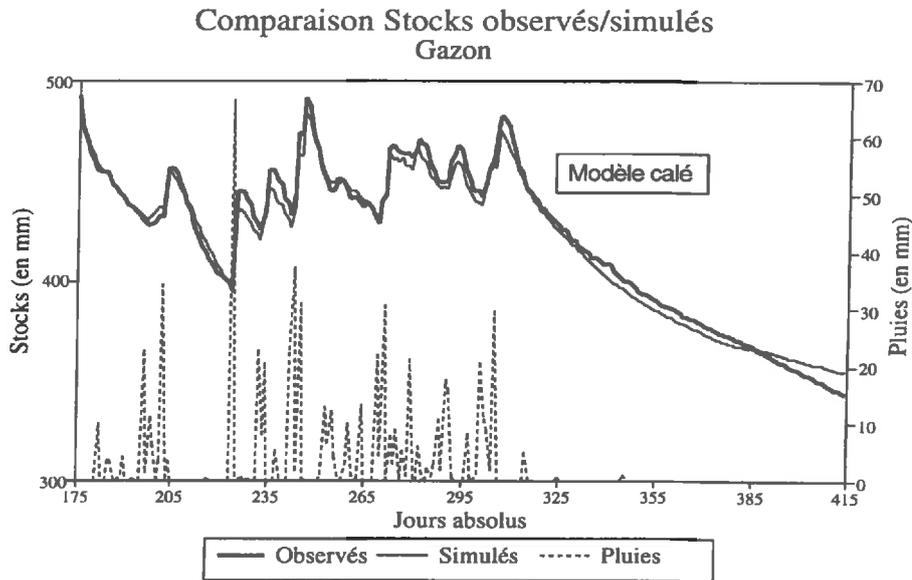
On notera toutefois la faible valeur calée de Kc (0.86). Sur gazon, on se serait en effet attendu à une valeur proche de l'unité. Cependant, il faut rappeler que les conditions générales d'exploitation de ce gazon (parc météo) n'ont pas été des conditions de plein champ (piétinement fréquent).

d) Résultats graphiques.

(a) Comparaison des stocks d'eau.

La figure IV,35 présente cette comparaison:

Figure IV,35 : Comparaison des stocks simulés et des stocks observés sur l'expérimentation gazon.



On note l'excellente qualité des ajustements, avec toutefois une discordance en fin de cycle: le stock simulé diminue moins rapidement que la réalité: on l'expliquera en (c).

(b) Comparaison des potentiels.

Les figures IV,36 et IV,37 présentent les comparaisons aux cotes 30 et 110 cm.

Figure IV,36 : Comparaison des potentiels simulés et observés sur l'expérimentation gazon à 50 cm.

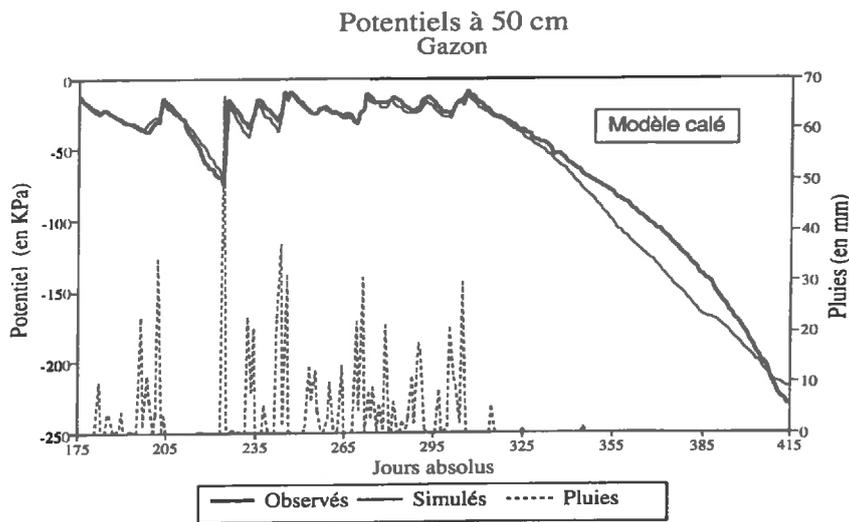
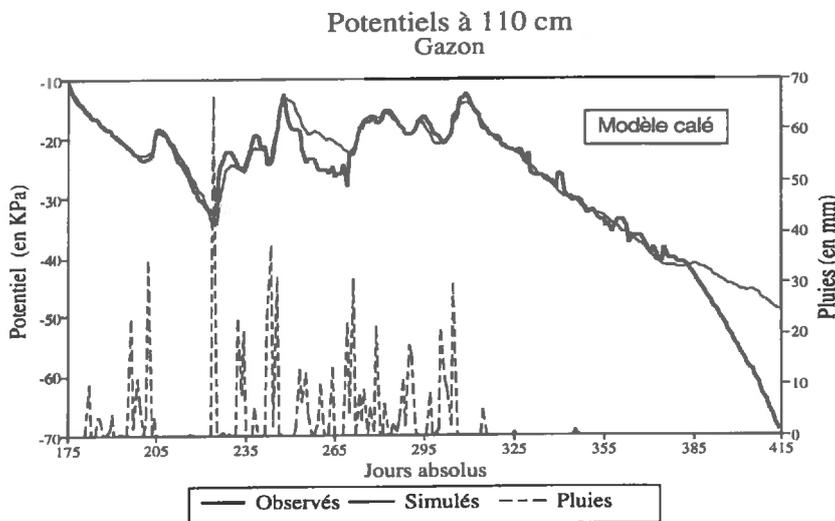


Figure IV,37 : Comparaison des potentiels simulés et observés sur l'expérimentation gazon à 110 cm.

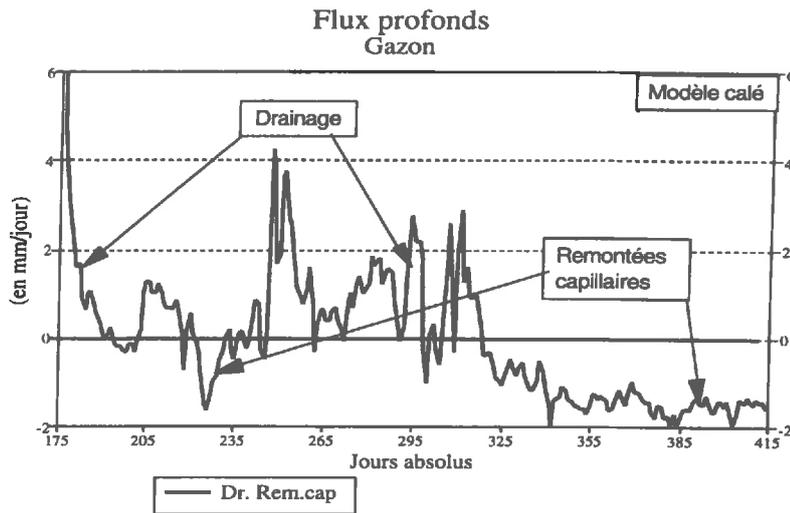


On remarque les mêmes discordances que celles observées en fin de cycle de sorgho: le modèle sur-estime les potentiels en profondeur, et les sous-estime en surface, pour les mêmes raisons que celles que l'on a analysées au terme de la mise au point des modifications du modèle. (Chapitre IV, paragraphe C).

(c) Estimation des flux profonds.

La figure IV,38 présente ces estimations:

Figure IV,38 : Simulation finale des flux profonds sur l'expérimentation gazon à 150 cm.



Les résultats sont tout à fait de l'ordre de grandeur des résultats attendus, avec des remontées capillaires en fin de cycle de l'ordre de 1.5 mm/jour. On notera que ces résultats sont comparables à ceux obtenus par KATERJI et al (1984) pour l'année 1976 dans le bassin Parisien une année particulièrement sèche (1976), mais nettement supérieurs à ceux obtenus par DAUDET et VALENCOGNE (1976) une année moins sèche (1974).

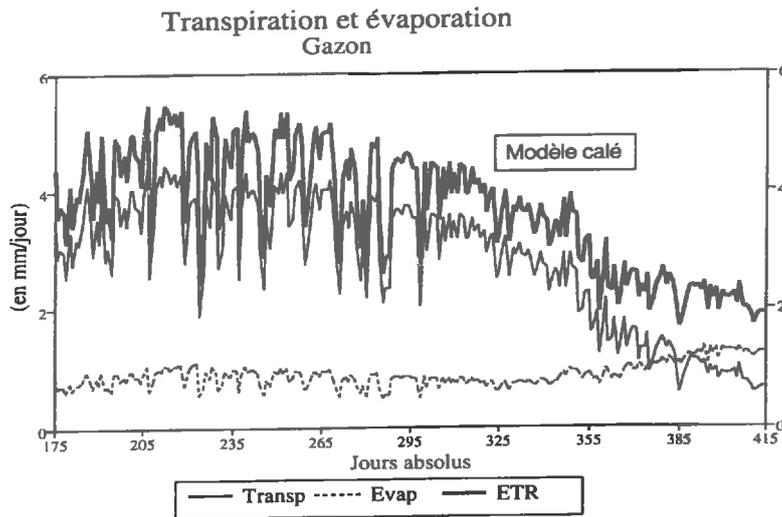
Compte tenu des discordances constatées sur les potentiels en fin de cycle, on peut penser que les remontées capillaires sont sous-estimées, ce qui, en retour, limite la capacité du système à évapotranspirer.

On comprend mieux alors la sous-estimation par le modèle de la décroissance du stock (insuffisance de l'alimentation capillaire simulée) constatée dans la figure IV,35.

(d) Estimation de l'évapotranspiration.

On présente cette estimation sur la figure IV,39 .

Figure IV,39 : Description de l'évolution de l'évaporation et de la transpiration simulés sur l'expérimentation gazon.



L'évaporation croît légèrement en fin de cycle, à mesure que la transpiration décroît fortement, pour arriver à des valeurs finales de l'ordre de 1mm/jour.

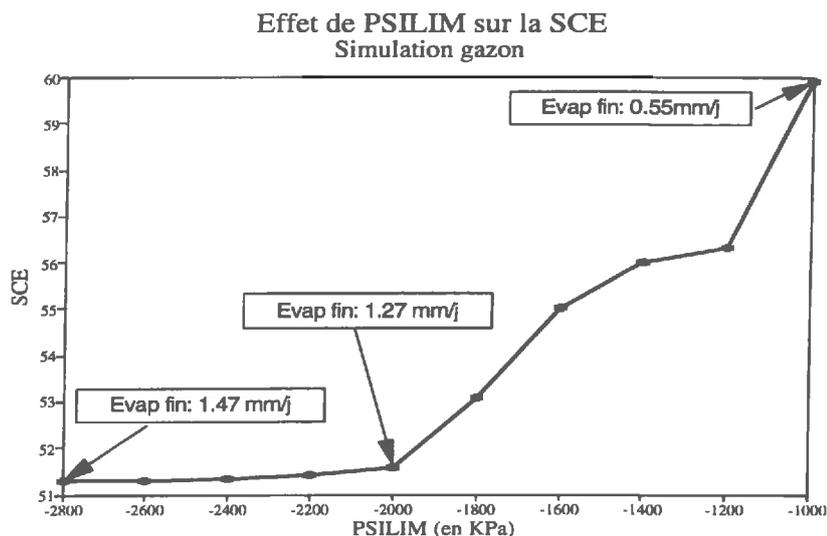
e) Sensibilité du modèle au potentiel limite (PSILIM).

On avait accepté sans la discuter la valeur de -2000 KPa comme valeur en dessous de laquelle on n'autorisait plus le potentiel de surface du sol à décroître.

Les conditions expérimentales du gazon permettent de discuter cette valeur, du fait que, avec le paramétrage du modèle calé, cette valeur est atteinte dès le jour 362.

On a procédé de la manière suivante: partant du paramétrage du modèle calé avec la valeur de PSILIM de -2000 KPa, on a fait varier à posteriori la valeur de PSILIM de -1000 à -2800 KPa, et on a représenté graphiquement la valeur de la SCE obtenue sur la figure IV,40 .

Figure IV,40 : Evolution de la somme des carrés des écarts entre potentiels simulés et mesurés en fonction de la variation du potentiel minimum fixé à l'horizon de surface du sol (PSILIM).



La figure IV,40 montre que la SCE diminue régulièrement, pour s'infléchir et devenir stable, c'est à dire ne plus diminuer mais ne plus augmenter non plus, à partir de la valeur de -2000 KPa. Cette valeur ne représente donc pas un minimum.

On en conclut donc que la discordance observée en fin de cycle sur l'évolution du stock ne provient pas d'une sous-estimation de la valeur de PSILIM, mais bien de la nature du sous-modèle racinaire, et on accepte la valeur de -2000 KPa comme la moins faible des valeurs -vraisemblables du potentiel limite.

Cette valeur s'en trouve légitimée pour ce type de sol et cette simulation, mais aussi pour celle développée sur le cycle maïs/sorgho, car elle ne dépend a priori que du sol.

On notera toutefois que l'on eût été plus précis en cherchant à estimer le potentiel limite comme le potentiel atteint par l'eau (vapeur) dans l'atmosphère à l'interface sol-atmosphère. (BRUCKLER et al, 1988a). Cette possibilité sera développée dans le cadre d'améliorations futures à apporter au modèle.

E. Conclusion.

La première partie du travail a consisté à caler les paramètres hydrodynamiques du sol étudié. La seconde a permis de mettre au point un modèle à base mécaniste adapté à deux jeux de données particulières, et d'en caler les paramètres. On est maintenant prêts pour initier la troisième partie, qui consistera à utiliser le modèle ainsi calé comme générateur de données susceptibles d'être comparées à celles que pourraient générer des modèles fonctionnels dans des situations particulières à définir.

***V. MODELES MECANISTES ET
MODELES FONCTIONNELS.***

V. MODELES MECANISTES ET MODELES FONCTIONNELS.

On a conclu la seconde partie de la thèse sur la formulation d'un modèle restituant avec une qualité et une précision acceptables nos observations des mouvements d'eau dans le système sol-plante-atmosphère constitué par notre dispositif.

Cette démarche est cependant lourde. Elle a exigé, notamment, un important travail de détermination des propriétés hydrodynamiques du sol étudié, dans une gamme d'humidité étendue. L'utilisation du modèle exige par ailleurs de connaître les conditions aux limites (évolution du potentiel au fond du profil tout au long de l'expérimentation). Il est par conséquent certain que l'utilisation de ce modèle n'est pas des plus simples et immédiates.

Il convient donc de se poser la question de l'intérêt de ce type de modèle par rapport à des modèles plus simples et moins exigeants en variables et paramètres observés.

On se propose donc de réaliser la comparaison entre notre modèle calé et un groupe de modèles fonctionnels, en paramétrant ces derniers par les valeurs issues de notre modèle mécaniste calé. (Dans la suite du travail, on l'appellera MMC). En d'autres termes, on va supposer que notre modèle simule parfaitement une réalité (en l'occurrence, celle de notre dispositif), et on va analyser les distorsions introduites par les modèles fonctionnels dans la représentation de cette même réalité.

A. Choix des modèles fonctionnels.

Depuis THORNTHWAITE (1948), on trouve dans la littérature scientifique de nombreux modèles fonctionnels de bilan hydrique, qui se distinguent par la manière de prendre en compte (ou d'ignorer) les phénomènes physiques ou biologiques mis en jeu dans les processus de transfert d'eau et d'énergie dans le complexe climat-sol-plante. Chacun de ces modèles possède des propriétés particulières et un domaine de validité liés à des conditions spécifiques de paramétrage et d'échelle d'utilisation (temps et espace).

Afin d'illustrer la diversité, et sans prétendre être exhaustif, on présente ici quelques modèles couramment cités dans la littérature, en contrastant quelques-unes de leurs caractéristiques.

- On peut distinguer ceux qui ne séparent pas évaporation et transpiration (DOREMBOS et PRUITT 1977, FRANQUIN et FOREST, 1977, LHOMME et ELDIN, 1985), ceux qui séparent les deux processus (STROOSNIDJER, 1982, RITCHIE 1972, BRISSON et al, 1992, CHOISNEL 1985), et les modèles hybrides (CHOPART et VAUCLIN, 1990).
- On peut aussi distinguer les modèles multicouches (STROOSNIDJER, 1982, RITCHIE 1972) et ceux qui considèrent le sol comme une couche uniforme (FRANQUIN et FOREST, 1977, CHOPART et VAUCLIN, 1990, DOREMBOS et PRUITT, 1977, LHOMME et ELDIN, 1985), et les modèles hybrides à plusieurs réservoirs (BRISSON et al, 1992, CHOISNEL 1985)
- On peut aussi distinguer ceux qui présentent une fonction de stress hydrique unique pour toutes les cultures (FRANQUIN et FOREST, 1977, CHOPART et VAUCLIN, 1990) de ceux qui individualisent la fonction de stress par rapport à la culture simulée (tous les autres modèles cités).

Sans développer plus, on note que, entre toutes les options, toutes les combinaisons possibles existent. Parmi les modèles fonctionnels disponibles dans la littérature, on en a retenu trois, de complexité croissante. Vu la spécificité de notre site d'étude, et l'importance constatée des remontées capillaires, nous aurions souhaité présenter au moins un modèle fonctionnel possédant un module de remontées capillaires. Bien que nous ne prétendions pas avoir réalisé une revue exhaustive des modèles fonctionnels, nous n'en avons trouvé aucun qui présente cette option. On a donc fait un choix parmi les modèles existants, que l'on présente et que l'on justifie dans le chapitre suivant.

1. Le modèle FAO.

Ce modèle (DOOREMBOS et PRUITT, 1977) est extrêmement simple, et est largement utilisé dans les pays tropicaux à des échelles allant de la parcelle à la région synoptique, à des fins de zonage des potentialités, alerte précoce, dimensionnement des dispositifs d'irrigation, prévision de rendements. On peut le décrire succinctement de la manière suivante:

- Le modèle fonctionne sur un pas de temps journalier (j), et tous les flux journaliers sont exprimés en mm/jour.

- Le sol est décrit comme un réservoir unique, qui se remplit (Res(j)) par les précipitations (Pr(j)), évacue les excès d'eau par drainage (Dr(j)), et se vide régulièrement par évapotranspiration (ETR(j)). La capacité de ce réservoir est la réserve utile (RU), définie comme la lame d'eau disponible entre capacité au champ et point de flétrissement permanent (exprimée en mm).

$$\begin{aligned}
 & * \text{ Si } \text{Res}(j) > \text{RU} \text{ alors} \\
 & \quad \text{Dr}(j) = \text{Res}(j) - \text{RU} \\
 & \quad \text{Res}(j) = \text{RU} \\
 & * \text{ Si } \text{Res}(j) < \text{RU} \text{ alors} \\
 & \quad \text{Dr}(j) = 0 \\
 & \quad \text{Res}(j) = \text{Res}(j-1) - \text{ETR}(j) + \text{Pr}(j) \qquad \qquad \qquad (\text{V},1)
 \end{aligned}$$

- La demande climatique (ETM(j)) est exprimée par l'ETP(j) climatique affectée d'un coefficient cultural (Kc(j)), sans dimension, caractéristique de la plante cultivée et de son niveau de développement:

$$\text{ETM}(j) = \text{ETP}(j) * \text{K}_c(j) \qquad \qquad \qquad (\text{V},2)$$

- La confrontation entre offre en eau et demande climatique se fait au niveau du sol; on définit préalablement un facteur p ($0 < p < 1$), ratio caractérisant la fraction de la réserve facilement utilisable du sol (RFU), et difficilement utilisable (RDU):

$$\begin{aligned}
 \text{RDU} & = p * \text{RU} \\
 \text{RFU} & = (1-p) * \text{RU} \qquad \qquad \qquad (\text{V},3)
 \end{aligned}$$

* Si la fraction d'eau disponible par rapport à la RU est supérieure à p , alors la demande climatique est prélevée intégralement sur la réserve.

$$\begin{aligned}
 & * \text{ Si } \text{Res}(j-1) > \text{RDU} \text{ alors} \\
 & \quad \text{ETR}(j) = \text{ETM}(j)
 \end{aligned}$$

* Si la fraction d'eau disponible par rapport à la RU est inférieure à p , alors il y a stress hydrique; on considère alors que l'eau disponible devient difficilement utilisable, et la demande climatique n'est satisfaite qu'en proportion de l'eau disponible sur la réserve difficilement utilisable.

$$\begin{aligned}
 & \text{ Si } \text{Res}(j-1) < \text{RDU} \text{ alors} \\
 & \quad \text{ETR}(j) = \text{ETM}(j) * \text{Res}(j-1) / \text{RDU} \qquad \qquad \qquad (\text{V},4)
 \end{aligned}$$

Le modèle calcule donc pour chaque jour du cycle:

- L'évapotranspiration réelle,
- L'état de la réserve en eau du sol,
- Le drainage.

2. Le modèle BIP.

Ce modèle, proposé par FRANQUIN et FOREST, (1977), repris par FOREST et al, (1984.) a été largement développé par le CIRAD à partir des années 1980, a servi de base à de nombreuses adaptations locales. On en présente ici une version courante.

Le modèle BIP fonctionne sur un pas de temps journalier, et tous les flux journaliers sont exprimés en mm/jour. Il se distingue du modèle FAO essentiellement par deux aspects.

1) Le modèle BIP propose un réservoirs sol variable en fonction de l'avancée du front de colonisation racinaire. Lorsque celui-ci a atteint sa profondeur maximale, il fonctionne de façon identique à celui décrit pour le modèle FAO. Le réservoir variable (Réserve Utile Racinaire (RUR(j)), croît en même temps que la profondeur d'enracinement (Prac(j)), plafonnée par la profondeur maximale d'enracinement (Pmax). La réserve potentielle en eau du sol (RUmm) est donnée en mm d'eau par mètre de sol exploré.

RUR(j) est donc pilotée par la vitesse d'enracinement (Vrac) et le temps (j). Par ailleurs, l'avancée naturelle du front racinaire est plafonnée par le front d'humectation (FrHum(j)), qui avance au rythme selon lequel les pluies remplissent le réservoir sol.

$$\begin{aligned} \text{RUR(j)} &= \text{MIN}(\text{Pmax}, \text{Prac(j)}) * \text{RUmm} \\ \text{Prac(j)} &= \text{MIN}(\text{Frhum(j)}, \text{Vrac} * \text{j}) \end{aligned}$$

Le réservoir racinaire draine ($\text{Dr}_1(\text{j})$) dans le réservoir maximal selon la même loi que dans le modèle FAO, et le réservoir principal draine ($\text{Dr}_2(\text{j})$) hors du système selon la même loi.

2) La confrontation entre offre en eau et demande climatique se fait à travers une fonction polynomiale de degré trois, dite fonction d'EAGLEMAN (1971), modifiée par VACKSMAN (1989), dans laquelle l'évapotranspiration réelle est calculée comme fonction du coefficient cultural ($\text{Kc}(\text{j})$), de l'ETP journalière ($\text{ETP}(\text{j})$), et du taux de saturation de la réserve racinaire du sol $\text{HR}(\text{j})$:

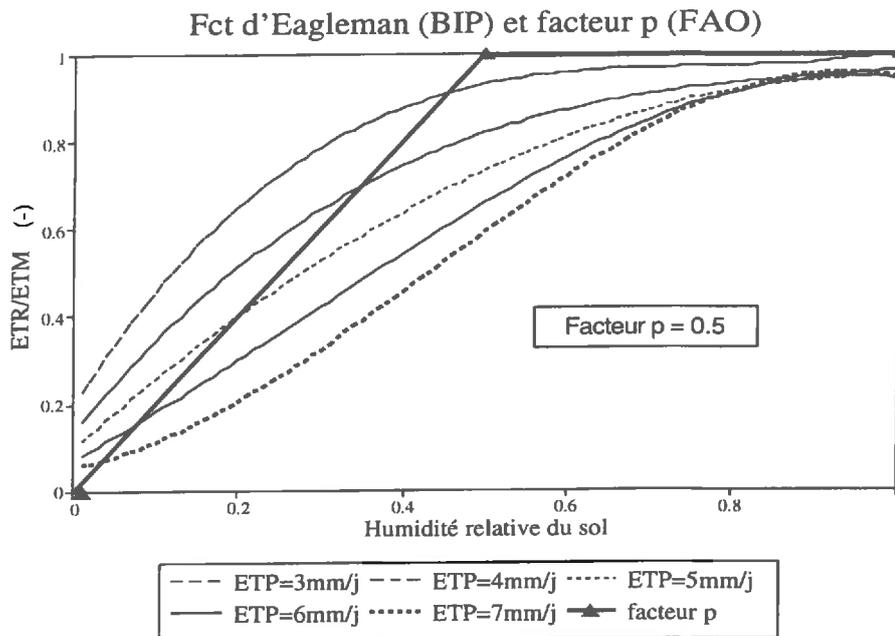
$$\begin{aligned} \text{HR(j)} &= \text{Res(j)/RUR(j)} \\ \text{ETR(j)} &= \text{Kc(j)*Eagleman}(\text{HR(j),ETP(j)}) \end{aligned} \quad (\text{V},5)$$

où

$$\begin{aligned} \text{Eagleman}(\text{HR(j),ETP(j)}) &= a + b * \text{HR(j)} + c * (\text{HR(j)})^2 + d * (\text{HR(j)})^3 \\ a &= 0.732 - 0.05 * \text{ETP(j)} \\ b &= 4.97 * \text{ETP(j)} - 0.661 * (\text{ETP(j)})^2 \\ c &= -8.57 * \text{ETP(j)} + 1.56 * (\text{ETP(j)})^2 \\ d &= 4.35 * \text{ETP(j)} - 0.88 * (\text{ETP(j)})^2 \end{aligned} \quad (\text{V},5\text{bis})$$

On présente dans la figure V,1 les abaques décrivant l'estimation du rapport ETR/ETM à partir des paramètres HR et ETP . Pour la description et l'analyse de sensibilité de la fonction d'Eagleman, on se rapportera à MARCHAND (1988) On a représenté en sur-impression les segments représentant ce même rapport dans le cas du modèle FAO, pour un facteur p égal à 0.5.

Figure V,1 : Affectation de l'évapotranspiration réelle par rapport à l'évapotranspiration maximale en fonction de l'humidité relative du sol pour les modèles BIP et FAO.



3. Le modèle de RITCHIE.

Le modèle de RITCHIE (1972, 1985) a été largement développé et analysé dans les études de modélisation du bilan hydrique des cultures. Il constitue notamment le module hydrique des modèles de la famille CERES.

Pour ce qui est de nos travaux, on le considèrera comme le plus complexe des modèles fonctionnels. Pour ce qui est de sa description complète, et de son paramétrage original pour la culture du maïs, le lecteur est invité à se reporter à (JONES et KINIRY, 1986), dont on décrit ici les grandes lignes.

- Le modèle de Ritchie appartient à la famille des modèles multicouches, dans lequel chaque couche est caractérisée physiquement par son épaisseur, son humidité volumique à saturation, à capacité au champ, et au point de flétrissement permanent.
- A chaque pas de temps, la lame d'eau précipitée s'infiltré dans la première couche, qu'elle réhumidifie, produisant ainsi une nouvelle humidité. Si la nouvelle humidité est inférieure à la capacité au champ, on passe à l'étape suivante du modèle. Si l'humidité est supérieure à la capacité au champ, alors une fraction de l'excès draine dans la couche inférieure, et ainsi de suite. La pluie est ainsi redistribuée dans le profil, et la fraction drainée par la dernière couche sort du système.
- Evaporation du sol nu et transpiration sont traitées séparément, la demande climatique globale est séparée en une demande potentielle s'exerçant sur le sol (demande évaporative) et une demande s'exerçant sur les plantes (demande transpirative)

- L'évaporation est limitée par la demande évaporative potentielle et une fonction de dessèchement de l'interface sol/atmosphère.

On s'attardera par contre sur le module de transpiration, qui présente une certaine originalité.

Une fonction empirique d'absorption racinaire est préalablement proposée, qui calcule un taux potentiel d'absorption d'eau par longueur de racines présente dans la couche. Pour le paramétrage standard, cette fonction s'écrit ainsi:

$$\text{Taux} = 2.67 \cdot 10^{-3} \cdot \exp(62 \cdot H_{\text{disp}}) / (6.68 - \log(\text{Drac})) \quad (\text{V},6)$$

où

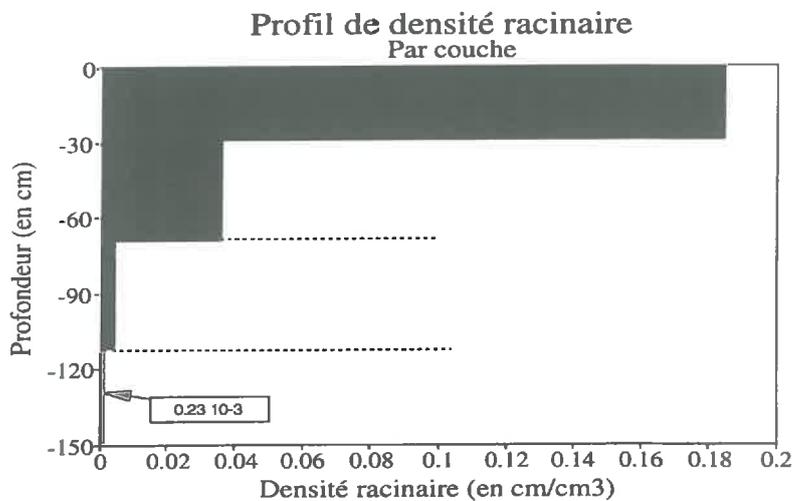
H_{disp} est l'humidité réelle - Humidité au point de flétrissement. (-)

Drac est la densité racinaire (en cm de racines par cm^3 de sol.)

Ce taux est par ailleurs plafonné à $0.03 \text{ cm}^3/\text{cm}$ de racines.

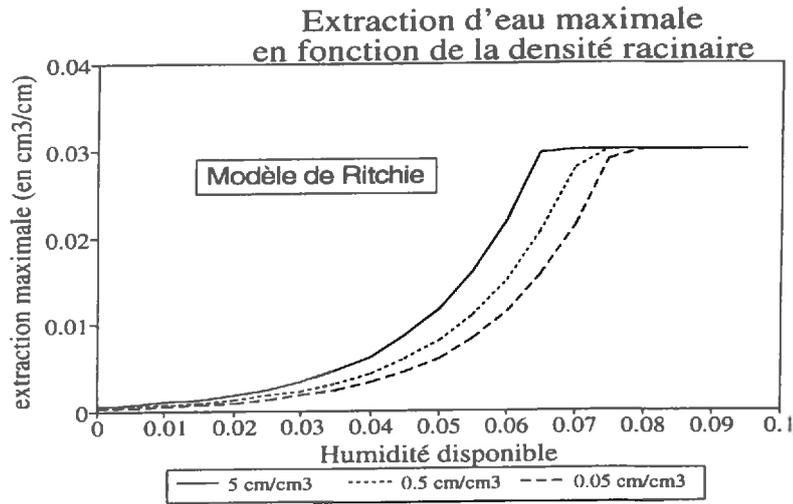
La figure V,2 représente un profil racinaire.

Figure V,2 : Profil de densité racinaire



La figure V,3 présente l'évolution du taux d'extraction en fonction de l'humidité disponible pour trois niveaux de densité racinaire.

Figure V,3 : Fonction d'extraction d'eau en fonction de la densité racinaire pour le modèle de Ritchie.

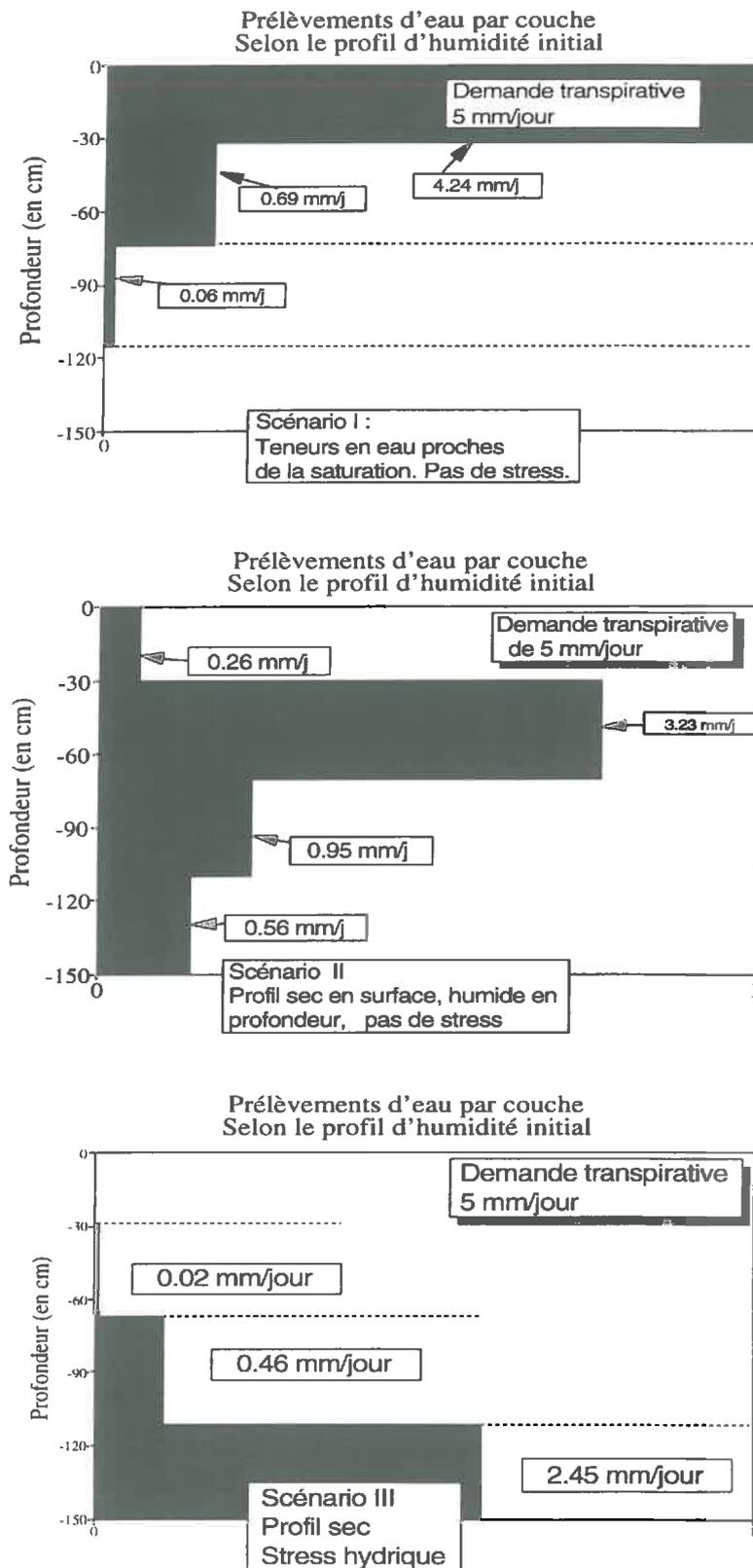


On calcule alors, par couche, le prélèvement potentiel de la culture en multipliant ce taux par la densité racinaire et l'épaisseur de la couche considérée.

L'intégrale de ces prélèvements sur le profil est alors comparée à la demande transpirative. Si le prélèvement potentiel est inférieur à la demande transpirative, alors il y aura stress, et le prélèvement réel par couche est égal au prélèvement potentiel. Si par contre le prélèvement potentiel est supérieur à la demande, alors le prélèvement potentiel de chaque couche sera affecté du rapport demande transpirative sur prélèvement potentiel total. On ramène ainsi le prélèvement total à sa valeur maximale, tout en gardant une logique quant à la répartition du prélèvement entre les couches.

La figure V,4 illustre ces mécanismes.

Figure V,4 : Extraction d'eau par couche simulée par le modèle de Ritchie selon trois scénarios d'humidité initiale du profil.



Les deux premiers graphiques montrent un même prélèvement total (5 mm/jour), mais selon le niveau relatif d'humidité initiale des couches, l'eau ne sera pas prélevée au même endroit du profil.

Sur le troisième graphique, partant d'un profil sec en surface, les prélèvements seront essentiellement réalisés en profondeur, dans une couche où la faible densité racinaire ne permettra pas que l'ensemble de la demande soit satisfaite. Il y aura donc stress.

La fonction présentée pilote donc à la fois le stress hydrique et la répartition des prélèvements.

Une autre spécificité du modèle de Ritchie est constituée par le module de redistribution de l'humidité après évaporation du sol. Celui-ci est actif entre couches de sol, sur les quatre premières couches, selon une fonction présentant quelques similitudes avec la loi de Darcy, dans laquelle:

- Le terme de conductivité hydraulique non saturée est une fonction exponentielle croissante du niveau moyen de saturation du sol à l'interface des deux couches considérées.

$$K(\theta) = 0.88 * \exp(35.4 * (\theta_i + \theta_{i+1}) / 2) \quad (V,7)$$

- Le gradient de potentiel est assimilé à la différence de niveau de saturation du sol entre les deux couches, rapporté à la différence de profondeur moyenne entre les deux couches.

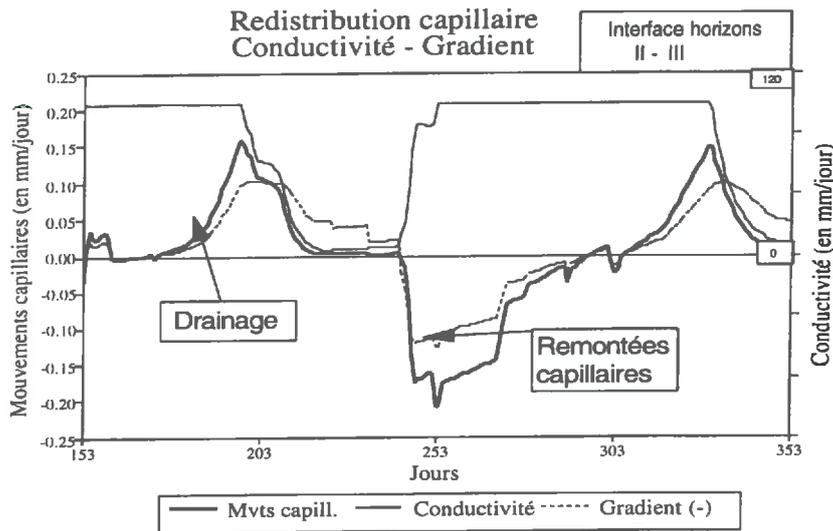
$$\text{flux}(i,i+1) = K(\theta) * (\theta_{i+1} - \theta_i) / ((d_{\text{layer}}(i) + d_{\text{layer}}(i+1)) / 2) \quad (V,8)$$

où

$d_{\text{layer}}(i)$ est l'épaisseur de la couche i (mm)

Pour des valeurs standard du paramétrage, pour le jeu de données qui nous occupe (succession maïs/sorgho), et pour l'interface entre la couche II (30-70 cm) et la couche III (70-110 cm), on présente sur la figure V,5 l'évolution de ces différentes variables.

Figure V,5 : Redistribution capillaire de l'eau simulée par le modèle de Ritchie sur l'expérimentation maïs.



La figure V,5 montre:

- Que le sens des mouvements peut être aussi bien vers le haut (remontées capillaires) que vers le bas (drainage).
- Que l'importance quantitative de ces mouvements reste faible, du moins pour le paramétrage standard de la fonction. On discutera plus loin l'opportunité de changer, voire de caler ces paramètres.

Usuellement, le modèle de Ritchie est couplé avec un modèle de croissance et de développement, pour lequel il renseigne un (ou des) indicateur de stress, et dont il reçoit un indice foliaire et un profil de densité racinaire.

On a décrit les grandes lignes de chacun des modèles retenus. Le tableau V,1 présente l'ensemble des paramètres dont les modèles ont besoin pour fonctionner.

Tableau V,1 : Paramètres nécessaires au modèle de Ritchie et aux modèles BIP et FAO.

FAO	BIP	Ritchie
<i>Paramètres climatiques journaliers</i>		
ETP	ETP	Transpiration potentielle Évaporation potentielle
Précipitations	Précipitations	Précipitations
<i>Paramètres eau sol</i>		
Réserve utile totale	Réserve utile par mètre de sol	Par couche: - Epaisseur - Humidité à saturation - Humidité à capacité au champ - Humidité au Pf 4.2
Stock départ	Stock départ	Porosité Humidité initiale de chaque couche
<i>Paramètres plante</i>		
Coefficient cultural	Coefficient cultural	Densité racinaire journalière
Facteur p	Vitesse d'enracinement Profondeur maximale. des racines	

B. Relation entre le MMC et les modèles fonctionnels.

Dans ce paragraphe, on présentera les mécanismes à partir desquels on peut déduire les valeurs des différents paramètres nécessaires aux modèles fonctionnels à partir des paramètres du MMC obtenus au terme du chapitre IV.

1. Paramètres climatiques.

a) ETP journalière, les précipitations journalières (tous modèles)

Celles-ci sont identiques à celles utilisées pour les simulations du MMC.

b) Transpiration et évaporation potentielles journalières (Ritchie).

Le modèle de Ritchie calcule normalement ces valeurs à partir d'une fonction empirique du rayonnement global, de la température moyenne pondérée, de la température maximale, de l'albédo du sol nu, et du LAI. La valeur journalière est ensuite séparée, selon une loi de Beer remaniée fonction de l'indice foliaire du jour considéré, fournissant finalement l'évaporation potentielle du jour j , et la transpiration potentielle du jour j .

L'indice foliaire est normalement fourni par le module de croissance auquel est couplé le modèle de Ritchie. Dans la logique que nous suivons, qui ne s'intéresse pas directement à la formation de biomasse, il n'a pas été envisagé d'effectuer de simulation complète de la croissance et du développement. On a donc court-circuité le modèle de Ritchie. On n'a pas calculé selon le protocole proposé par Ritchie l'évapotranspiration potentielle du maïs, mais on lui a imposé directement les valeurs journalières de transpiration et d'évaporation potentielles issues de notre MMC.

On peut ainsi mieux isoler le fonctionnement hydrique du modèle, sans introduire d'autres sources de distorsion comme l'aurait été la formation du LAI. La même logique sera suivie pour le système racinaire: on imposera au modèle de Ritchie les profils journaliers de densité racinaire issus du MMC.

2. Paramètres eau-sol.

a) Réserve utile.

La réserve utile est classiquement définie comme la lame d'eau disponible, sur l'épaisseur du profil colonisé par les racines, entre la capacité au champ et le point de flétrissement permanent.

$$RU = \theta_{cc} - \theta_{pfp} \quad (V,9)$$

On se propose de définir ces bornes de la manière suivante:

- Teneur en eau à capacité au champ = teneur en eau pour un potentiel matriciel de -0.3 bar, soit -30 KPa.
- Point de flétrissement permanent = teneur en eau pour un potentiel matriciel de -10 bars, soit -10^6 Pa. On choisit -10^6 Pa plutôt que $-1.5 \cdot 10^6$ Pa, du fait que le calage du MMC nous a fourni une valeur de -10^6 Pa comme seuil de potentiel à partir duquel la plante n'extrayait plus d'eau.

Le calage de la relation succion/humidité (Equation III,33) nous a donné une formulation, selon le modèle de VAN GENUCHTEN:

$$\psi(\theta) = (1/\alpha) * ((\theta/\theta_s)^{(n/1-n)} - 1)^{1/n}$$

avec :

$$\begin{aligned} \alpha &= 0.1363 \\ n &= 1.15286 \\ \theta_s &= 0.75 \end{aligned}$$

On en déduit donc les valeurs suivantes comme bornes de la RU:

$$\begin{aligned} \theta_{cc} &= 0.424 \\ \theta_{pfp} &= 0.249 \end{aligned}$$

Soit une RU de 175 mm/mètre de sol, soit pour une profondeur moyenne du système racinaire de 1.20 mètre, $RU = 210$ mm.

Cette valeur est élevée. Elle est cependant tout à fait conforme à l'ordre de grandeur des chiffres proposés par COLMET-DAAGE (1970). Si l'on avait choisi la valeur de 15 bars pour le point de flétrissement permanent (pfp), on aurait obtenu une valeur de θ_{pfp} de 0.234, et donc une valeur légèrement supérieure pour la RU (soit 190 mm/m)

b) Propriétés hydrodynamiques couche par couche (Ritchie).

On a défini arbitrairement quatre couches d'épaisseurs respectives 30, 40, 40, et 40 cm, et une couche inférieure de 60 cm. Chacune de ces couches présente les mêmes caractéristiques hydrodynamiques, soit :

$$\begin{aligned} \theta_{sat} &= 0.750 \\ \theta_{cc} &= 0.424 \\ \theta_{pfp} &= 0.249 \end{aligned}$$

L'indicateur de porosité ('swcon' dans le modèle de Ritchie) peut être calculé de la manière suivante:

$$swcon = (\theta_{sat} - \theta_{cc}) / \theta_{cc} \quad (V,10)$$

soit: pour le paramétrage issu du modèle :

$$swcon = 0.768$$

c) Stock d'eau disponible.

Il s'agit du stock d'eau total sur 120 cm de profondeur, duquel on déduit le stock non disponible, correspondant à l'eau stockée sous un potentiel inférieur au pfp.

A chaque instant, le stock d'eau disponible sera défini de manière identique afin de pouvoir faire des comparaisons entre modèles, de la manière suivante:

$$\text{Stock disponible} = \int_0^{120\text{cm}} (\theta - \theta_{\text{pfp}}) dz \quad (\text{V,11})$$

Les simulations démarrent pendant une période fortement pluvieuse. Pour le début de toutes les simulations, le stock sera égal à:

$$\text{Stock départ} = 398.4 \text{ mm}$$

d) Humidité initiale de chaque couche.

Il s'agit, pour le modèle de Ritchie, de l'humidité volumique au démarrage de la simulation:

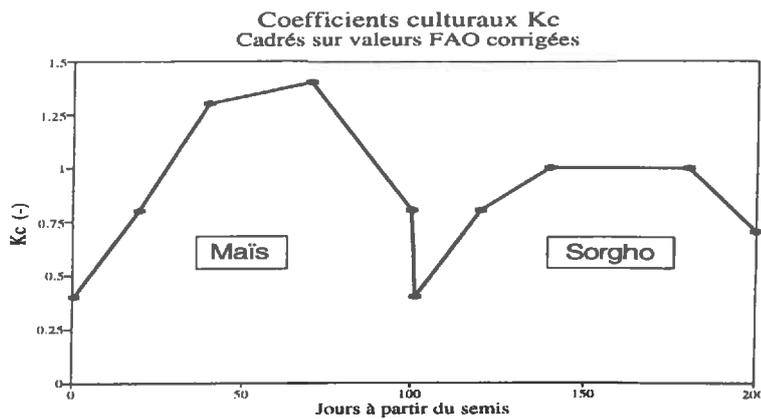
0-30 cm	$\theta = 0.581$
30-70 cm	$\theta = 0.568$
70-110 cm	$\theta = 0.532$
110-150 cm	$\theta = 0.526$
150-210 cm	$\theta = 0.526$

3. Caractéristiques plante.

a) Le coefficient cultural.

Le calage du modèle mécaniste nous avait conduit à proposer un coefficient cultural maximal de 1.4 pour le maïs, de 1.0 pour le sorgho. On a donc repris telles quelles ces valeurs, en déformant la courbe d'évolution des Kc proposée par la FAO afin qu'elle atteigne sans discontinuité les valeurs maximales identifiées par le MMC. La figure V,6 montre l'évolution journalière des Kc proposés.

Figure V,6 : Diagramme des coefficients culturaux utilisés par les modèles FAO et BIP.



b) Le facteur p.

Ce paramètre indique l'état relatif de la réserve du sol à partir duquel un stress hydrique commence à se manifester. Il est donc en correspondance directe avec le paramètre 'h₃' de la fonction d'absorption racinaire proposée et calée sur le modèle mécaniste.

Le tableau V,2 présente l'équivalence entre ces valeurs, sur la base du calcul suivant:

$$\text{'facteur p'} = (\theta_{cc} - \theta_{(h_3)}) / (\theta_{cc} - \theta_{pfp}) \tag{V,12}$$

Tableau V,2 : Equivalence entre potentiel h₃ calculé par le MMC et facteur p du modèle FAO.

Culture	Maïs	Sorgho
Potentiel limite h ₃	- 84.3 Kpa	-212.4 Kpa
Humidité équivalente	0.363	0.315
'facteur p équivalent'	0.35	0.65

c) Vitesse / Profondeur maximale d'enracinement.

Les valeurs sont directement héritées du paramétrage du MMC, et sont présentées dans le tableau V,3.

Tableau V,3 : Vitesse et profondeur maximale d'enracinement pour le maïs et le sorgho.

Culture	Maïs	Sorgho
Vitesse d'enracinement	3.5 cm/jour	4.3 cm/jour
Profondeur maximale des racines	140 cm	110 cm

Cependant, pour tenir compte de l'extrême faiblesse de la densité racinaire au fond du profil théorique (10^{-5} cm/cm³ à 135 cm), on tronquera à 120 cm la profondeur maximale pour les modèles BIP et FAO.

d) Profil journalier de densité racinaire.

Celui-ci est nécessaire au modèle de Ritchie; on se propose de reporter directement le profil racinaire obtenu à partir des valeurs obtenues dans la simulation du MMC.

A titre d'exemple, le tableau V,4 présente l'état de ce profil aux jours 20 (milieu de la croissance racinaire du maïs), 40 (fin de la croissance racinaire), et 75 (après que le maïs ait subi un stress hydrique important):

Tableau V,4 : Densité racinaire du maïs (en cm/cm³) du maïs à différents jours de son cycle, par couche.

Couches	jour 20	jour 40	jour 75
0-30 cm	0.10277	0.20025	0.15659
30-70 cm	0.01739	0.04211	0.03432
70-110 cm	0.00011	0.00536	0.00263
110-150 cm	0.00000	0.00042	0.00000

Note: On sera surpris de voir qu'au jour 75, le système racinaire a régressé, puisqu'on trouve une densité racinaire nulle pour l'horizon 110-150 cm. Ceci est dû simplement à l'effet du module de sénescence racinaire.

e) Conclusion.

On a donc établi les correspondances entre les variables et paramètres du MMC et celles des modèles fonctionnels; on est donc en condition d'effectuer les simulations dans des conditions homogènes pour les trois modèles fonctionnels, puisque tous les paramètres découleront du MMC.

C. Simulations initiales.

On a effectué les simulations à partir du paramétrage proposé dans le chapitre précédent, et on présente les principales comparaisons avec la simulation dite MMC.

1. Résultats globaux.

Les quatre modèles ne présentent pas les mêmes sorties, du fait qu'ils ne sont pas construits autour des mêmes simplifications. Ainsi, on ne peut présenter de comparaisons entre évaporation et transpiration que pour le MMC et le modèle de Ritchie, puisque les autres ne séparent pas ces deux grandeurs. De même, on ne peut présenter de remontées capillaires que pour le MMC, les autres modèles ne les calculant pas.

Par contre, les variables ETR et drainage, sur un pas de temps journalier, sont comparables entre modèles. On présente dans le tableau V,5 les valeurs cumulées sur les deux cycles de culture.

Tableau V,5 : Valeurs cumulées de l'évaporation, de la transpiration, du drainage et des remontées capillaires simulées par les quatre modèles.

	Evaporation (mm)	Transpiration (mm)	ETR (mm)	Drainage (mm)	Remontées capillaires (mm)
MMC	308.4	593.9	902.3	318.0	76.8
Ritchie	247.6	625.9	873.5	322.7	0
FAO			842.3	322.1	0
BIP			769.0	385.2	0

On constate:

- Que le modèle BIP se détache nettement des autres modèles, au niveau de l'ETR et du drainage (écart au MMC de respectivement 132 et 67 mm).
- Que les autres modèles sont très proches du MMC au niveau du drainage, mais s'en distinguent sensiblement pour l'ETR.
- Que le modèle de Ritchie présente par rapport au MMC une sous-estimation de l'évaporation et une sur-estimation de la transpiration.

Les figures suivantes vont permettre d'analyser plus finement, et d'expliquer ces discordances.

2. Comparaison des évapotranspirations réelles (ETR).

Les trois figures V,7 et V,8 et V,9 présentent les résultats des comparaisons du MMC avec, séparément, chacun des modèles.

Figure V,7 : Comparaison des ETR simulées par le MMC et le modèle de Ritchie sur l'expérimentation Maïs / sorgho.

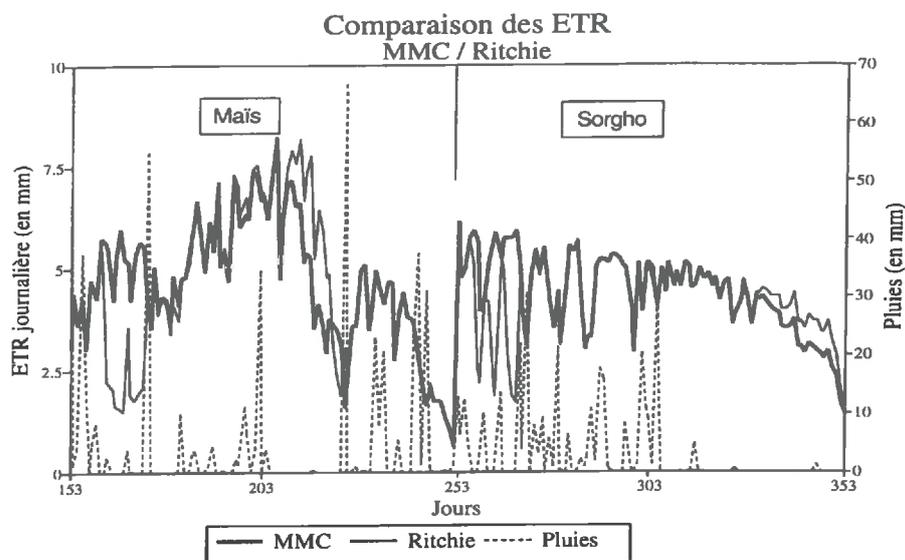


Figure V,8 : Comparaison des ETR simulées par le MMC et le modèle FAO sur l'expérimentation Maïs / sorgho.

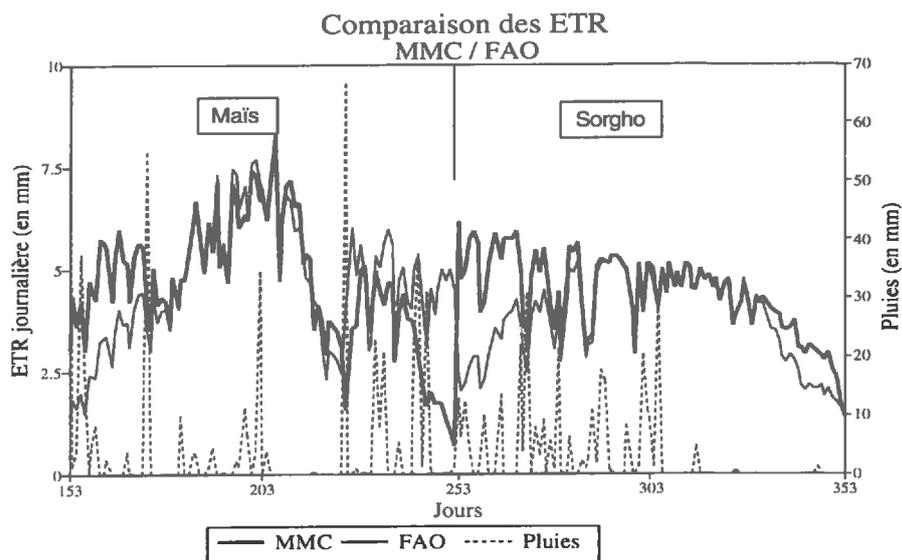
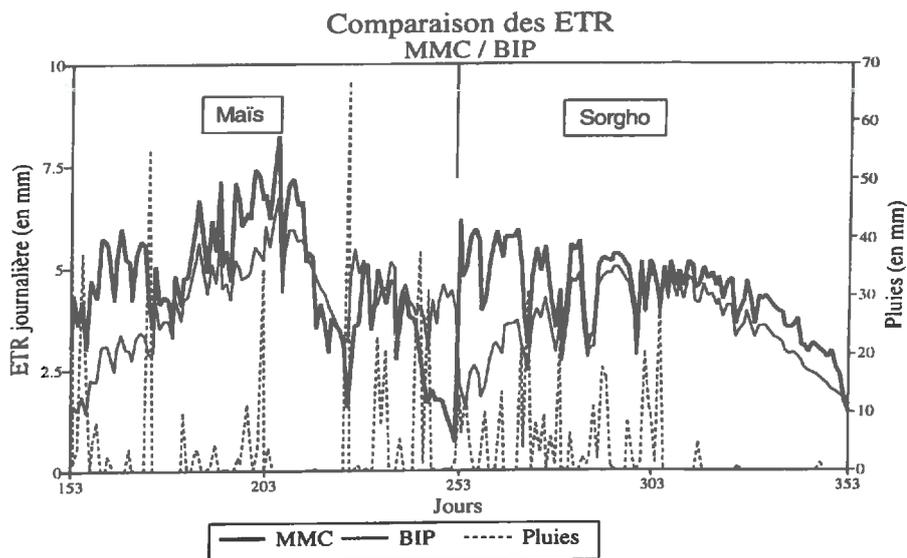


Figure V,9 : Comparaison des ETR simulées par le MMC et le modèle BIP sur l'expérimentation Maïs / sorgho.



Les figures montrent que les modèles fonctionnels suivent de façon globalement satisfaisante, en tendance, le MMC. Cependant, des discordances importantes sont mises en évidence pour chacun des modèles.

On analyse d'abord le modèle BIP, puis les discordances observées sur l'ETR pendant la période de stress du maïs, puis pendant la fin de cycle du sorgho.

a) Sous-estimation de l'ETR par le modèle BIP.

Le modèle BIP sous-estime faiblement, mais à tout moment l'ETR simulée par le MMC. On précise ici la source du décalage systématique du modèle BIP,

Reprenant l'équation V,5 bis, si on donne à HR(j) la valeur 1, la fonction d'Eagleman s'écrit:

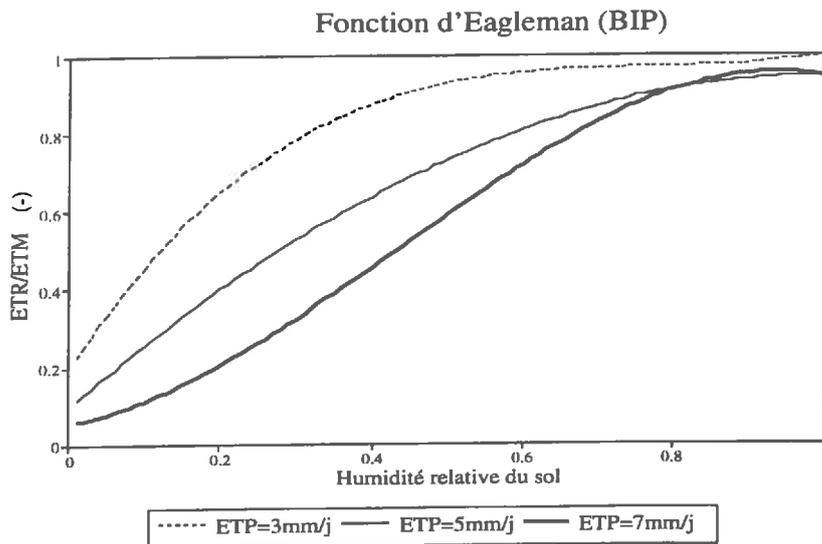
$$\text{Eagleman}(1,ETP(j)) = 0.732 + 0.7*ETP(j) + 0.019*(ETP(j))^2$$

Pour des valeurs de ETP de 5 mm /jour, la fonction vaut 4.7

Pour des valeurs de ETP de 7 mm /jour, la fonction vaut 6.56

La figure V,10 décrivant les abaques de la fonction d'Eagleman précise ces distorsions:

Figure V,10 : Estimation de l'ETR par la fonction d'Eagleman.

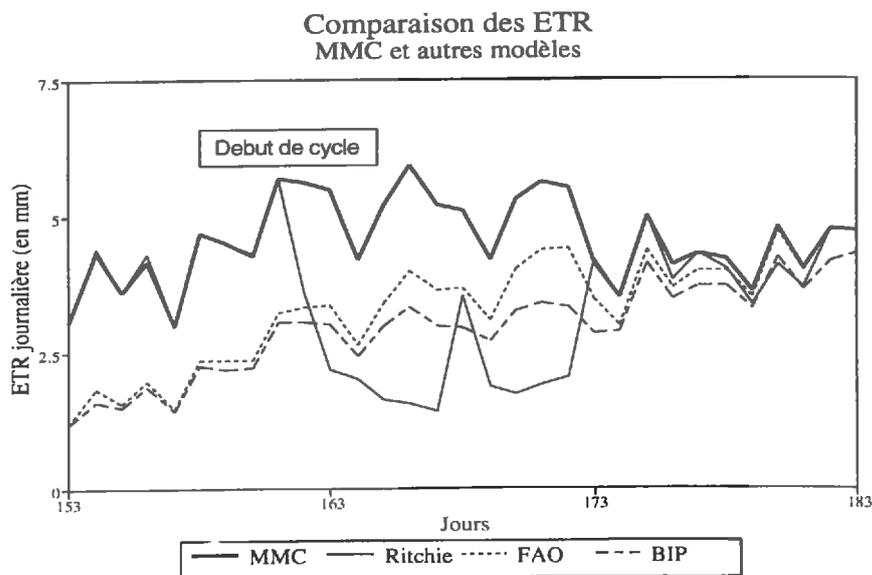


On note que, pour de fortes demandes climatiques, la fonction n'atteint jamais la valeur 1 même lorsque l'humidité relative du sol est proche de 100%. Cette anomalie produit un stress apparent, et un déficit cumulé de 74.6 mm par rapport au modèle FAO qui n'ont pas de justification, et que l'on corrigera dans le chapitre VII.

b) Evapotranspiration en début de cycle.

La figure V,11 regroupe et grossit les ETR simulées en début de cycle.

Figure V,11 : Comparaison des ETR simulées par le MMC et les modèles fonctionnels en début de cycle sur la simulation Maïs/sorgho.



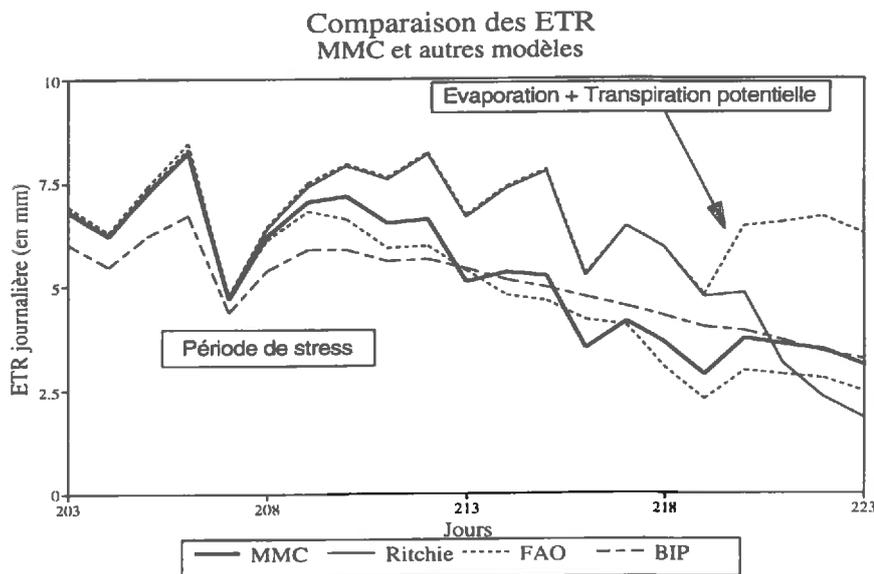
La figure V,11 montre:

- que les modèles BIP et FAO simulent une évapotranspiration nettement inférieure à celle du MMC. Cela provient d'une mauvaise estimation de l'évaporation du sol nu par ces deux modèles; le coefficient cultural initial de 0.4 représente une moyenne de l'évaporation d'un sol nu, pour un sol moyen soumis à des précipitations moyennes. Or, notre cas est bien différent du fait qu'il s'agit d'un sol fortement conducteur, peu susceptible de produire un mulch, et soumis à d'intenses précipitations. Cette discordance était donc prévisible.
- que l'évaporation selon le modèle de Ritchie suit correctement celle du MMC, puis décroche brutalement le jour 161. On a là une manifestation du fait que le paramétrage du " réservoir évaporatif " n'est pas correct: le modèle de Ritchie annule trop rapidement l'évaporation du sol lors des périodes sèches. On y reviendra lors du processus de calage de ces modèles fonctionnels.
- enfin, ces discordances s'estompent au fur et à mesure que la transpiration prend le pas sur l'évaporation, la discordance s'amenuise et les simulations se rejoignent.

c) Période de stress hydrique.

La figure V,12 présente la comparaison entre modèles.

Figure V,12 : Comparaison des ETR simulées par le MMC et les modèles fonctionnels pendant la période de stress sur la simulation Maïs/sorgho.



Jusqu'au jour 206, aucun des modèles ne présente de stress. (le décalage du modèle BIP ne provient que de l'anomalie signalée en V,C,2,a sur la fonction d'Eagleman). Au jour 209, le MMC, le BIP et le FAO marquent un léger stress, qui va en s'accroissant jusqu'au jour 223, alors que le modèle de Ritchie ne commence à montrer un stress qu'à partir du jour 219.

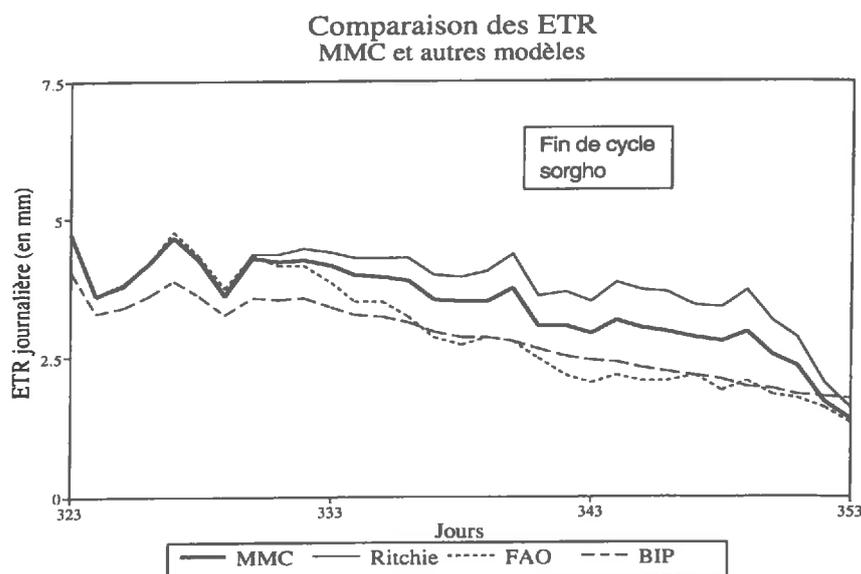
A partir de ce jour, le modèle de Ritchie accusera une chute de l'ETR plus nette que les autres modèles.

Paradoxalement, ce sont donc les modèles les plus simples (FAO et BIP) qui restituent au plus près les valeurs proposées par le MMC.

d) Fin de cycle du sorgho.

La figure V,13 montre les résultats comparés des quatre simulations en fin de cycle de sorgho.

Figure V,13 : Comparaison des ETR simulées par le MMC et les modèles fonctionnels en fin de cycle de l'expérimentation sorgho.

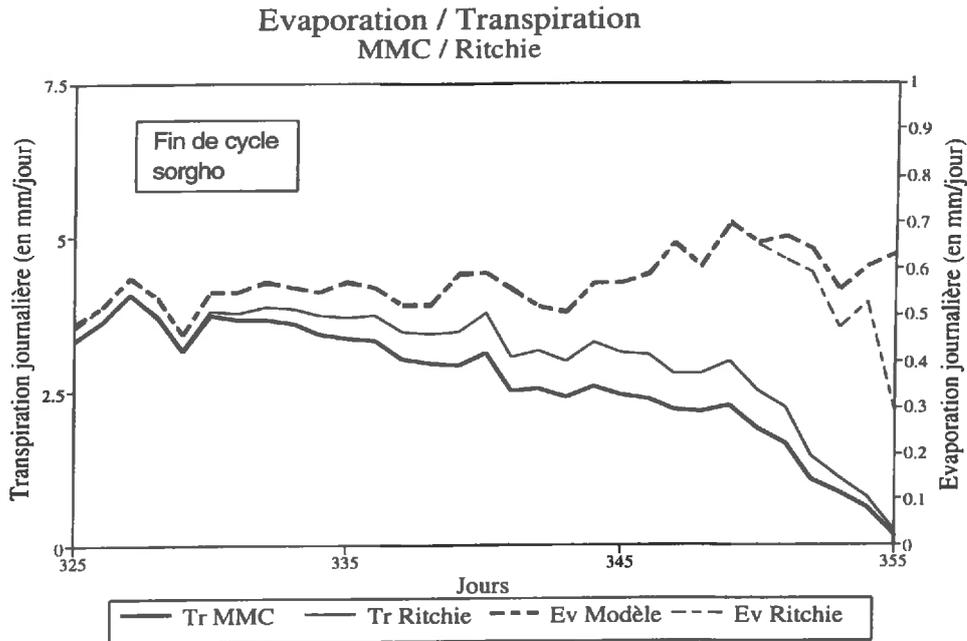


La figure V,13 montre exactement les mêmes tendances que celles observées sur la figure V,12, pendant la période de stress: les modèles BIP et FAO déclenchent leur stress sensiblement au même moment que le MMC, en revanche, le modèle de Ritchie tarde à marquer le stress, mais une fois déclenché, fait chuter son estimation de l'ETR plus rapidement que les autres modèles fonctionnels.

Les modèles FAO et BIP ne séparant pas évaporation et transpiration, on ne peut que faire un commentaire global, qui se résume de la manière suivante: la combinaison d'un coefficient cultural atténuant la demande climatique en fin de cycle et d'une fonction de stress permet de restituer très correctement la décroissance de l'évapotranspiration. Le modèle BIP évapotranspire plus que le modèle FAO, du fait du biais systématique introduit par la fonction d'Eagleman durant les épisodes antérieurs: le BIP ayant perdu moins d'eau il dispose de plus de réserve en fin de cycle (voir paragraphes suivants).

On peut par contre séparer transpiration et évaporation du MMC et du modèle de Ritchie, comparaison illustrée dans la figure V,14.

Figure V,14 : Comparaison des transpirations et des évaporations simulées par le MMC et le modèle de Ritchie en fin de cycle de l'expérimentation sorgho.



L'évaporation reste à des niveaux faibles et ne décroche que très près de la fin du cycle. Par contre, la transpiration du modèle de Ritchie reste plus élevée, pour chuter brutalement sur la fin.

3. Drainage / Remontées capillaires.

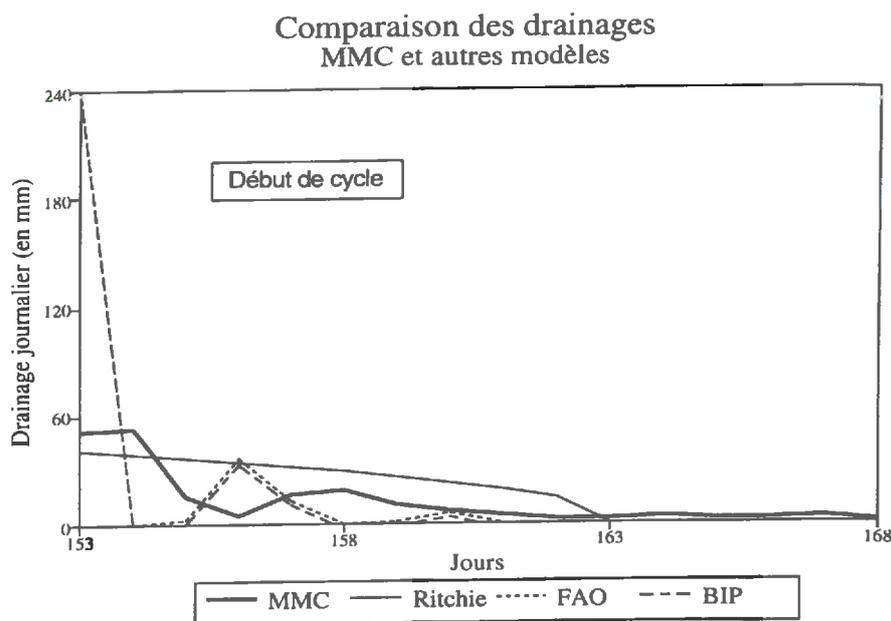
Le tableau V,6 présente les niveaux de drainage atteints par les modèles pendant les vingt premiers jours, puis pendant le reste du cycle.

Tableau V,6 : Valeurs cumulées du drainage simulées par les quatre modèles pendant les deux phases concernées.

	Lames d'eau drainées (en mm)		
	Phase I	Phase II	Total
MMC	222	96	318
Ritchie	314	8	322
FAO	315	7	322
BIP	323	62	385

La figure V,15 illustre la restitution par les quatre modèles du drainage en début de cycle.

Figure V,15 : Comparaison des drainages simulés par le MMC et les modèles fonctionnels en début de cycle de l'expérimentation maïs.



Les deux modèles BIP et FAO drainent en une seule journée l'excès d'eau qui provient du niveau élevé d'humidité du sol au moment du semis (la culture de maïs a été installée au cours d'un épisode fortement pluvieux), alors que le modèle de Ritchie étale, à un rythme comparable à celui du MMC, la quantité à drainer. On retrouve donc là les caractéristiques du module de stockage de l'eau des modèles respectifs.

Au cours du second épisode fortement pluvieux (jours 224 à 246), les volumes drainés ont été très inégaux selon les modèles; le MMC n'a cessé d'alterner périodes de drainage et de remontées capillaires, comme l'a montré la figure IV,33. Le modèle de Ritchie et le modèle FAO ont à peine pu reconstituer leur capacité au champ, pour en arriver à la limite de drainage le jour 305. Quant au modèle BIP, ayant évapotranspiré en quantités moindres pendant le cycle du maïs et le début de cycle du sorgho, il arrivera plus rapidement à sa limite de drainage, et proposera des volumes drainés importants en deuxième cycle.

Quant aux remontées capillaires provenant des horizons profonds, seul le MMC les calcule, on ne présentera donc pas de comparaisons. Signalons toutefois que le MMC propose un total de 76.8 mm d'eau en remontées capillaires, et que donc, de ce fait, on retrouvera nécessairement une discordance avec les autres modèles.

4. Evolution des stocks d'eau disponibles.

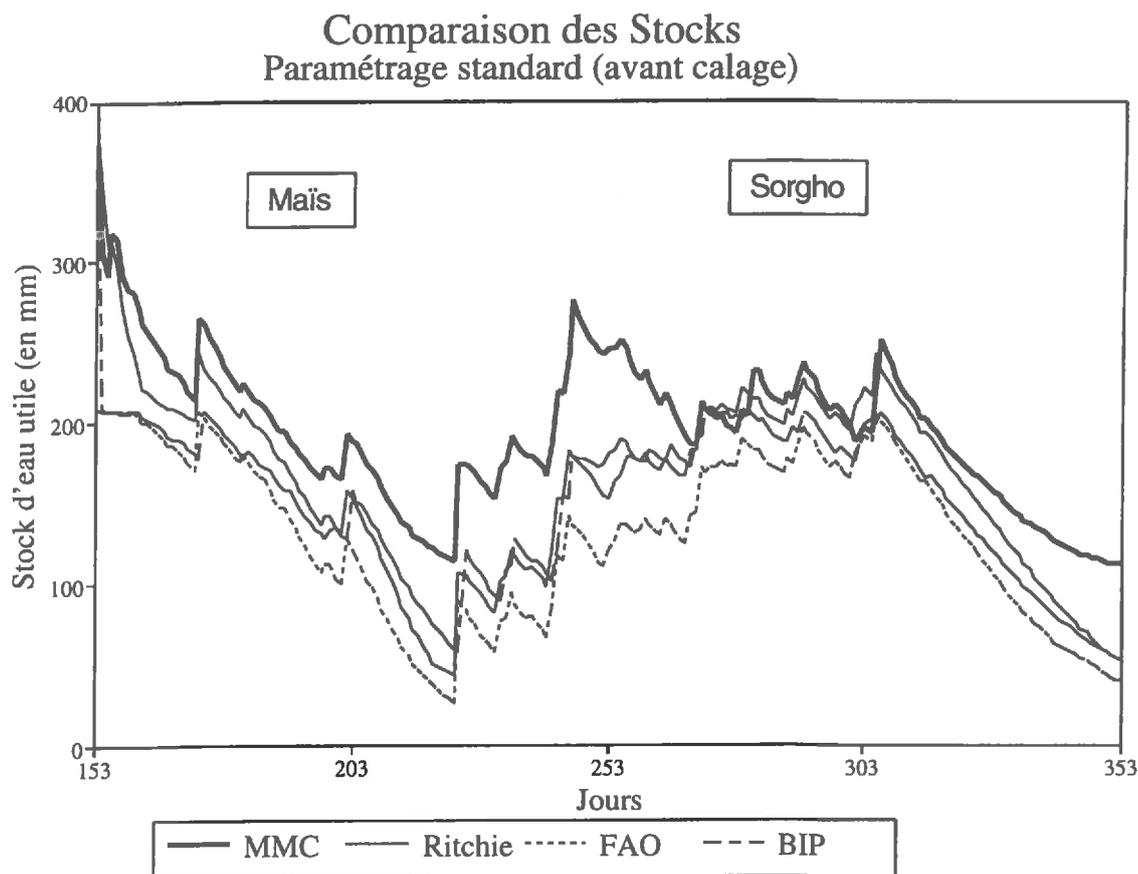
La borne supérieure de la notion de stock disponible n'a qu'un sens limité pour le MMC, dans la mesure où les mouvements d'eau y sont gérés par la loi de Darcy, pour laquelle la capacité au champ ne marque pas de discontinuité particulière.

Au contraire, pour les trois autres modèles (encore que de manière nuancée pour le modèle de Ritchie), la capacité au champ, définie comme la teneur en eau à partir de laquelle l'eau ne draine plus vers les horizons inférieurs marque une limite.

On imposera toutefois ce mode de calcul au MMC, afin de pouvoir établir des comparaisons. Les calculs se feront donc par intégration sur les premiers 120 cm de sol de la différence ($\theta - \theta_{cc}$).

La figure V,16 illustre ces comparaisons.

Figure V,16 : Comparaison des stocks simulés par le MMC et les modèles fonctionnels pendant l'ensemble de l'expérimentation maïs / sorgho.



La figure V,16 montre:

- Des comportements comparables des trois modèles fonctionnels. L'ordre de grandeur des niveaux absolus, et les évolutions sont similaires.
- Par contre, les niveaux se situent toujours très en dessous de celui atteint par le MMC.

Pendant la première partie du cycle, cette discordance provient essentiellement du fait que les modèles fonctionnels restituent mal la cinétique du drainage, lequel est, dans la réalité, très étalé dans le temps: au jour 183, le MMC est toujours en situation de drainage, alors que les modèles fonctionnels ont cessé de drainer respectivement le jour 154 pour le BIP et le FAO, et le jour 163 pour le modèle de Ritchie. De ce fait, le MMC abordera la période de stress avec des réserves plus importantes que les autres modèles.

Pendant la période de stress, le MMC présente une pente plus faible que les autres, alors qu'il maintient, en moyenne, une évapotranspiration du même niveau. Ceci est dû aux remontées capillaires, présentes dans le MMC et absentes dans les autres modèles, qui réalimentent le stock dans des proportions non négligeables (plus de 1 mm/jour en fin de période de stress)

A partir de la pluie du jour 223, et pendant toute la phase pluvieuse qui se poursuivra jusqu'au jour 245, le MMC rechargera son stock jusqu'à atteindre des conditions de drainage (à partir du jour 248), alors que les autres modèles n'atteindront pas la capacité au champ, et donc ne draineront pas.

Ceci s'explique aisément par le fait que:

- Pendant la période de stress, les modèles fonctionnels n'ont pas bénéficié des remontées capillaires, et donc ont asséché leur réserve d'eau.
- De ce fait, les pluies consécutives à la période sèche n'ont pas suffi à reconstituer la capacité au champ.

Notons que le modèle FAO, qui a accusé le plus fort stress au cours de la période précédente, gardera un décalage par rapport aux autres modèles.

Suit une période pendant laquelle les niveaux des stocks se rejoindront entre les modèles, le MMC continuant à drainer lentement pendant que les autres se maintiennent au voisinage de la capacité au champ.

Enfin, on note que pendant la période de sénescence du sorgho, sans pluie, une nette divergence se manifeste entre les trois modèles fonctionnels et le MMC: en dépit de niveaux d'ETR comparables, le MMC rechargera son stock par remontées capillaires d'importance croissante avec le temps, alors que les autres modèles épuiseront progressivement leurs réserves, et atteindront une nouvelle période de stress.

D. Conclusion.

Même si, dans le détail, les modèles fonctionnels ont montré des comportements différents, entre eux et par rapport au MMC, on doit constater que, globalement, et pour ce qui est de la restitution d'un comportement global des deux cultures, leur comportement est satisfaisant en terme de bilan cumulé de la consommation d'eau, et de restitution du stress hydrique.

Cependant, l'observation des discordances entre stocks simulés par le MMC et les stocks simulés par les modèles fonctionnels nous laisse penser qu'il y a quelque chose de fortuit à cette similitude de comportement; en effet, si l'on avait cherché à caler dès l'origine ces modèles sur une réalité observée en termes de profils d'humidité (minimisation de la distance entre profils observés et profils simulés), on aurait été amené à proposer aux modèles fonctionnels un paramétrage absurde (réserve utile deux fois plus élevée que celle déduite du calage des paramètres hydrodynamiques sol) qui, en retour, n'aurait pas pu restituer les phénomènes de stress observés.

Enfin, les modèles fonctionnels proposent un stock final d'eau très faible (de l'ordre de 50 mm), alors que le MMC en est à près de 120 mm, avec un gradient ascendant lui permettant de se rééquilibrer et de recharger les horizons superficiels sous l'effet des remontées capillaires.

Si on poursuit les simulations au delà de la période analysée jusqu'alors, les modèles fonctionnels se révèlent incapables de simuler correctement les cultures de saison sèche (paturages ou pastèque), car ils vident très rapidement la réserve d'eau, et l'évapotranspiration devient nulle au bout d'une vingtaine de jours. Au contraire, le MMC propose des évolutions concordant avec les mesures pour le stock d'eau, et in fine l'ETR. Ces analyses seront développées au chapitre VI, dans lequel on analyse la sensibilité des différents modèles aux paramètres sol.

VI. ANALYSE DE SENSIBILITE.

VI. ANALYSE DE SENSIBILITE.

A. Considérations préliminaires.

1. Méthodologie.

Partant d'un modèle fonctionnel proche du modèle BIP (modèle PROBE, CHOPART et SIBAND (1988)), CHOPART et VAUCLIN (1990) ont développé une analyse de sensibilité des principales variables de sortie du modèle (ETR et drainage) aux principaux paramètres d'entrée du modèle (Réserve Utile, Vitesse d'avancée du front de colonisation racinaire, Profondeur maximale des racines, Coefficient cultural, et enfin Coefficient d'évaporation du sol nu). Considérant que la détermination des paramètres d'entrée était affecté d'une certaine incertitude, les auteurs ont procédé de la manière suivante:

- On part de deux situations pour lesquelles les simulations ont montré une bonne adéquation des variables simulées par le modèle aux valeurs mesurées. Le paramétrage ainsi calé est considéré comme la référence (Y_{ref} pour les variables de sortie, X_{ref} pour les paramètres d'entrée).
- On se fixe un intervalle réaliste de variation de ces paramètres autour de la référence. Bien que CHOPART et VAUCLIN (1990) ne le précisent pas, on peut supposer que les intervalles réalistes de variation sont issus d'une analyse de la variabilité de ces paramètres mise en évidence par le dispositif (six traitements, huit répétitions).
- On fait varier ces paramètres avec un pas régulier à l'intérieur de l'intervalle choisi, et on analyse les effets des variations relatives du paramètre d'entrée $(X-X_{ref})/X_{ref}$ sur les variables de sortie $(Y-Y_{ref})/Y_{ref}$.

Cette analyse de sensibilité montre, sur les sites choisis, un certain nombre de résultats, que l'on synthétise ainsi:

- *Linéarité*: Dans tous les cas de figure, exception faite du drainage, la réponse du modèle aux variations des paramètres X est non linéaire.

- *Symétrie ou asymétrie des réponses*: Selon le paramètre que l'on fait varier, une sur estimation ou une sous estimation d'égale importance pourra provoquer sur les variables de sortie des effets importants (exemple sous-estimation de la profondeur racinaire maximale) ou très faibles (exemple sur-estimation du même paramètre).

- *Sensibilité différente* du modèle à un même paramètre selon les conditions de pluviométrie (ou d'irrigation). Dans l'article cité, on voit par exemple que le drainage sera moins sensible à une variation de la réserve utile en condition d'irrigation complémentaires qu'en conditions pluviales naturelles, la culture étant soumise à un déficit hydrique.

Parallèlement, après avoir effectué les transformations nécessaires au même modèle que décrit précédemment, VAUCLIN et CHOPART (1991) ont développé une approche stochastique, en donnant de la réserve utile une description statistique, assimilée à un processus stochastique isotrope, en deux dimensions, stationnaire du deuxième ordre, défini par sa densité de probabilité et ses fonctions de covariance. La méthode a consisté à réaliser 400x200 simulations pour donner une représentation statistique conforme aux hypothèses de la variabilité spatiale du paramètre, et à analyser les variables de sortie (ETR, Drainage) à travers leur valeur moyenne (qui peut être comparée avec la valeur obtenue par une simulation déterministe) et leurs paramètres de distribution (qui permettent d'analyser les propriétés statistiques du modèle analysé).

L'étude menée par VAUCLIN et CHOPART 1991 montre que, dans le cas où les conditions climatiques (ou l'hypothèse de réserve utile) conduisent à un stress hydrique important, une approche déterministe peut conduire à d'importantes erreurs sur l'estimation de l'ETR moyenne (parcellaire) ou le drainage.

Plus généralement, les informations apportées par ce type d'études complètent la comparaison statique entre variables simulées et variables observées, permettent de préciser les propriétés du modèle analysé, et ouvrent la possibilité d'effectuer des calculs d'erreur sur les résultats simulés.

2. Adaptations.

Nos conditions expérimentales et notre problématique sont différentes de celles décrites par CHOPART et VAUCLIN 1990, essentiellement du fait que nos principales variables de sortie (ETR, Drainage et Remontées capillaires) n'ont pas été mesurées, mais simulées par un modèle mécaniste dont les paramètres sont issus de nombreux processus de calage.

Elles pourraient par contre être rapprochées de celles décrites par VAUCLIN et CHOPART (1991), à la grande différence près que nos expérimentations ne comportaient pas de répétitions, et donc ne permettaient pas à priori de mesurer une quelconque variabilité spatiale, et moins encore les fonctions de covariance en deux dimensions

En échange, la forme et la dispersion du nuage constitué par les 1847 points à partir desquels a été déterminée la relation potentiel matriciel / humidité volumique, couplée avec

l'hypothèse de distribution aléatoire des densités en (x,y,z) nous donne des éléments pour proposer un intervalle raisonnable de variation de cette relation, et, suivant VAUCLIN (1983) de proposer à cette variabilité une distribution classique.

Par ailleurs, sous réserve d'accorder un certain crédit au modèle mécaniste, on a la possibilité de répercuter les effets de cette variabilité sur le paramétrage d'entrée des modèles fonctionnels, et de comparer les variables de sortie non pas à des références mesurées mais à des variables simulées.

Pour ce qui concerne les autres paramètres (Profondeur racinaire, vitesse d'enracinement, coefficient cultural, coefficient d'évaporation du sol nu) par rapport auxquels CHOPART et VAUCLIN (1990) analysent la sensibilité du modèle, on n'a pas mené l'analyse de sensibilité car on n'avait pas d'éléments pour fixer un domaine de variation raisonnable de ces paramètres. (On rappelle que nos expérimentations ne présentaient pas de répétitions).

Ces considérations nous amènent à proposer une méthodologie intermédiaire entre les deux approches citées. On présente dans les paragraphes suivants un ensemble d'hypothèses sur lesquelles on s'appuiera pour conduire l'analyse de sensibilité. On établira les comparaisons entre nos résultats et les sensibilités présentées par CHOPART et VAUCLIN (1990), et les différences entre approche déterministe et approche stochastique présentées par VAUCLIN et CHOPART (1991).

B. Mise en facteur d'échelle.

1. Présentation.

Dans les résultats que l'on vient de présenter, on a fait explicitement une série d'hypothèses que l'on rappelle ici:

- Le MMC représente la réalité des phénomènes physiques et biologiques observés.
- Le paramétrage des caractéristiques sol et plante obtenu par calage du MM sur les données observées est répercuté directement dans les modèles fonctionnels.

On se doit maintenant de discuter ces hypothèses, en tenant compte des faits suivants:

- Les mesures de potentiel et d'humidité sont entachées d'une certaine erreur, liées aux conditions expérimentales et de mesure. Les caractéristiques physiques de l'humidimètre neutronique utilisé (SOLO 25) et des tensiomètres à mercure utilisés permettent d'envisager un calcul d'erreur dont le processus est détaillé en annexe (VI,1).

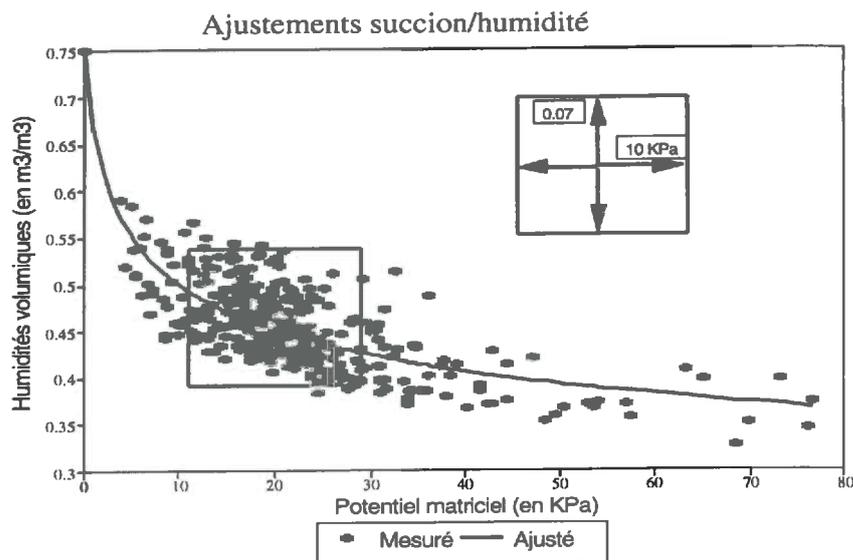
- La transformation des mesures neutroniques en humidité volumique passe par une relation d'étalonnage mettant en jeu caractéristiques texturales du sol, propriétés réflectométriques de ce même sol, et masse volumique sèche. Un calcul d'erreur serait ici envisageable, mais il deviendrait rapidement extrêmement complexe du fait de la liaison statistique de ces erreurs entre elles, et de l'hypothèse de distribution aléatoire en 3D des masses volumiques sèches. On n'a par ailleurs que peu d'éléments quantifiés sur la variabilité spatiale de la texture. Dans cette thèse, on n'entreprendra pas un tel calcul.
- Enfin, les sous-modèles choisis et le paramétrage associé des fonctions biologiques (absorption racinaire, stress, sénescence) sont calés sur des observations (indice foliaire, densité racinaire) entachées d'une certaine erreur expérimentale.

Le dispositif expérimental utilisé n'offre pas la possibilité de donner une représentation véritablement stochastique de l'ensemble des paramètres de notre MMC, ni d'utiliser directement des techniques d'analyse de propagation d'erreur, liant erreur expérimentale et variabilité spatiale.

Par contre, on dispose de suffisamment d'éléments observés pour faire des hypothèses raisonnables sur la variabilité de la relation succion humidité, englobant erreur expérimentale sur les mesures de succion et d'humidité, erreur systématique sur l'étalonnage de la relation succion/humidité, variabilité spatiale de la masse volumique sèche et variabilité spatiale de la texture.

On se propose pour cela de reprendre le nuage global obtenu sur l'ensemble des observations, dont un tirage du cinquième des points est représenté sur la figure VI,1.:

Figure VI,1 : Ordre de grandeur de la dispersion maximale de la relation succion / humidité.



On a représenté dans le cadre une situation extrême de la dispersion, qui montre que, selon le nuage, pour un potentiel donné, on peut avoir une humidité volumique variant de ± 0.07 , et pour une humidité donnée on peut avoir une variation de potentiel de ± 10 KPa. De tels écarts sont très importants.

On fera ici l'hypothèse que des écarts de cet ordre de grandeur représentent un extrême de ce que le cumul des erreurs aléatoires et systématiques, de la variabilité spatiale des densités sèches, et de la variabilité liée à l'étalonnage indirect de la sonde à neutrons peut produire comme incertitude sur la relation succion/humidité.

Ces réflexions nous ont permis de mettre en évidence un domaine probable à l'intérieur duquel se situait la relation succion/humidité de notre sol. On se propose maintenant de faire varier la relation $K(\psi)$ à l'intérieur du domaine que l'on a borné, et d'analyser la sensibilité des sorties du modèle à cette relation, tout en gardant le paramétrage des fonctions biologiques issues de la partie II de la thèse.

On cherchera donc maintenant à analyser les effets de la variation de la relation succion/humidité sur la conductivité hydraulique, et à se donner une représentation stochastique de cette variabilité.

2. Théorie générale.

On se reporte à la théorie de similitude des milieux poreux (MILLER et MILLER 1956), applicable à un ensemble de milieux poreux s'ils diffèrent par l'échelle de leur géométrie interne. Selon cette théorie, sous réserve d'invariance de la porosité et d'invariance des coefficients de tension superficielle et de viscosité cinématique, pour deux milieux géométriquement semblables on pourra écrire, pour une humidité donnée θ_0 :

$$\psi_i * l_i = \psi_0 * l_0 \quad (VI,1)$$

$$K_i * l_i^{-2} = K_0 * l_0^{-2} \quad (VI,2)$$

où

ψ_0 et ψ_i sont respectivement le potentiel du milieu de référence et du milieu similaire,
 K_0 et K_i sont respectivement la conductivité hydraulique du milieu de référence et du milieu similaire,
 l_0 et l_i sont les longueurs caractéristiques du milieu de référence et du milieu similaire.

Introduisant le rapport des longueurs caractéristiques:

$$a_i = l_i / l_0 \quad (VI,3)$$

on a finalement

$$\psi_i = \psi_0 / a_i \quad (VI,4)$$

$$K_i = K_0 * a_i^2 \quad (VI,5)$$

où

a_i est, par définition, le facteur d'échelle permettant de passer du milieu (i) au milieu de référence.

Les hypothèses permettant d'appliquer cette théorie sont relativement contraignantes. L'une d'elles (invariance de la porosité) est même franchement contradictoire avec l'une de nos hypothèses quant aux sources de la variabilité de la relation succion/humidité. On se reportera à (SPOSITO et JURY, 1985), dans lequel est détaillée la possibilité d'utiliser la théorie des facteurs d'échelle dans le cas où l'hypothèse d'invariance de la porosité n'est pas acceptable. Le facteur a_i s'applique dans ce cas à un potentiel équivalant à une humidité corrigée du rapport des porosités.

On se reportera à la revue faite par VAUCLIN (1983) pour constater que la mise en facteur d'échelle est souvent utilisée pour décrire la variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques des sols homogènes. On l'acceptera donc telle quelle, avec ses hypothèses, en utilisant la correspondance proposée entre relation succion/humidité et conductivité hydraulique. A chaque facteur d'échelle sera associé un couple de relations $K(\psi)$ et $\theta(\psi)$ plausibles.

C. Génération de facteurs d'échelle.

1. Calcul des nouvelles relations $\theta_i(\psi)$ et $K_i(\psi)$.

La technique consiste à générer un grand nombre de situations (appelées réalisations) de couples $K_i(\psi)$ et $\theta_i(\psi)$ correspondant à une valeur spécifique du facteur d'échelle, dont la probabilité d'apparition suive une loi cohérente avec l'idée que l'on se fait de la distribution de ce facteur.

Le tableau de synthèse présenté par VAUCLIN (1983) montre que la plupart des auteurs (VAUCLIN et al 1981, WARRICK et al, 1977, SIMMONS et al 1979), admettent l'hypothèse d'une distribution log-normale du facteur d'échelle décrivant la variabilité de la relation succion/humidité de sols variés.

La simple observation visuelle du nuage de points ayant servi à caler la relation $\theta(\psi)$ (figure VI,1) permet de constater l'asymétrie dans la distribution des points autour de la courbe ajustée sur notre nuage initial, ce qui nous pousserait à choisir pour a une distribution log-normale, centrée sur la valeur 1 correspondant aux valeurs observées, et dont la dispersion serait déterminée de telle façon que les valeurs extrêmes des valeurs tirées génèrent des réalisations extrêmes raisonnables.

Les paramètres en sont définis ainsi:

* Une variable z suit une loi log-normale si son logarithme népérien $y = \ln(z)$ suit une loi normale.

* Si y suit une loi normale d'espérance μ et de variance σ , la variable log-normale associée suivra une loi d'espérance:

$$E(z) = \exp(\mu + \sigma^2/2) \quad (\text{VI},6)$$

* La fonction de densité de la loi log-normale s'écrit alors:

$$f(z) = (1/\sigma\sqrt{2\pi}) * (1/z) * \exp(-1/2((\ln(z)-\mu)/\sigma)^2) \quad (\text{VI,7})$$

* Le centrage sur 1 de la loi choisie impose:

$$\mu + \sigma^2/2 = 0 \quad (\text{VI,8})$$

Le domaine de variation proposé pour la fonction $\theta(\psi)$, défini plus haut, nous permet de proposer les paramètres:

$$\begin{array}{l} \sigma = 0.3 \quad (-) \\ \mu = -0.045 \quad (-) \end{array}$$

2. Nombre de valeurs aléatoires tirées.

Il n'existe pas de règles particulières en la matière. Seul le temps de calcul est limitant, et les résultats seront d'autant plus précis que l'on fait un grand nombre de simulations.

On s'est fixé arbitrairement le nombre de 800 tirages, qui permet de restituer une distribution calée fidèlement sur la distribution d'origine, et qui engendrera un temps de calcul à venir d'une semaine pour effectuer les 800 simulations du MMC.

3. Mode de tirage.

On réalise un tirage de Monte-Carlo de la manière suivante:

- On calcule numériquement la fonction de répartition ($F(z)$) de la loi log-normale à partir du paramétrage que l'on s'est donné (méthode des trapèzes sur l'intervalle 0-4, avec un pas de 0.001, soit 4000 pas; il ne sert plus à rien d'étendre le domaine plus loin, les valeurs de la fonction $f(z)$ pour $z > 4$ étant infinitésimales.)
- On fait un tirage aléatoire dans une loi uniforme sur l'intervalle 0-1. (P_i)
- On cherche la valeur de z qui satisfait la condition:

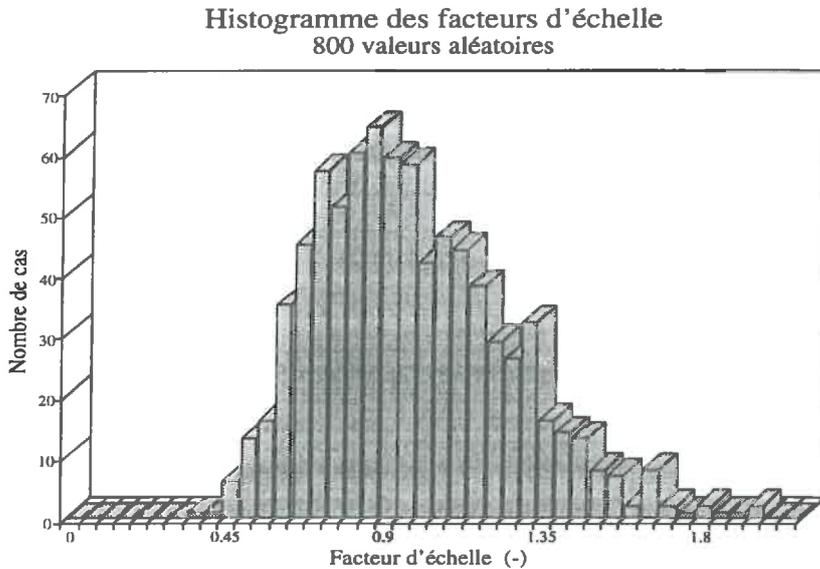
$$F(z_i) = P_i$$

- On répète l'opération huit cent fois; les 800 valeurs de z trouvées constituent un échantillon aléatoire suivant la distribution souhaitée.

4. Histogramme de l'échantillon de facteurs d'échelle.

La figure VI,2 montre les résultats obtenus dans le tirage de Monte Carlo, regroupés en tranches d'amplitude 0.05 .

Figure VI,2 : Tirage aléatoire dans une loi log-normale.



Les valeurs extrêmes (respectivement de 0.34 et 1.91) conduiront à aplatir, ou au contraire à creuser sensiblement la courbe $\theta_i(\psi)$. En échange, la conductivité hydraulique $K_i(\psi)$ prendra des valeurs extrêmes dix fois plus faibles, ou au contraire quatre fois plus fortes, ce qui n'est pas en désaccord avec ce que l'on connaît du comportement de cette grandeur.

5. Calage des fonctions $\theta_i(\psi)$.

A partir du modèle de VAN GENUCHTEN initialement calé, on pouvait:

- soit partir de l'ajustement initial et diviser le terme ψ par le facteur d'échelle (a_i), ce qui aurait donné les relations:

$$\psi_i(\theta) = a_i * (1/\alpha) * ((\theta/\theta_s)^{(n/1-n)} - 1)^{1/n} \quad (\text{VI,9})$$

$$\theta_i(\psi) = \theta_s * (1/(1+(\alpha * \psi/a_i)^n))^{(1-1/n)} \quad (\text{VI,10})$$

L'inconvénient de cette méthode aurait été de ne pas redéfinir un nouvel ajustement, et donc de maintenir la forme spécifique de l'ajustement initialement calé.

- soit recalculer un nouvel ajustement à partir des nouveaux couples $(\psi/a_i, \theta)$.

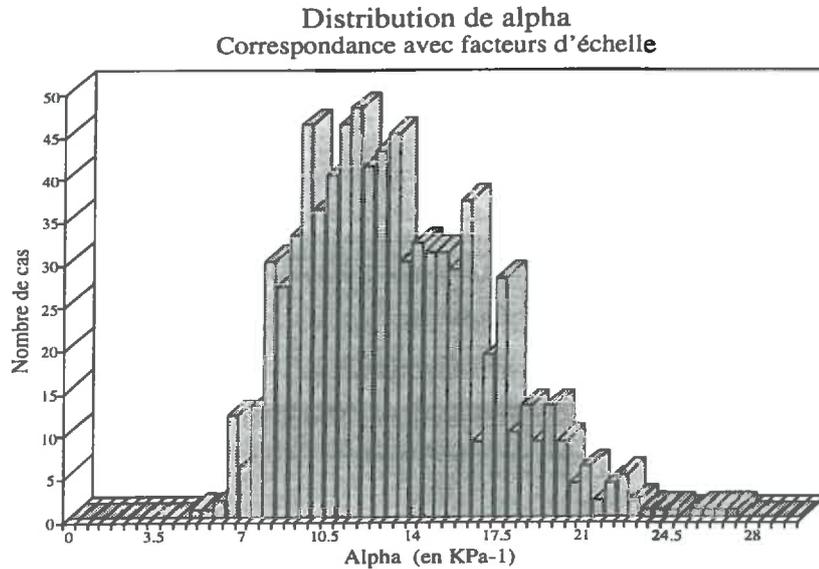
C'est la deuxième solution qui a été retenue.

On a donc procédé à huit cent opérations de calage du modèle de VAN GENUCHTEN sur le nuage complet de points, soit 1847 couples succion/humidité.

Un essai sur un échantillon limité de situations a montré que le paramètre de courbure α du modèle suffisait à restituer complètement la forme de chaque nouveau nuage, on s'est donc dispensé de caler à la fois les termes α et n .

La figure VI.3 montre l'histogramme de distribution du paramètre α .

Figure VI,3 : Histogramme de distribution du paramètre α après calage du modèle de VAN GENUCHTEN sur les 1847 couples succion/humidité modifiés par le facteur d'échelle.



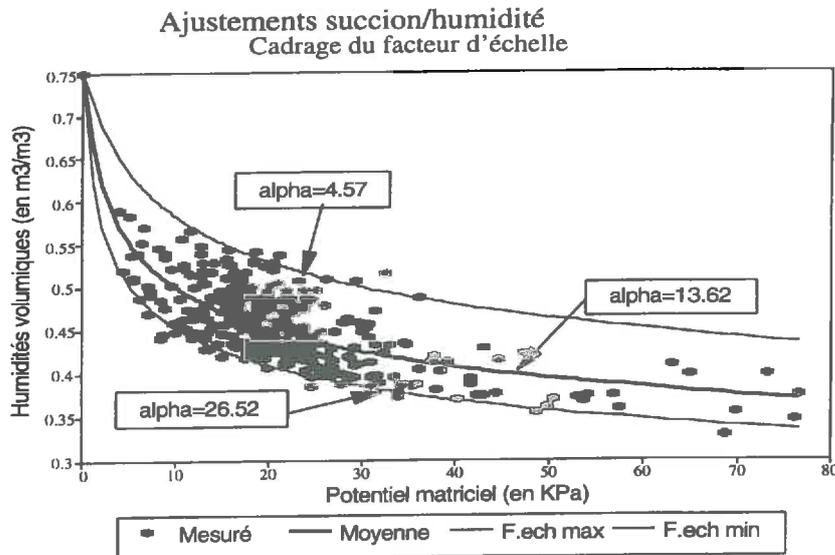
On remarque plusieurs choses:

- Un étalement des valeurs de α entre 4.5 et 27.5 .
- La forme de la distribution conserve celle du facteur d'échelle (distribution log-normale), et respecte les indentations de l'histogramme des facteurs d'échelle. L'ajustement de VAN GENUCHTEN répond donc bien à ce que l'on attend de lui.
- La moyenne des valeurs de α est sensiblement égale à la valeur de α lorsque le facteur d'échelle est égal à 1, (13.75 contre 13.65), c'est à dire lorsqu'on est dans les conditions originelles. La transformation par facteur d'échelle génère donc des effets non linéaires de faible importance sur la relation succion/humidité.

6. Positionnement des courbes extrêmes.

On a reporté sur la figure VI,4 les courbes extrêmes obtenues pour les facteurs d'échelle maximal et minimal.

Figure VI,4 : Courbes d'ajustement extrêmes obtenues à partir du tirage aléatoire du facteur d'échelle.



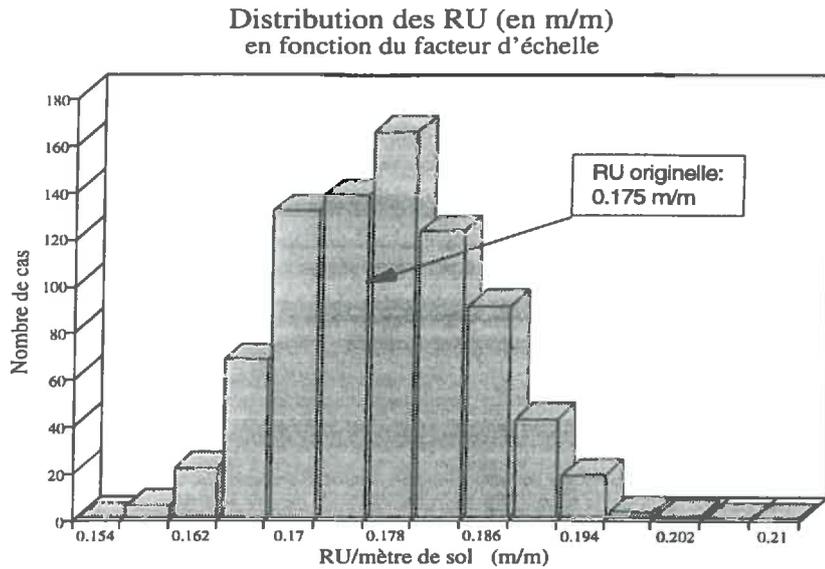
Ces courbes encadrent l'ajustement moyen, et décrivent bien ce que le cumul des erreurs et de la variabilité spatiale est susceptible de produire sur la relation $\theta(\psi)$.

7. Effet des facteurs d'échelle sur la Réserve Utile.

Les modèles fonctionnels utilisent ce concept. On a défini plus haut (équation V,9) le mode de calcul de la RU à partir des caractéristiques de la relation $\theta(\psi)$.

Les nouveaux paramétrages de cette fonction issus de la transformation de la relation par facteur d'échelle auront bien évidemment des effets sur la RU, dont nous présentons l'histogramme de distribution sur la figure VI,5 :

Figure VI,5 : Histogramme de distribution des réserves utiles engendré par les variations du facteur d'échelle.



On voit que la réserve utile se distribue de manière parfaitement symétrique, bien centrée sur la valeur originelle. La distribution asymétrique log-normale du facteur d'échelle se trouve en quelque sorte normalisée quant à ses effets sur la RU.

8. Effets du facteur d'échelle sur le 'facteur p'.

On rappelle que le 'facteur p' est calculé à partir des teneurs en eau en divers points de la courbe $\theta(\psi)$ (équation V,12):

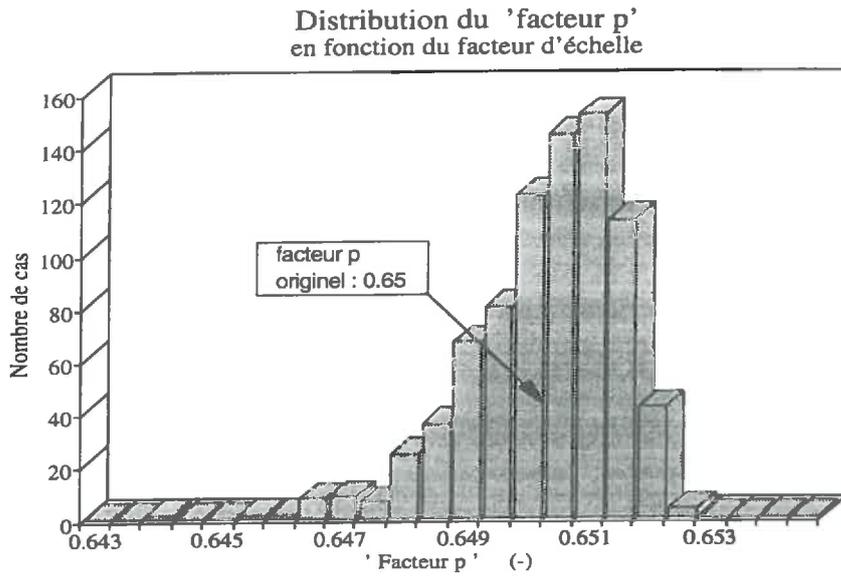
$$\text{'facteur p'} = (\theta_{cc} - \theta_{(h3)}) / (\theta_{cc} - \theta_{pfp})$$

où

les valeurs de θ_{cc} , $\theta_{(h3)}$, θ_{pfp} ont été définies en (V,12).

Ces valeurs sont affectées par le facteur d'échelle. On peut donc s'attendre à un effet du facteur d'échelle sur la valeur du 'facteur p', dont on présente l'histogramme de distribution dans la figure VI,6 :

Figure VI,6 : Histogrammes de distribution du facteur p engendré par les variations du facteur d'échelle.



L'amplitude de variation reste très faible autour de la valeur originelle (0.65). Par contre, la distribution est fortement asymétrique.

9. La conductivité hydraulique $K_i(\psi)$.

Il eût été difficile de procéder de la même manière, dans la mesure où la relation originelle $K(\psi)$ ne provient pas d'un ajustement sur des points, mais sur une fonction. Rappelons que l'on a retenu comme fonction finale $K(\psi)$ une fonction log-polynomiale calculée par raccordement de deux fonctions elles-mêmes issues d'un modèle mécaniste d'identification de la conductivité, à partir de deux expérimentations distinctes menées sur site sans culture, en conditions sèches (site sec bâché) et humides (drainage interne).

La formulation finale est donc directement issue du facteur d'échelle:

$$K_i(\psi) = a_i^2 * K_0(\psi) \tag{VI,11}$$

D. Résultats.

On présente ici les principaux effets du facteur d'échelle sur un certain nombre d'indicateurs synthétiques issus des simulations, qui nous ont semblé les plus aptes à en illustrer les effets. Ces indicateurs sont:

- L'ETR cumulée sur les deux cycles de culture.
- Le drainage cumulé.
- L'ETR moyenne sur les cinq derniers jours de la période de stress du cycle du maïs.
- L'ETR moyenne sur les cinq derniers jours du cycle du sorgho.
- Le stock d'eau disponible en fin de simulation.

La sensibilité d'une variable de sortie par rapport à une variable d'entrée est définie comme le rapport des variations de la variable de sortie sur les variations de la variable d'entrée. Lorsque les variations de cette dernière tendent vers zéro, ce rapport se confond avec la dérivée de la variable de sortie par rapport à la variable d'entrée, c'est à dire avec la pente des courbes décrivant l'évolution de la variable de sortie en fonction des variations de la variable d'entrée. On ne se livrera pas à des analyses sur la formalisation mathématique ou la symétrie de ces courbes, et on se limitera à en interpréter le sens et les tendances.

Afin de présenter des graphiques moins chargés, on n'a représenté sur les figures VI,7 , VI,9 , VI,11 , VI,13 et VI,15 qu'un dixième des points effectivement calculés. Par contre, les tableaux de chiffres et les histogrammes prennent en compte les 800 simulations réalisées pour chaque modèle.

1. L'ETR cumulée.

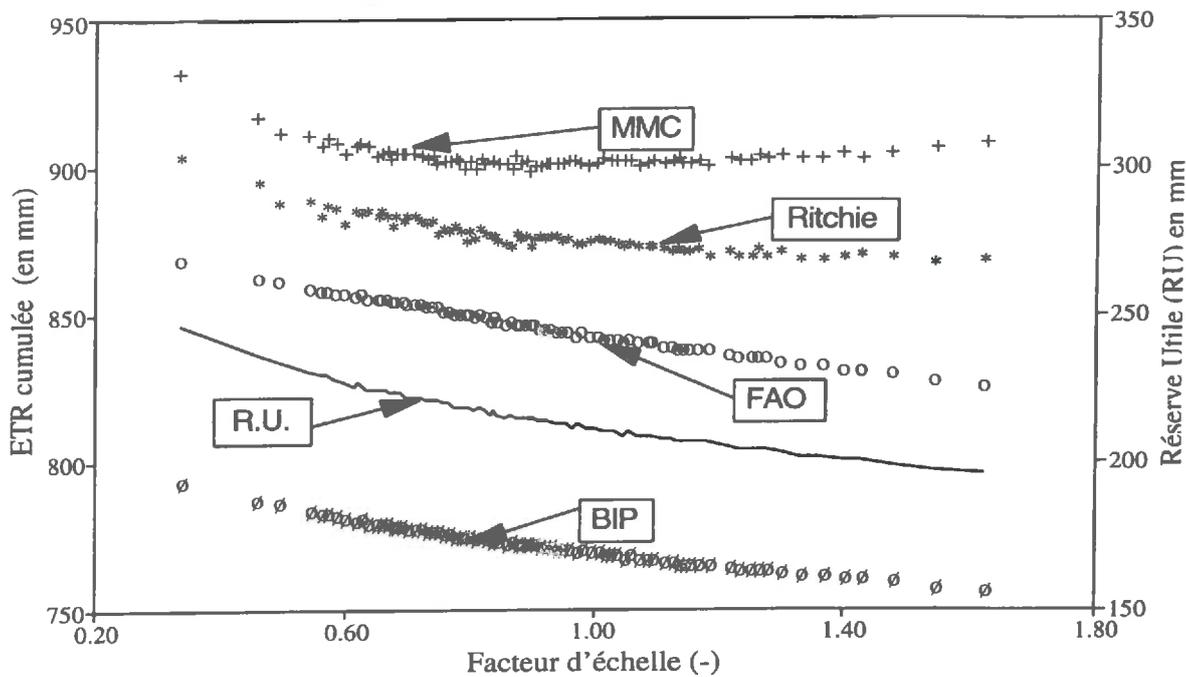
La figure VI,7 présente les résultats de l'ETR totale des deux cycles de culture. On a présenté sur le même figure, et à la même échelle, l'évolution de la RU avec le facteur d'échelle.

On utilisera dans cette figure et dans celles qui suivront la symbolique suivante:

MMC	+
Ritchie	*
FAO	0
BIP	∅

Figure VI,7 : Effet des variations du facteur d'échelle sur l'Evapotranspiration réelle cumulée sur le cycle maïs/sorgho, simulée par les quatre modèles.

ETR cumulées (Maïs/Sorgho), 4 modèles En fonction du facteur d'échelle



L'allure générale des courbes montre :

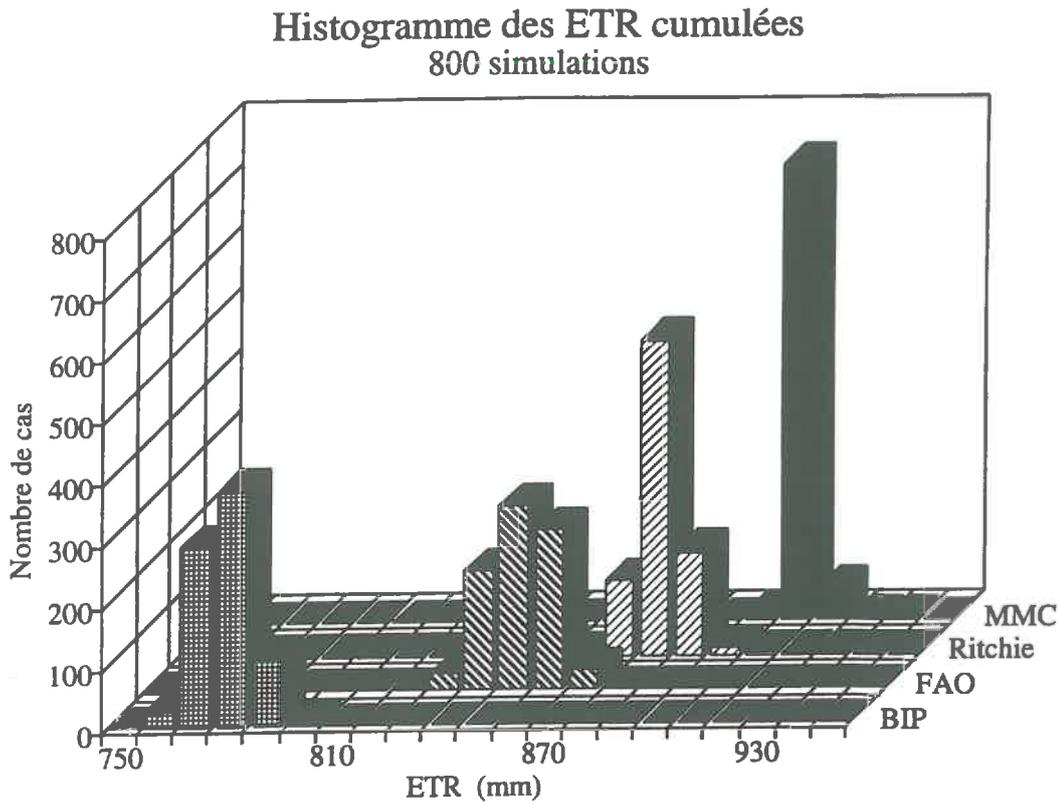
- Que l'ETR cumulée calculée par le MMC est très peu sensible aux variations de comportement hydrodynamique introduites par le facteur d'échelle : L'ETR diminue légèrement, passe par un minimum pour les valeurs de α de l'ordre de 1, puis remontent légèrement. Il y a donc dans le MMC des compensations sur lesquelles il est difficile de raisonner simplement, du fait que la conductivité varie elle aussi fortement avec le facteur d'échelle. On y reviendra dans la conclusion du chapitre.
- Que l'ETR cumulée calculée par les autres modèles décroît sensiblement au même rythme que la décroissance de la RU introduite par le facteur d'échelle. Ceci est dû à l'absence de remontées capillaires, et donc à un lien direct entre RU et ETR.

Si l'on s'intéresse maintenant à la sensibilité relative de l'ETR cumulée calculée sur le modèle BIP, on constate que 10% de variation relative sur la RU produisent une variation de 2.5 % sur l'ETR cumulée. Ces résultats sont tout à fait comparables à ceux obtenus par CHOPART et VAUCLIN (1990). On verra toutefois plus loin que cette identité apparente de comportement est relativement fortuite dans la mesure où :

- Nos simulations ont porté sur deux cycles de culture.
- La capacité de stockage du sol est très différente dans les deux cas.
- Les expérimentations et les simulations ont démarré dans des conditions très humides (stock initial proche de la saturation, et fortes pluies en début de cycle).

La figure VI,8 représente les histogrammes des distributions des ETR cumulées.

Figure VI,8 : Histogrammes de distribution des Evapotranspirations réelles cumulées simulées par les quatre modèles.

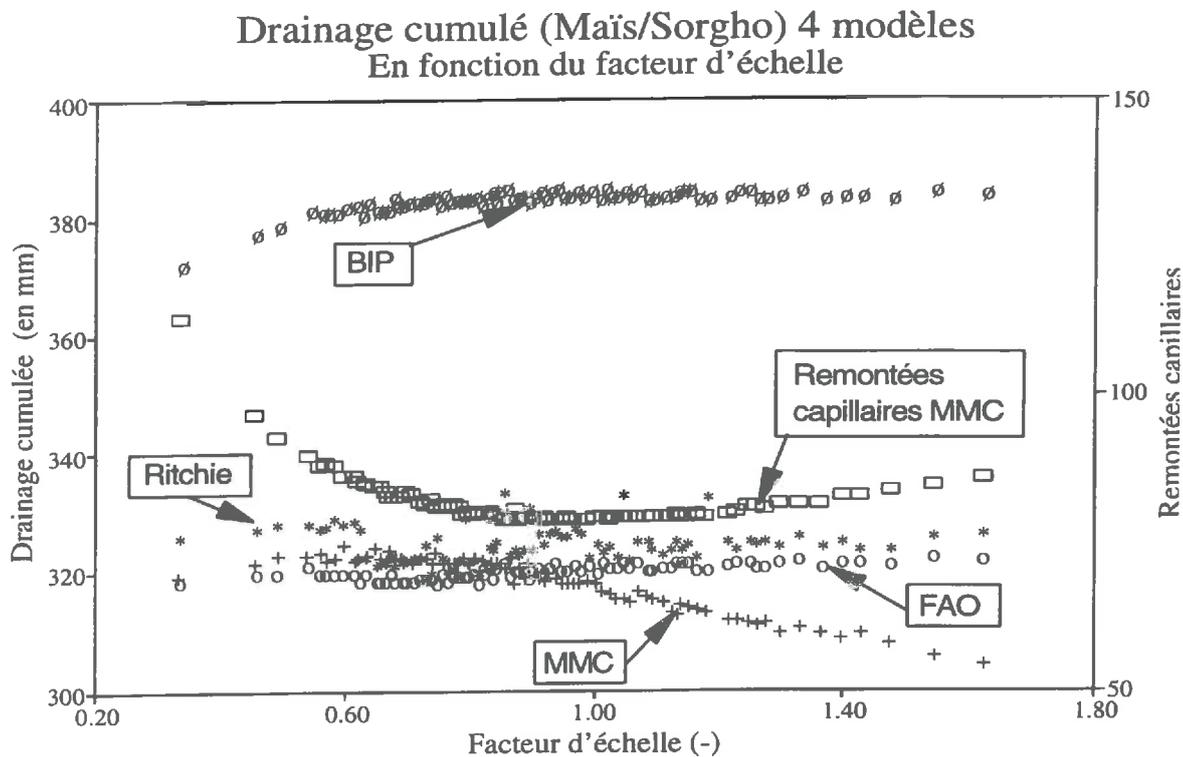


On notera pour les trois modèles fonctionnels une dispersion similaire à celle observée sur l'histogramme des réserves utiles (figure VI,5), alors que l'histogramme correspondant au MMC est fortement regroupé, illustrant ainsi la faible sensibilité de la variable de sortie 'ETR' du MMC au facteur d'échelle.

2. Le Drainage cumulé.

On représente sur la figure VI,9 l'évolution des drainages cumulé avec le facteur d'échelle, pour les quatre modèles.

Figure VI,9 : Effet des variations du facteur d'échelle sur le drainage cumulé sur le cycle maïs/sorgho, simulé par les quatre modèles.



L'interprétation de la figure VI,9 mérite un certain nombre de commentaires:

- Pour le MMC, on voit que la tendance à la baisse du drainage est nette, et que les remontées capillaires augmentent. Ces deux tendances vont toutes deux dans le sens d'une plus grande quantité d'eau disponible, qui compense la perte d'eau disponible liée à l'augmentation du facteur d'échelle. Ce phénomène explique l'absence de sensibilité de l'ETR du MMC aux variations du facteur d'échelle constatée aux paragraphes VI.C.1. .
- Pour le modèle de Ritchie, on constate d'abord une certaine instabilité pour les valeurs du facteur d'échelle comprise entre 0.6 et 1.4. Cette instabilité provient de l'instabilité du paramétrage hérité du MMC, qui elle-même provient du fait que l'on a réduit (pour diminuer le temps de calcul) le critère de convergence de résolution du système (paragraphe II.C.5.2) à 10^{-3} . Par voie de conséquence, la demande climatique et l'état du profil de densité racinaire seront affectés par cette instabilité.

- En dépit de l'instabilité constatée, on note toutefois pour les trois modèles fonctionnels que, en tendance, le drainage cumulé varie peu avec le facteur d'échelle. Ceci est du aux faits suivants:

* Les simulations démarrent avec un sol très humide ($\theta > \theta_{cc}$), et les premiers jours simulés sont fortement pluvieux. Pendant cette période, quel que soit le niveau de la RU initiale, le drainage est sensiblement égal à la lame d'eau précipitée.

* Au terme de la période de stress, le stock aura été vidé par les prélèvements racinaires, d'autant plus que la RU initiale était faible. En conséquence, lorsque se présentera la deuxième phase pluvieuse (du jour 224 au jour 245), les trois modèles mentionnés ne feront que reconstituer leurs stocks, et draineront en conséquence peu ou pas du tout pendant cette deuxième phase. (exception faite du modèle BIP qui, ayant évapotranspiré moins que les autres du fait de l'anomalie déjà mentionnée, aura plus vite atteint son seuil de drainage lors de la deuxième phase pluvieuse.)

On peut donc proposer le bilan sommaire suivant:

- Pas d'effet du facteur d'échelle sur le drainage initial (de loin le plus élevé, voir tableau V,6).

- Faible effet du facteur d'échelle sur le drainage de seconde période, du fait des compensations.

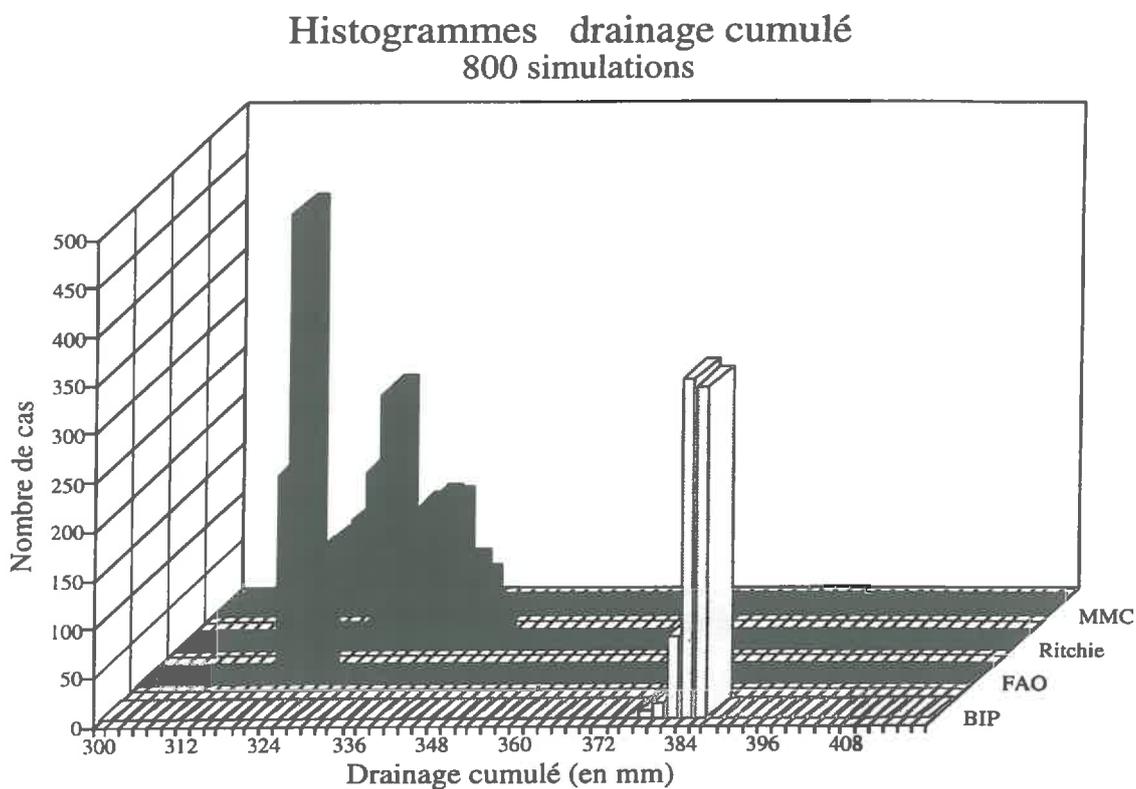
Au niveau du drainage total, les variations de la RU engendrées par le facteur d'échelle seront donc partiellement compensées.

- On constate aussi le net décalage du modèle BIP, du au fait que ce modèle sous-estime l'ETR, et par voie de conséquence vide moins son stock d'eau et aborde la seconde période pluvieuse avec un niveau de stock d'eau élevé, ce qui l'amène à drainer plus abondamment.

Par rapport à CHOPART et VAUCLIN (1990), et MARCHAND (1988), la sensibilité de nos trois modèles fonctionnels est très nettement plus faible. Ces comparaisons, et celles menées sur l'ETR cumulée confirment donc les mises en garde des auteurs cités face à la sensibilité des modèles aux conditions, particulièrement pluviométriques, dans lesquelles ils sont utilisés. En échange, les comparaisons de sensibilités entre modèles dont les simulations sont conduites en parallèle, toutes choses égales par ailleurs, s'affranchissent de ce problème.

La figure VI,10 montre sous un autre angle ces différences de sensibilité, exprimées par la dispersion des histogrammes: dispersion faible des modèles FAO et BIP, dispersion forte du modèle de Ritchie (du fait des problèmes d'instabilité décrits plus haut), et dispersion forte du MMC.

Figure VI,10 : Histogrammes de distribution du drainage cumulé simulé par les quatre modèles.



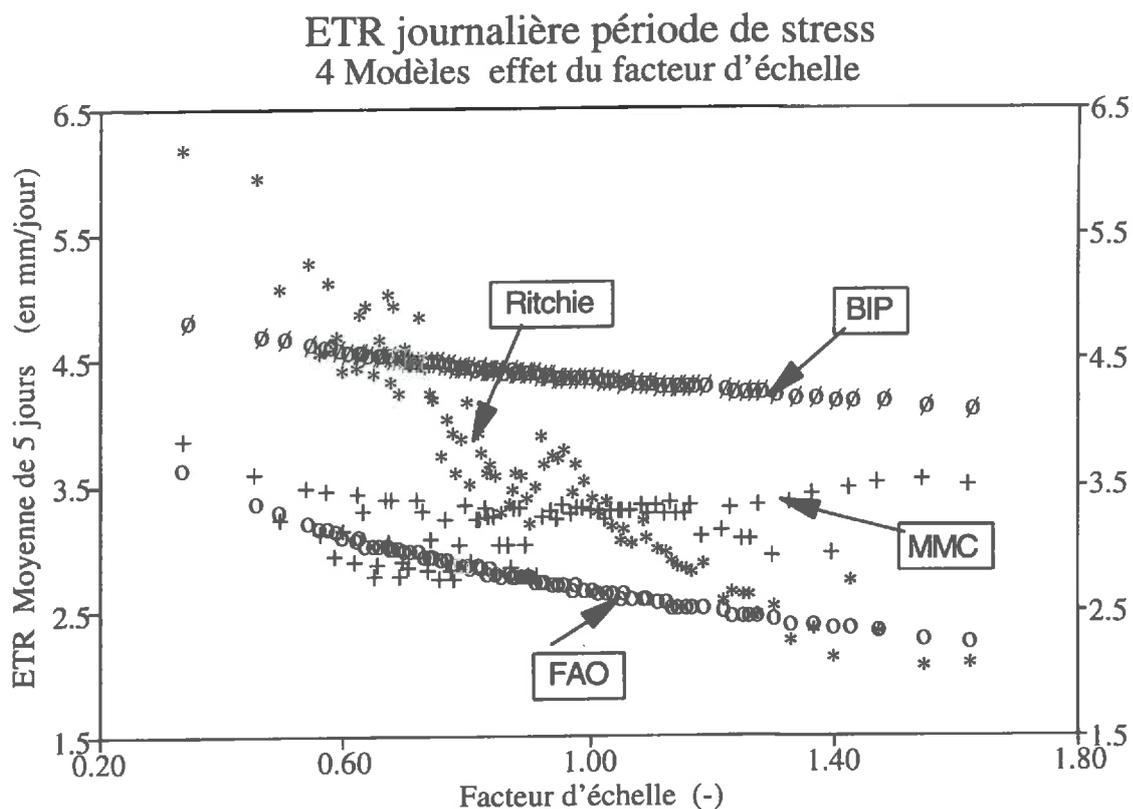
3. L'ETR pendant les périodes de stress.

a) Cycle du maïs.

On analyse maintenant la sensibilité des modèles lors de la période de stress. On a retenu comme indicateur la moyenne de l'ETR journalière entre les jours 219 et 223, précédant la reprise des épisodes pluvieux (jour 224).

La figure VI,11 montre ces évolutions.

Figure VI,11 : Effet des variations du facteur d'échelle sur l'Evapotranspiration réelle moyenne pendant la période de stress du maïs, simulée par les quatre modèles.



On note que:

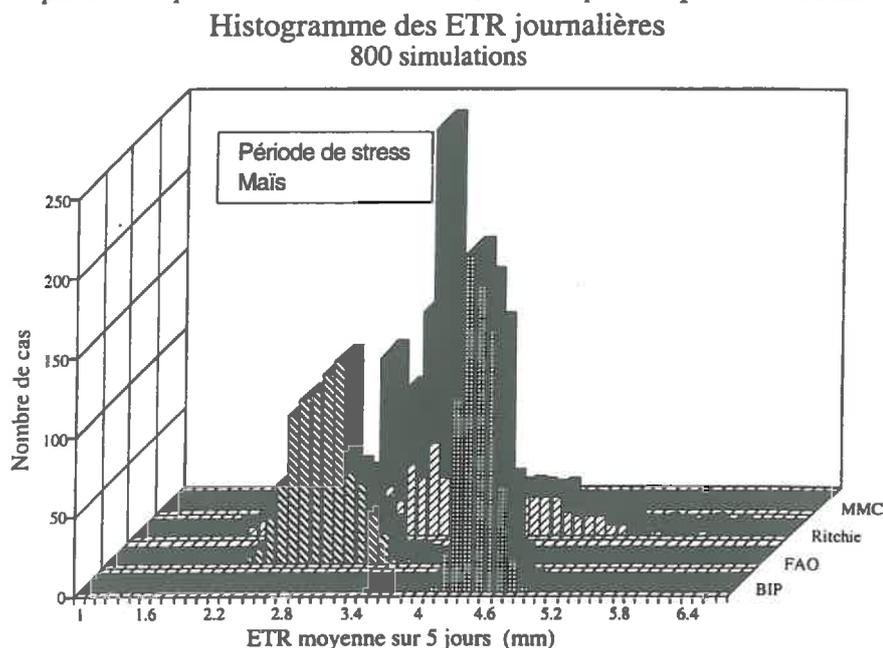
- Le MMC reproduit la même évolution que celle observée pour l'ETR cumulée sur tout le cycle: la sensibilité au facteur d'échelle est très faible, du fait que les remontées capillaires éliminent l'effet de la diminution des stocks. Par contre, on note une certaine instabilité, due aux phénomènes numériques décrits plus haut.
- Le modèle de Ritchie montre une très forte sensibilité, l'ETR moyenne passant de 6 à 2 mm/jour.
- Les deux autres modèles montrent une sensibilité différente, faible pour le modèle BIP (l'ETR moyenne passant de 5 à 4 mm/jour), et intermédiaire pour le modèle FAO.

Ces constatations s'expliquent simplement comme suit:

- Lorsque la RU est forte (facteur d'échelle petit), il y a plus d'eau disponible et les modèles ne manifestent pas (Ritchie et FAO) ou peu (FAO) d'effet de stress.
- Lorsque la RU baisse, l'effet de stress apparaît, graduellement pour FAO et BIP, et brutalement pour le modèle de Ritchie.

Les histogrammes de distribution présentés sur la figure VI,12 illustrent ces différences de sensibilité.

Figure VI,12 : Histogrammes de distribution de l'Evapotranspiration réelle moyenne pendant la période de stress du maïs, simulés par les quatre modèles.

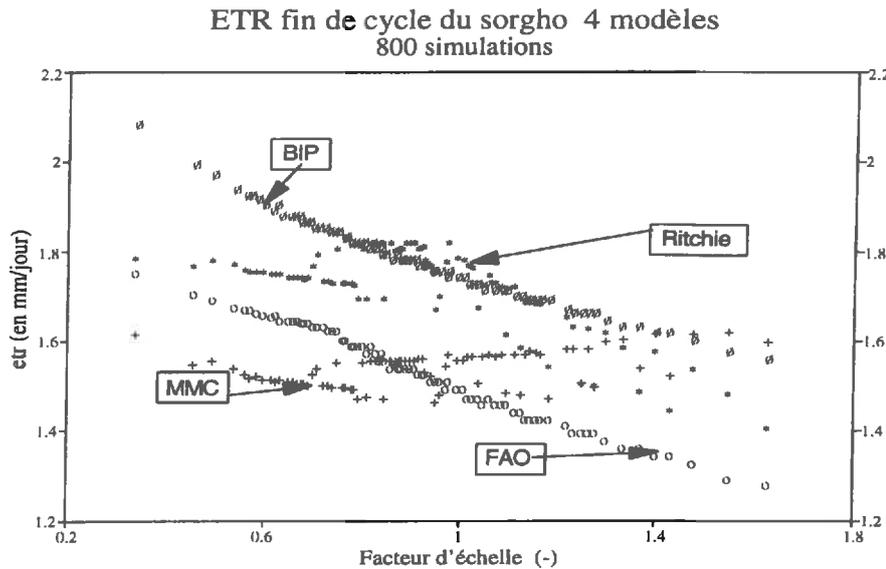


On retrouve au niveau des histogrammes ces différences de réaction, l'histogramme du modèle de Ritchie étant très aplati, celui du MMC très regroupé, et celui des deux autres modèles présentant une configuration intermédiaire.

b) Fin de cycle du sorgho.

On présente sur la figure VI,13 la moyenne des ETR journalières pendant les cinq derniers jours précédant la sénescence totale du sorgho.

Figure VI,13 : Effet des variations du facteur d'échelle sur l'Evapotranspiration réelle moyenne pendant la période de sénescence du sorgho, simulée par les quatre modèles.



En dépit de l'instabilité manifestée une nouvelle fois par le MMC et, par voie de conséquence, par le modèle de Ritchie, on contraste toutefois assez nettement les tendances des sensibilités:

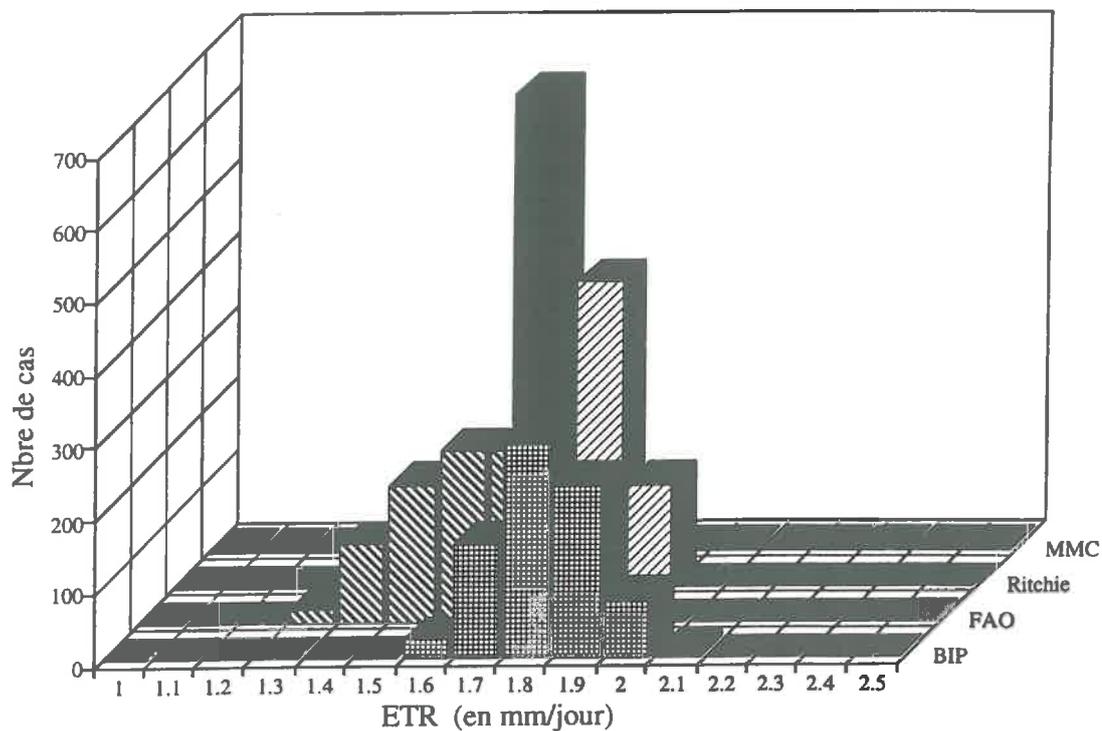
- La sensibilité du MMC aux variations du facteur d'échelle est quasiment nulle:
- Celles des modèles BIP et FAO sont comparables, l'ETR moyenne diminuant parallèlement pour les deux modèles de 0.7 mm/jour.
- Enfin, la sensibilité du modèle de Ritchie est intermédiaire (l'ETR passe de 1.8 à 1.4 mm/jour).

Les grandes tendances sont donc les mêmes que celles observées pendant la période de stress précédente. On notera toutefois un comportement moins brutal de la baisse de l'ETR proposée par le modèle de Ritchie, due au fait que le stress opère sous des demandes transpiratives moitié moindres (3mm/jour contre 6 mm/jour au paragraphe précédent).

Les histogrammes présentés dans la figure VI,14 reprennent ces tendances.

Figure VI,14 : Histogrammes de distribution de l'Evapotranspiration réelle moyenne pendant la période de sénescence du sorgho, simulée par les quatre modèles.

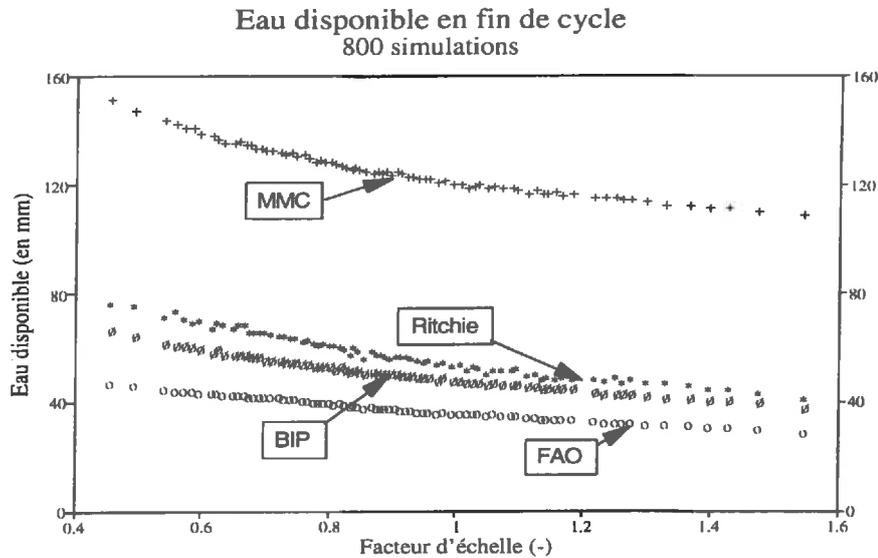
Histogramme des distributions de ETR Fin de cycle sorgho



4. Le stock final.

On présente sur la figure VI,15 la sensibilité de la variable 'stock final d'eau disponible', (définie par l'équation V,11) aux variations du facteur d'échelle.

Figure VI,15 : Effet des variations du facteur d'échelle sur le niveau du stock d'eau disponible en fin de simulation, simulée par les quatre modèles.



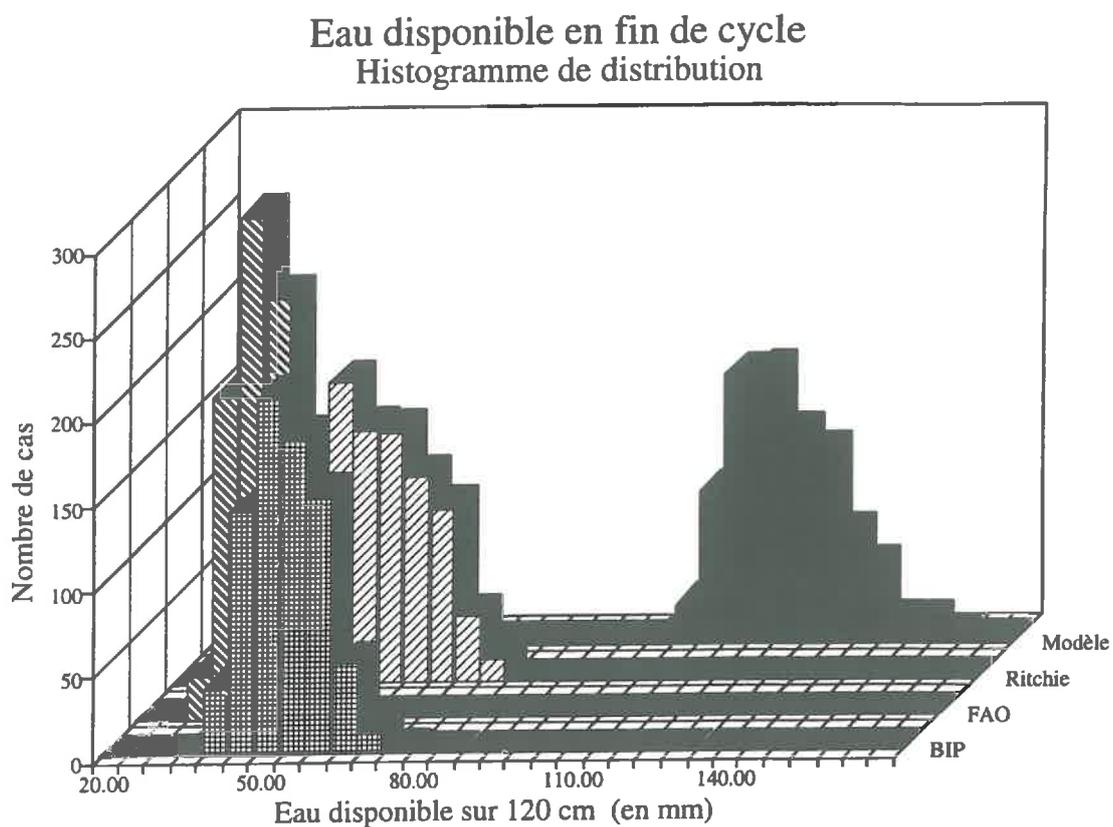
La figure VI,15 montre plusieurs résultats:

- D'une part, le fort décalage du MMC par rapport aux modèles fonctionnels, ce que l'on avait déjà analysé au chapitre précédent.

- D'autre part, l'allure générale des courbes est la même pour les quatre modèles: la sensibilité est forte pour les facteurs d'échelle faible (forte RU), et diminue lorsque le facteur d'échelle augmente (baisse de la RU). Pour les quatre modèles, il y a donc des phénomènes de compensation.

On présente les histogrammes de distribution sur la figure VI,16.

Figure VI,16 : Histogrammes de distribution du niveau du stock d'eau disponible en fin de simulation, simulée par les quatre modèles.



E. Synthèse.

1. Résultats globaux

Le tableau VI,1 présente une synthèse des résultats des moyennes et des dispersions relatives à la sensibilité des évaporations, transpirations et évapotranspirations aux variations du facteur d'échelle. On a par ailleurs présenté sur le même tableau (imprimées en italiques) les valeurs de la simulation médiane, correspondant à une valeur du facteur d'échelle de 0.892.

Tableau VI,1 : Synthèse des résultats des moyennes et des dispersions relatives à la sensibilité des évaporations, transpirations et évapotranspirations aux variations du facteur d'échelle.

	ETR (mm)	Transpiration (mm)	Evaporation. (mm)	ETR journalière Stress Fin de cycle Maïs-Sorgho (mm/jour)	
MMC					
<i>Médiane</i>	902.5	594.8	307.7	3.4	1.5
Moyenne	904.0	595.9	308.1	3.2	1.5
Ecart-type	3.4	3.5	0.7	0.2	0.04
Ritchie					
<i>Médiane</i>	874.9	627.3	247.7	3.4	1.8
Moyenne	872.9	625.7	247.2	3.6	1.7
Ecart-type	5.7	5.4	0.4	0.8	0.1
FAO					
<i>Médiane</i>	847.3	-	-	2.8	1.5
Moyenne	846.3	-	-	2.8	1.5
Ecart-type	8.8	-	-	0.3	0.1
BIP					
<i>Médiane</i>	772.7	-	-	4.4	1.8
Moyenne	772.2	-	-	4.4	1.8
Ecart-type	7.1	-	-	0.1	0.1

Le tableau VI,2 résume les valeurs moyennes et des dispersions relatifs à la sensibilité des flux profonds et du stock d'eau final aux variations du facteur d'échelle.

Tableau VI,2 : Synthèse des résultats des moyennes et des dispersions relatifs à la sensibilité du drainage, des remontées capillaires et du stock d'eau final aux variations du facteur d'échelle.

	Drainage	Stock d'eau (mm)	Remontées Capillaires
MMC			
<i>Médiane</i>	320.4	119.6	79.3
Moyenne	318.3	125.3	81.7
Ecart-type	5.0	9.9	3.8
Ritchie			
<i>Médiane</i>	322.5	55.5	0
Moyenne	334.3	56.1	0
Ecart-type	4.3	8.8	0
FAO			
<i>Médiane</i>	319.3	38.3	0
Moyenne	320.5	37.9	0
Ecart-type	1.1	4.5	0
BIP			
<i>Médiane</i>	382.9	50.7	0
Moyenne	383.4	50.6	0
Ecart-type	1.5	6.6	0

2. Moyenne des simulations et simulation médiane.

Lorsque l'on compare les résultats moyens à ceux obtenus pour la simulation correspondant à la médiane de la distribution du facteur d'échelle, on note la remarquable similitude des valeurs, sur tous les indicateurs analysés, pour les quatre modèles. En d'autres termes, la simulation médiane est très proche de la moyenne de la simulation.

Bien que l'on n'ait pas cherché à analyser la symétrie ou non symétrie des distributions des divers indicateurs dans le cadre de la thèse, on souligne toutefois que nos observations sont apparemment en concordance avec celles de MARCHAND (1988), mais en désaccord avec VAUCLIN (1983), et en accord partiel avec VAUCLIN et CHOPART (1991). Ces auteurs ne manquent cependant pas de faire remarquer l'importance pour ce type d'études:

- de la variabilité de l'environnement climatique, et notamment du facteur pluviométrique: selon l'intensité des pluies, et le moment de leur intervention dans les cycles culturels, les modèles pourront réagir de manière fortement asymétrique, et amplifier (ou compenser) la variabilité imposée aux paramètres d'entrée.
- de l'amplitude imposée à la variabilité des paramètres d'entrée. Dans notre étude, on s'est limité à un domaine vraisemblable de variabilité des paramètres hydrodynamiques du sol, et notre préoccupation était essentiellement de majorer les erreurs liées à la détermination de ces mêmes paramètres.

3. Analyse de sensibilité.

On propose ici une synthèse reprenant les points les plus importants des analyses menées dans le chapitre.

a) Sensibilité du MMC.

Paradoxalement, c'est le MMC, dont les équations de base sont le plus fortement non linéaires, qui a montré la moins forte sensibilité aux variations du facteur d'échelle. Comme on l'a montré, cela provient essentiellement du fait que, si le modèle prélève plus d'eau à un moment donné, la teneur en eau locale diminuera, le gradient de potentiel augmentera à la base du profil, et un flux de remontées capillaires viendra compenser la perte d'eau dans des limites permettant la stabilité de l'ETR. Pour que de telles compensations se manifestent, il faut évidemment que les variations induites par le facteur d'échelle sur la conductivité hydraulique les permettent. On peut ainsi s'interroger sur la nature de la sensibilité que l'on aurait observée si l'on avait répercuté d'une autre manière que celle du facteur d'échelle l'effet d'une variabilité simulée de la relation $\theta(\psi)$ sur $K(\psi)$.

Pour ce qui nous préoccupe, et sous réserve d'acceptation de la théorie des facteurs d'échelle, ces résultats sont tout à fait intéressants. On rappelle en effet que la détermination des paramètres hydrodynamiques de la parcelle étudiée avait nécessité de formuler une hypothèse forte sur la distribution spatiale des densités (III.B.3.c.1). Si l'on assimilait la gamme de variation à l'intérieur de laquelle on a fait varier le facteur d'échelle à une gamme d'erreurs de détermination de l'humidité volumique, provenant elle-même d'une erreur sur la détermination de la densité du sol, on pourrait considérer qu'une erreur distribuée aléatoirement à l'intérieur d'un intervalle de $\pm 20\%$ autour de la densité moyenne (0.9) aurait donné les mêmes résultats.

La même réflexion peut être développée quant à une erreur aléatoire sur la mesure des humidités volumiques liée à l'équation d'étalonnage de l'humidimètre neutronique. En résumé, la gamme de variation des facteurs d'échelle encadre largement l'ensemble des sources d'erreurs aléatoires possibles, signalées dans le chapitre II de la thèse.

L'aptitude de notre MMC à simuler les situations que nous avons observées s'en trouve légitimée d'autant.

b) Sensibilité des modèles fonctionnels.

(1) Sensibilité de l'ETR.

On l'a vu, les trois modèles fonctionnels présentent une sensibilité importante de l'ETR aux variations du facteur d'échelle. Cette sensibilité peut être constante (FAO et dans une moindre mesure BIP), ou montrer des ruptures (cas du modèle de Ritchie lors de la période de stress du maïs).

Cette sensibilité illustre le mode de fonctionnement des modules d'évapotranspiration de chacun de ces modèles; pour le FAO et le BIP, ils sont en rapport direct avec la RU, pour le modèle de Ritchie, ils sont modulés aussi par une fonction d'absorption racinaire qui gère l'endroit et l'intensité avec laquelle l'eau est prélevée. A l'évidence, le modèle de Ritchie offre donc des possibilités de compensation aux variations de la capacité de stockage hydrique du sol.

Comme le constate MARCHAND (1988), la sensibilité de l'ETR cumulée est moindre que celle que l'on peut constater pendant des périodes spécifiques. Cette constatation résulte du fait que, si une certaine quantité d'eau n'est pas prélevée à un moment déterminé (période de stress), elle reste disponible, et (à moins qu'elle ne soit drainée), on la retrouvera à un autre moment du cycle sous forme d'évapotranspiration.

(2) Sensibilité du drainage.

Les conditions spécifiques de pluviométrie de notre expérimentation n'ont pas permis aux modèles fonctionnels d'extérioriser la sensibilité du drainage au facteur d'échelle. Il est certain que, si l'on était parti d'un sol sec, et si des pluies abondantes étaient intervenues dès le début du cycle, l'effet du facteur d'échelle sur la RU se serait répercuté directement, et linéairement sur le terme de drainage de ces modèles.

(3) Sensibilité du stock final.

Les sensibilités sont comparables pour les quatre modèles, et on retrouve pour les valeurs extrêmes du facteur d'échelle quelques dizaines de millimètres de différence sur chacun des modèles.

Cependant, plus que la sensibilité, c'est la différence de niveau absolu atteint par les simulations pour le stock final qui attire l'attention. C'est finalement le seul poste sur lequel les modèles présentent un contraste important.

4. Conclusion.

Les contrastes mis en évidence entre modèles, tant sur les résultats des simulations que sur les sensibilités proviennent essentiellement du fait que les modèles fonctionnels étudiés ne disposent pas de la possibilité de simuler les remontées capillaires. Dans le chapitre suivant, on propose d'adjoindre à chacun de ces modèles un module permettant de prendre en compte ce processus.

Pour chacun des modèles, on veillera à ce que les modules eux-mêmes, et leur mode de paramétrage aient un niveau de complexité cohérent avec la conception et la finalité du modèle de base.

**VII. MODULES DE REMONTEES
CAPILLAIRES POUR LES
MODELES FONCTIONNELS.**

VII. MODULES DE REMONTEES CAPILLAIRES POUR LES MODELES FONCTIONNELS.

Le chapitre précédent a mis en évidence les limitations des modèles fonctionnels pour simuler des situations dans lesquelles les remontées capillaires apportaient une contribution significative au bilan hydrique. L'expérimentation que nous avons développée sur gazon (voir chapitre III de la thèse) met en évidence ces limitations, spécialement sur la fin du cycle (qui se déroule sans pluies), et sur laquelle portera notre attention.

A. Simulations des quatre modèles bruts sur l'expérimentation gazon.

1. Paramétrage des simulations.

Les paramètres climatiques sont issus des fichiers météorologiques présentés au chapitre III. Pour le modèle de Ritchie, on utilise la même méthode que pour la simulation Maïs/sorgho: le modèle de Ritchie reçoit du MMC une demande transpirative et une demande évaporative journalière.

Pour les paramètres caractérisant le complexe eau-sol-plante, on a procédé de la même manière qu'au chapitre V, en appliquant aux trois modèles fonctionnels le paramétrage issu du calage du MM sur gazon. Les règles de correspondance entre paramètres du MMC et des modèles fonctionnels ont été les mêmes que celles développées au chapitre V.

Le tableau VII,1 précise les valeurs des paramètres obtenues.

Tableau VII,1 : Paramétrage initial des modèles fonctionnels.

RU/m	175	mm/m
Swcon	0.768	(-)
Stock départ:	307	mm
Humidité initiale:		
0-30 cm	0.50	(m ³ /m ³)
30-70 cm	0.51	(m ³ /m ³)
70-110 cm	0.50	(m ³ /m ³)
110-150 cm	0.49	(m ³ /m ³)
150-210 cm	0.50	(m ³ /m ³)
Kc	0.86	(-)
facteur p	0.24	(-)

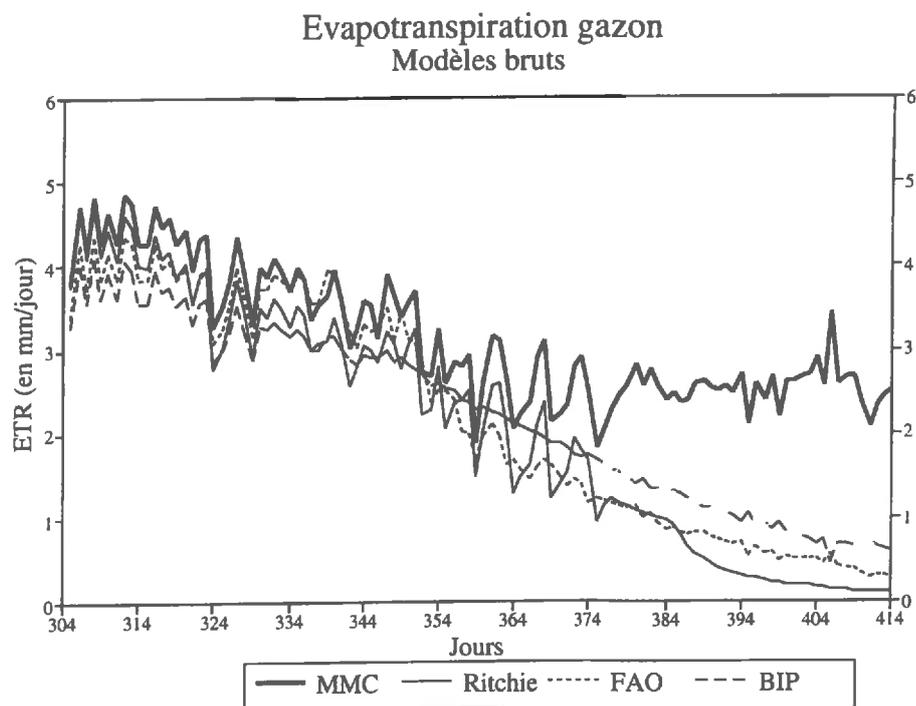
NOTA. On rappelle que la variable 'swcon' est l'indicateur de porosité du modèle de Ritchie.

2. Résultats.

On présente sur la figure VII,1 le résultat des simulations à partir du jour 305 (dernière pluie importante de la saison) jusqu'à l'arrêt de l'expérimentation, au jour 414, soit trois mois après la dernière pluie.

a) L'ETR journalière.

Figure VII,1 : Comparaison de l'ETR simulée en fin de cycle gazon par les quatre modèles bruts avant incorporation des modules de remontées capillaires.



On constate:

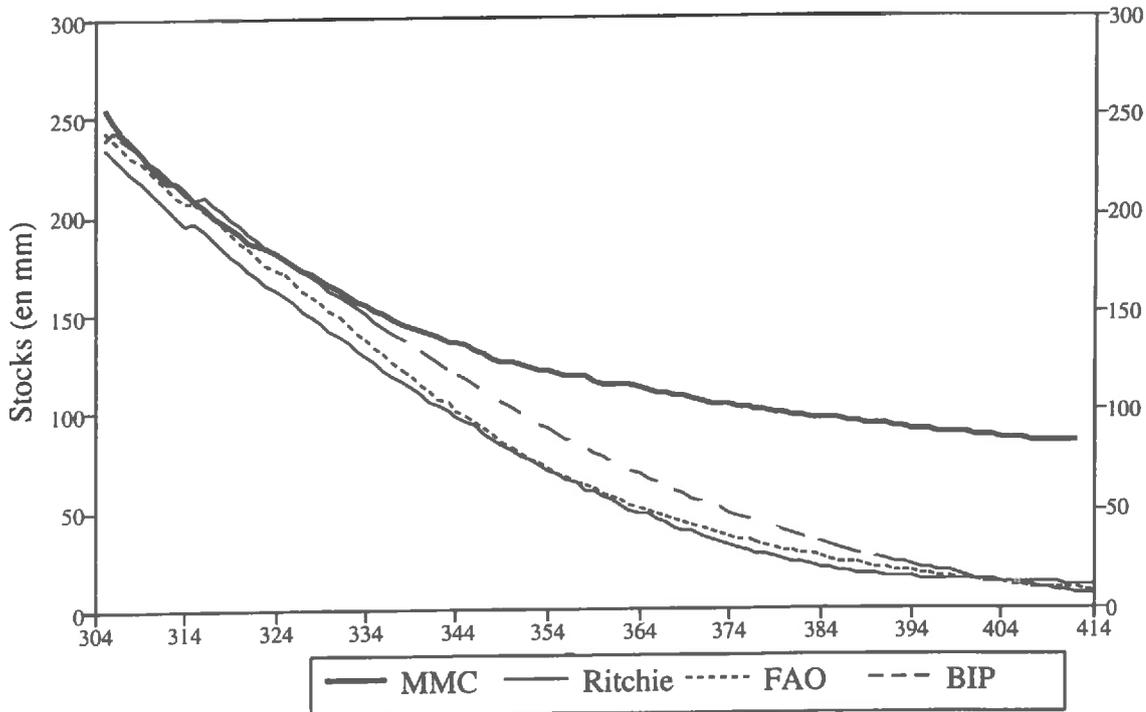
- Une sous-estimation de l'ETR par les modèles BIP et FAO pendant la fin de la période pluvieuse. Cette discordance provient de l'application d'un Kc trop faible, et on y reviendra.
- Une bonne estimation de l'ETR par le modèle de Ritchie jusqu'au jour 305, à partir duquel l'ETR baisse graduellement, puis brutalement (à partir du jour 385).
- Enfin et surtout, en fin de cycle, les trois modèles fonctionnels présentent des niveaux d'ETR journalières inférieurs à 1mm/jour, niveaux autour desquels aucune culture ne peut survivre en conditions tropicales.

b) Les stocks.

La figure VII,2 montre l'évolution des stocks sur les premiers 120 cm pendant la même période que celle de la figure VII,1.

Figure VII,2 : Comparaison des stocks simulés en fin de cycle gazon par les quatre modèles bruts avant incorporation des modules de remontées capillaires.

Evolution des stocks disponibles Gazon modèles bruts



On constate la profonde discordance entre le stock simulé par le MMC et ceux simulés par les modèles fonctionnels, qui en arrivent à des niveaux proches de zéro.

3. Conclusion.

A l'évidence, les modèles fonctionnels ne simulent pas correctement le fonctionnement du gazon. Sur le site d'étude, comme d'ailleurs dans l'ensemble de la région, l'herbe reste verte pendant toute la saison sèche, ce qui n'est pas possible avec des niveaux d'ETR inférieurs à 1mm/jour, et avec des stocks d'eau disponible tendant vers zéro.

On se propose donc de chercher à se rapprocher de la réalité simulée par le MMC, en complétant les modèles fonctionnels par des modules prenant en compte les remontées capillaires.

B. Introduction de modules de remontées capillaires.

On cherchera dans cette partie à proposer des modules qui, à la fois cherchent à ne pas s'éloigner de la physique du phénomène des remontées capillaires, et présentent un mode de paramétrage qui reste, du point de vue de sa complexité, homogène par rapport à celui du modèle original.

1. Modèle de Ritchie.

Le modèle de Ritchie présente déjà un module interne de redistribution de l'eau dans le profil (remontées capillaires et drainage intercouche, après prélèvement racinaire, tel que décrit par les équations V,2 et V,3). Celui-ci n'est cependant actif qu'entre les quatre premiers horizons, et ne fonctionne pas entre le dernier horizon et l'extérieur du système.

Cette option est justifiée par l'auteur (RITCHIE 1972) par le fait que les remontées capillaires se mettent en oeuvre en fonction d'un gradient de potentiel et d'une conductivité. Si l'on voulait faire fonctionner ce module entre toutes les couches, la cohérence imposerait que le modèle contrôle les niveaux de potentiel (ou d'humidité) de l'extérieur du système, option qui n'est pas envisagée. L'auteur a préféré l'option consistant à fermer la dernière couche aux remontées capillaires, et à faire fonctionner le drainage à travers le fond de la dernière couche uniquement à partir du module de percolation verticale. Cette option permet d'avoir un bilan équilibré.

On se propose de contourner la difficulté de la manière suivante:

- On crée en dessous du profil racinaire une couche fictive (n+1), de dimension importante (0.6 mètre), et d'humidité initiale égale à la capacité au champ.
- On autorise la redistribution de l'eau, en sens unique (remontées capillaires) entre la couche (n) et la couche (n+1), selon l'équation initiale proposée par Ritchie:

$$K(\theta) = A \cdot \exp(B \cdot (\theta_i + \theta_{i+1})/2) \quad (\text{VII,1})$$

$$\text{Flux}_i(n,n+1) = K(\theta) \cdot (\theta_{i+1} - \theta_i) / ((d_{\text{layer}}(n) + d_{\text{layer}}(n+1))/2) \quad (\text{VII,2})$$

où

$K(\theta)$	est assimilé à la conductivité hydraulique	(mm/jour)
A et B	sont des paramètres à caler,	(-)
θ_n et θ_{n+1}	sont les humidités relatives (au sens de Ritchie) de la dernière couche active et de la couche fictive nouvellement créée,	(m^3/m^3)
$\text{Flux}_i(n,n+1)$	est le flux de remontées capillaires,	(mm)
$d_{\text{layer}}(n)$ et $d_{\text{layer}}(n+1)$	sont les épaisseurs des couches (n) et (n+1)	(mm)

2. Modèle FAO.

Le paramétrage initial du modèle FAO est extrêmement simple. On se propose de le compléter par un module présentant la même simplicité, construit comme suit:

On suppose que, quelles que soient les conditions de prélèvement d'eau, la réserve en eau du sol ne peut descendre en dessous d'une certaine fraction de la RU. Le module est résumé par les équations suivantes:

Après prélèvements du jour j :

$$\begin{aligned} \text{Si Res}(j) < x \cdot \text{RU} & \quad \text{alors} \\ \text{RC}(j) &= x \cdot \text{RU} - \text{Res}(j) & \text{(VII,3)} \\ \text{Res}(j) &= x \cdot \text{RU} & \text{(VII,4)} \end{aligned}$$

où

Res(j)	est le niveau du stock du jour j ,	(mm)
x	est un paramètre de calage	(-)
RC(j)	est la valeur du flux de remontées capillaires	(mm)

Ce module est d'une grande simplicité.

3. Modèle BIP.

On propose pour le modèle BIP un module d'une complexité intermédiaire entre le modèle de Ritchie et le modèle FAO. Les hypothèses en sont les suivantes:

- On crée un troisième réservoir (réservoir capillaire), situé en dessous du plan racinaire, que l'on initialise par une capacité potentielle (RUC) et un stock initial (RUC₀)
- De la même manière que dans le modèle de Ritchie, on calcule
 - * Un gradient d'humidité moyenne entre le réservoir capillaire et le réservoir utile:

$$\text{Grad}(j) = (\theta_{rc} - \theta_{ruc}) \quad \text{(VII,5)}$$

où

Grad(j)	est le gradient d'humidité entre les deux réservoirs,	(-)
θ_{rc} et θ_{ruc}	sont les humidités relatives (au sens de Ritchie) de la dernière couche active et de la couche fictive nouvellement créée,	(m ³ /m ³)

- * Une humidité relative moyenne à l'interface entre RU et RUC:

$$\text{HR}_2 = (\theta_{rc} + \theta_{ruc})/2 \quad \text{(VII,6)}$$

- On impose une conductivité hydraulique journalière maximale, Cond_{max}, exprimée en mm/jour.

- On calcule le flux de remontées capillaires par la formule:

$$RC_j = \text{Cond}_{\max} * \text{Grad} * (\text{HR}_2)^\alpha \quad (\text{VII},7)$$

où

RC_j est le flux de remontées capillaires le jour j (mm)
 α est un paramètre de calage (-)

- La réserve capillaire est initialisée au démarrage de la simulation. Le flux de remontées capillaires vide la réserve capillaire, et celle-ci est par ailleurs remplie par le drainage naturel calculé par le modèle.

4. Commentaire sur les modules proposés.

Ces trois modules sont susceptibles de prendre en compte d'éventuelles remontées capillaires. Comme toutes les modélisations empiriques, ils posent toutefois quelques problèmes a priori. On en dresse ici une liste non exhaustive.

- Le module proposé pour le modèle FAO ne présente qu'un seul terme de calage. On peut supposer qu'il conviendra assez bien aux conditions de culture sur nappe perchée en dessous du front racinaire, conditions dans lesquelles la teneur en eau des horizons inférieurs ne bouge pas dans le temps. Par contre, on peut craindre pour son aptitude à modéliser des situations complexes telles que celle de nos sols et de notre expérimentation. (Toutes les variables d'état conditionnant le processus physique de remontées capillaires varient en même temps).
- Le module proposé pour le modèle de Ritchie est certainement le plus satisfaisant du point de vue physique. Il présente cependant l'inconvénient de présenter deux paramètres de calage n'ayant aucun sens physique (A et B).
- Le module proposé pour le modèle BIP propose trois paramètres de calage, dont deux ont toutefois un certain sens physique (RUC et Cond_{\max}). Le troisième paramètre de calage (α) peut être mis en relation avec la formulation de la conductivité hydraulique proposée par GARDNER (1960) et HILLEL (1971) sous la forme:

$$K = a * (\theta)^\alpha \quad (\text{VII},8)$$

dans laquelle a est la conductivité hydraulique en conditions saturées, θ est le degré de saturation en eau du sol, et α est un exposant pour lequel il existe quelques références dans la littérature (GARDNER et al, 1970, CLAPP et al, 1978).

Ces remarques préalables étant faites, on se propose maintenant de caler les paramètres de ces modules sur l'ensemble de l'expérimentation 'gazon'.

C. Calage des paramètres des modules de remontées capillaires.

1. Technique de calage.

Lorsque l'on avait calé les paramètres du MMC, on avait construit un indicateur à partir de l'écart entre les potentiels simulés et observés, que l'on avait minimisé. Le problème qui se pose à nous est maintenant différent, dans la mesure où :

- Les trois modèles que nous cherchons à caler ne simulent pas les potentiels de l'eau du sol.
- Leur finalité première est de proposer une estimation correcte de l'évapotranspiration réelle.
- Nos raisonnements antérieurs nous ont conduit à expliquer les discordances entre modèles et réalité par la non prise en compte des remontées capillaires.

On a donc construit un indicateur de dispersion prenant en compte ces trois éléments, et qui se calcule comme suit :

$$Idist_i = \left(\left(\frac{ETR_{cum_i} - ETR_{cum_0}}{ETR_{cum_0}} \right)^2 + \left(\frac{RC_{cum_i} - RC_{cum_0}}{RC_{cum_0}} \right)^2 \right)^{1/2} \quad (VII,9)$$

où

- ETR_{cum_i} est l'ETR cumulée issue de la simulation i
- ETR_{cum_0} est l'ETR cumulée du MMC, soit 968 mm,
- RC_{cum_i} est la valeur des remontées capillaires cumulées issue de la simulation i ,
- RC_{cum_0} est la valeur des remontées capillaires cumulées du MMC, soit 168 mm.

Cet indicateur, que l'on cherchera à minimiser, donne un poids égal à la cohérence d'ensemble du modèle (l'ETR) et à son aptitude à représenter correctement le volume de remontées capillaires. Sa valeur absolue, exprimée en %, indique un écart à la référence MMC.

Afin d'assurer un minimum de cohérence aux paramètres obtenus, on a par ailleurs imposé aux simulations d'accuser un stress (illustré par l'indicateur ETR/ETM pour FAO et BIP, TR/TP pour le modèle de Ritchie) minimum de 0.8 en fin de première période de stress (jours 218 à 223). On a donc rejeté les jeux de paramètres de calage ne satisfaisant pas à cette condition, même s'ils conduisaient à des valeurs plus faibles de l'indicateur $Idist$.

2. Résultats.

a) Calage du modèle de Ritchie.

La proposition initiale, suggérée par Ritchie, est le calage des paramètres A et B de la formule calculant la conductivité. Dans la pratique, on s'est heurté à des problèmes d'inconsistance et d'incohérence des résultats, qui nous ont conduit à procéder autrement:

- On a gardé les coefficients A et B initialement proposés par Ritchie (soit: A=0.88 et B=35.4).

- On a affecté l'ensemble de la variable $K(\theta)$ proposée par Ritchie d'un coefficient multiplicateur (λ), que l'on a calé, pour obtenir la formulation suivante:

$$K(\theta) = \lambda * 0.88 * \exp(35.4 * (\theta_i + \theta_{i+1}) / 2) \quad (\text{VII},10)$$

On minimise l'indicateur Idist à 12%, pour une valeur de λ de 26.1.

b) Calage du modèle FAO.

Le calage revient à rechercher le pourcentage de la RU qui ne s'assèchera jamais, quel que soit le niveau de prélèvement racinaire.

On minimise Idist à 10%, pour une valeur de x égale à 0.25.

c) Calage du modèle BIP.

On a calé le jeu de paramètres suivant, pour une valeur de Idist de 18%:

$$\begin{aligned} \text{RUC} &= 300\text{mm} \\ \text{Cond}_{\text{max}} &= 100 \text{ mm/jour} \\ \alpha &= 3.8 \end{aligned}$$

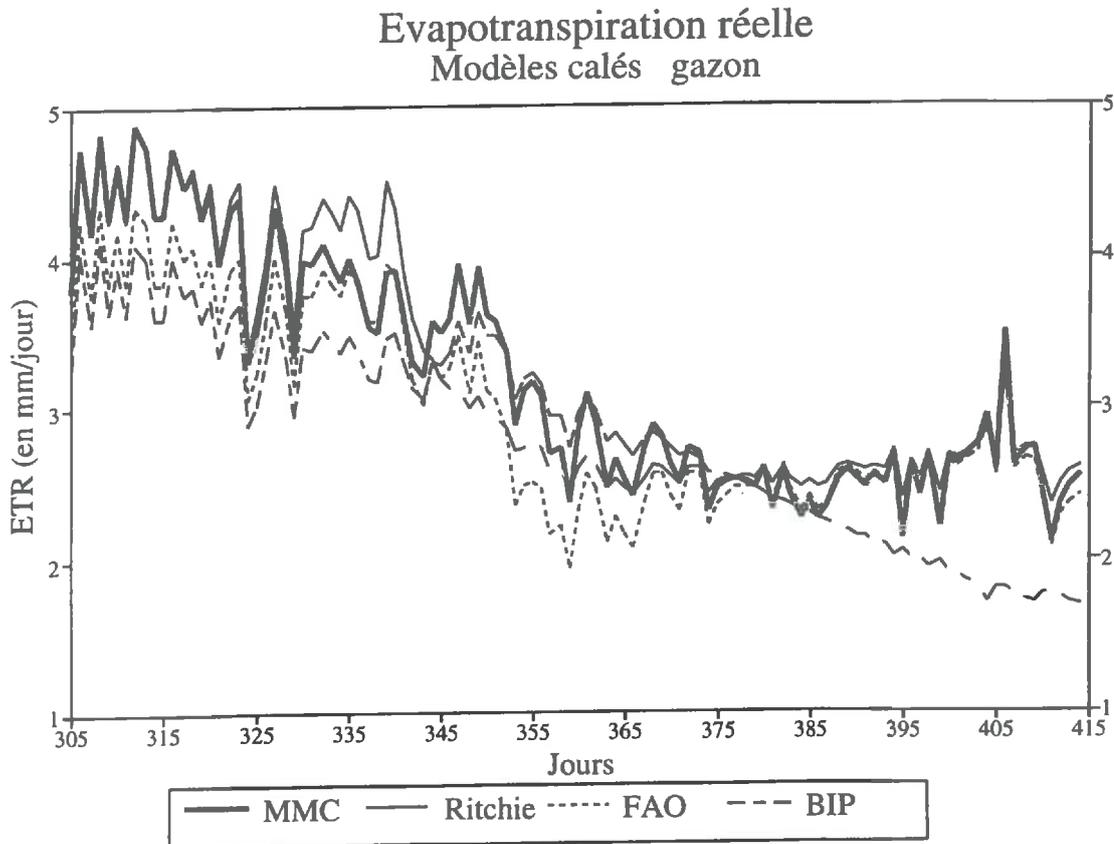
La valeur $\alpha = 3.8$ est à rapprocher des ordres de grandeur de valeurs proposées par CLAPP (1978) pour les sols sableux.

d) Synthèse graphique.

Sous les hypothèses de paramétrage décrites, les modèles modifiés présentent les résultats suivants:

La figure VII,3 présente l'évolution de l'ETR en fin de cycle:

Figure VII,3 : Comparaison de l'ETR simulée en fin de cycle gazon par les quatre modèles modifiés après incorporation des modules de remontées capillaires.

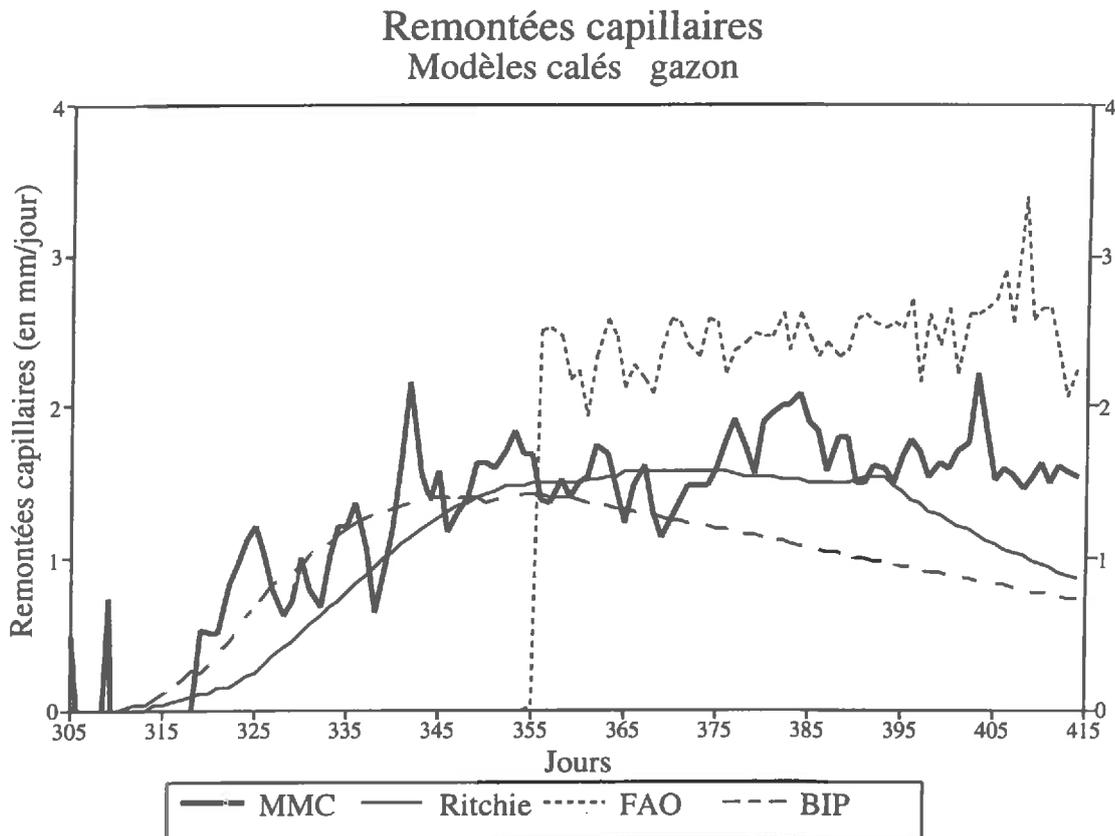


On constate un bon comportement de l'ensemble des modèles modifiés par rapport aux modèles bruts décrits par la figure VII,1. Seul le modèle BIP sous-estime légèrement l'ETR, ce qui est dû aux contraintes que l'on a imposées au protocole de calage. On proposera au chapitre suivant des modifications dans le paramétrage du BIP qui permettront de corriger globalement les distorsions manifestées jusqu'alors.

On reconnaît aussi le comportement du modèle de Ritchie que l'on avait mis en évidence lors des périodes de stress du cycle Maïs/sorgho.

La figure VII,4 présente l'évolution des remontées capillaires en fin de cycle:

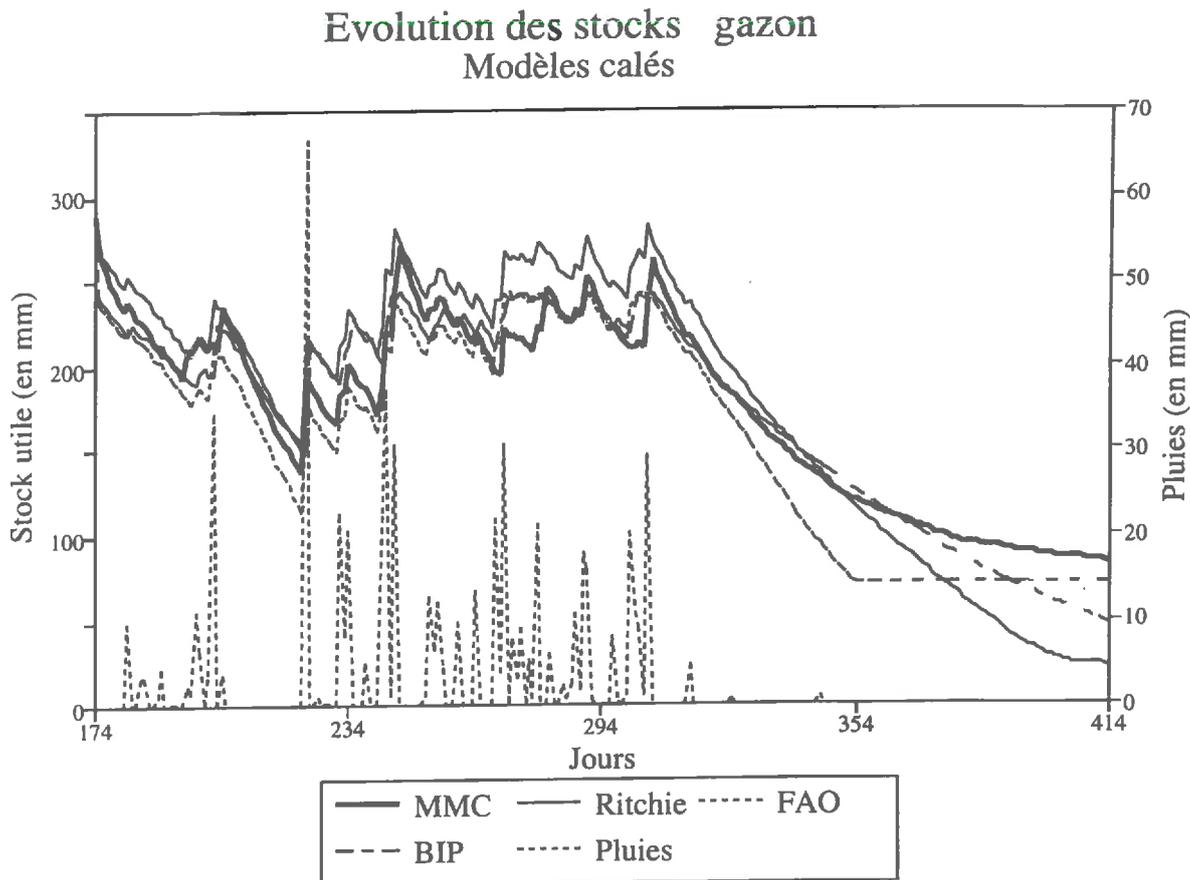
Figure VII,4 : Comparaison des remontées capillaires simulées en fin de cycle gazon par les quatre modèles modifiés après incorporation des modules de remontées capillaires.



On reconnaîtra des comportements comparables du BIP et du modèle de Ritchie, dont le module de remontées capillaire repose sur des hypothèses similaires (un réservoir, un gradient et une conductivité). Le modèle de Ritchie démarre plus tôt que le BIP son processus (il évapotranspire plus, et donc augmente son gradient plus tôt). Le modèle FAO modifié fonctionne tout à fait différemment: Dès que la réserve a atteint le seuil de $0.25 \cdot RU$, il recharge sa réserve au même rythme qu'il évapotranspire.

La figure VII,5 présente l'évolution des stocks sur toute la simulation gazon.

Figure VII,5 : Comparaison des stocks simulés sur l'ensemble du cycle gazon par les quatre modèles modifiés après incorporation des modules de remontées capillaires.



On remarque que l'on a considérablement amélioré la concordance entre les simulations, mais que cependant, les modèles fonctionnels proposent toujours des stocks en fin de cycle nettement inférieurs à ceux que présente le MMC. On commentera le phénomène en conclusion du chapitre.

e) Indicateurs globaux.

Le tableau VII,2 présente les valeurs cumulées atteintes par les principaux indicateurs pour les simulations 'Gazon':

On représente en italiques les valeurs atteintes par les modèles bruts.

Tableau VII,2 : Résultats des simulations issues des modèles modifiés, comparés aux résultats des simulations issues des modèles bruts sur l'expérimentation gazon.

	ETR (mm)	Drainage (mm)	Remontées capillaires (mm)	Stock final (mm)
MMC	968	119	168	83
Ritchie				
<i>Initial</i>	852	48	0	12
<i>calé</i>	972	57	140	22
FAO				
<i>Initial</i>	802	108	0	9
<i>calé</i>	887	108	148	71
BIP				
<i>Initial</i>	761	152	0	6.5
<i>calé</i>	840	166	131	47

Le tableau VII,2 montre:

- Au niveau de l'ETR, l'introduction des modules de remontées capillaires a permis de rapprocher très significativement les ETR des modèles fonctionnels de celle du MMC. Cependant, seul le modèle de Ritchie arrive à s'en approcher presque parfaitement.
- Le niveau atteint par les remontées capillaires cumulées est semblable pour les trois modèles. Cependant, on voit que l'utilisation faite de ces remontées est différente selon les modèles: le modèle de Ritchie les consomme presque intégralement sous forme d'ETR, alors que le modèle FAO et le modèle BIP les utilisent en partie sous forme d'ETR, et en partie sous forme de recharge du stock d'eau disponible.
- Par voie de conséquence, le stock final sera différent pour les trois modèles: le modèle de Ritchie présentera un stock très faible.

En conclusion, on constatera les limites de la démarche que nous nous sommes proposée dans ce chapitre:

- On a introduit des modules fonctionnels cherchant à se rapprocher de la manière la plus cohérente possible de la physique du phénomène de remontées capillaires.
- On a calé les paramètres de ces modules sur une situation réelle observée.

Pourtant, on obtient des simulations présentant des résultats qui ne restituent pas une cohérence d'ensemble par rapport aux observations.

On se propose maintenant de refaire les simulations avec les modèles nouvellement modifiés, et d'analyser la sensibilité de ces modèles modifiés au facteur d'échelle, sur le jeu de données issues de l'expérimentation Maïs/sorgho.

D. Incorporation des nouveaux modules à la simulation Maïs / sorgho.

On reprend pour paramètres climatiques et eau-sol-plante les mêmes que ceux utilisés au chapitre V. On reprend pour des modules de remontées capillaires le paramétrage issu du calage réalisé au chapitre précédent. Ce paramétrage est en effet à priori indépendant de la plante cultivée. Par ailleurs, dans le même ordre d'idée, on a fixé à son maximum le réservoir évaporatif du modèle de Ritchie (50 mm, correspondant à la quantité d'eau maximale disponible sur la première couche).

modèle de Ritchie.

$$\lambda = 26.1$$

modèle FAO

$$x = 0.25$$

modèle BIP.

$$\text{RUC} = 300\text{mm}$$

$$\text{Cond}_{\text{max}} = 100 \text{ mm/jour}$$

$$\alpha = 3.8$$

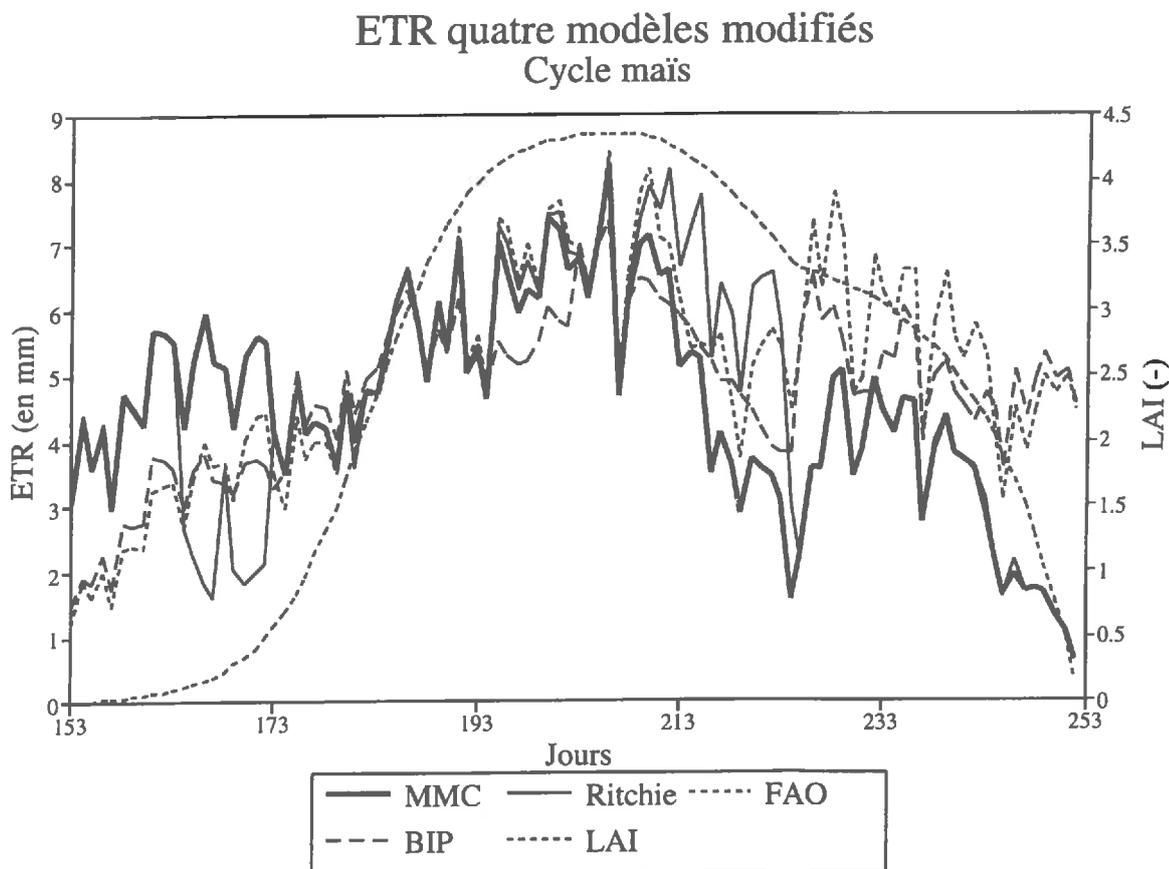
Par ailleurs, ayant été gêné tout au long des simulations par le problème posé par la fonction d'Eagelman (figure V,1), on a corrigé ses effets pervers en multipliant par 1.07 le coefficient cultural de référence, ce qui permet de mettre en phase (pour l'ensemble des deux cycles) le modèle BIP et le modèle FAO.

1. Simulations initiales.

On présente sur les figures suivantes les résultats des simulations des modèles fonctionnels, comparées au MMC.

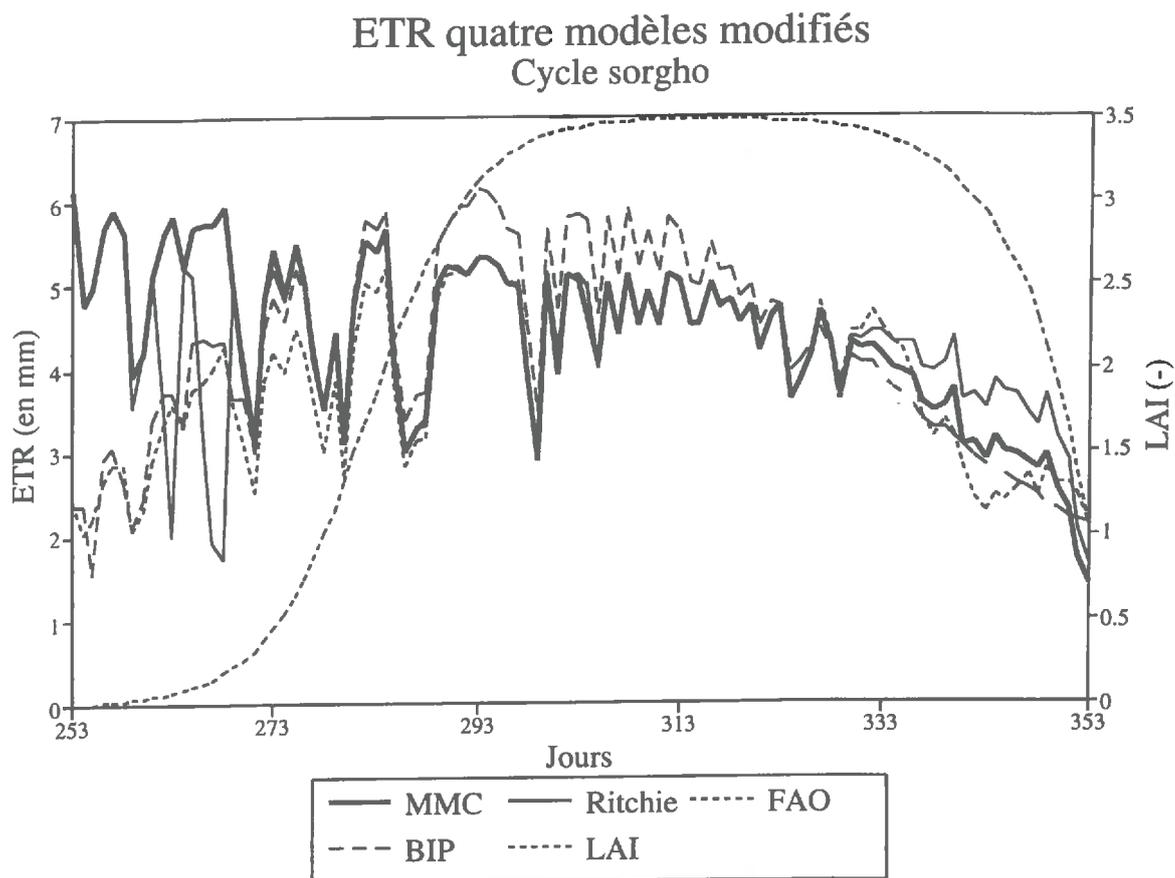
a) Synthèse graphique.

Figure VII,6 : Comparaison de l'ETR simulée sur le cycle du maïs par les quatre modèles modifiés après incorporation des modules de remontées capillaires.



On constate que les modèles fonctionnels continuent à sous-estimer l'ETR pendant le début de cycle, mais par contre, qu'ils la sur-estiment nettement pendant la période de stress, et après cette période de stress (jour 208 à 223). Ceci est dû au fait que des remontées capillaires sont intervenues au cours de cette période, et ont apporté au maïs un complément d'alimentation hydrique qui lui a permis d'accuser moins fortement le stress.

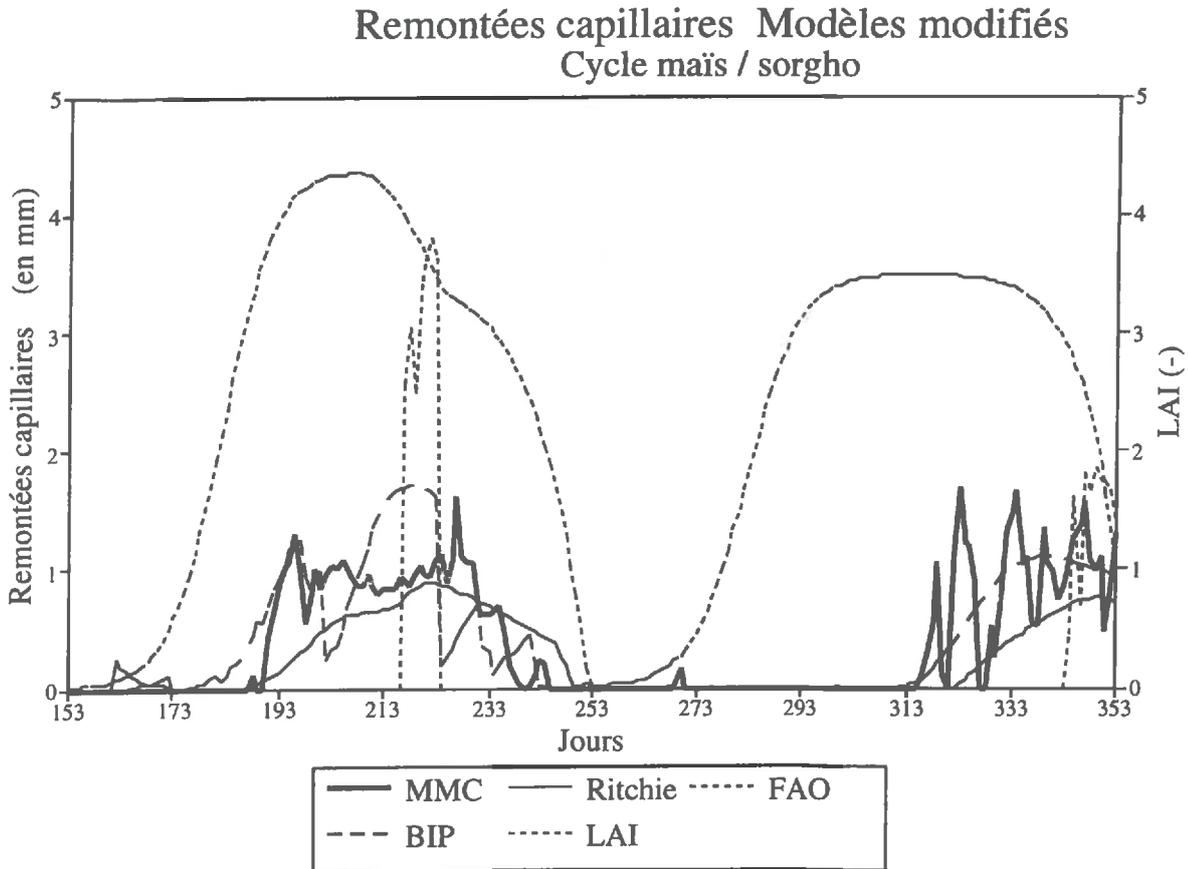
Figure VII,7 : Comparaison de l'ETR simulée sur le cycle du sorgho par les quatre modèles modifiés après incorporation des modules de remontées capillaires.



En début de cycle, on constate les mêmes discordances que pour le cycle de maïs; par contre, les ETR en fin de cycle s'ajustent bien sur le MMC.

Remontées capillaires.

Figure VII,8 : Comparaison des remontées capillaires simulées sur l'ensemble de l'expérimentation maïs / sorgho par les quatre modèles modifiés après incorporation des modules de remontées capillaires.



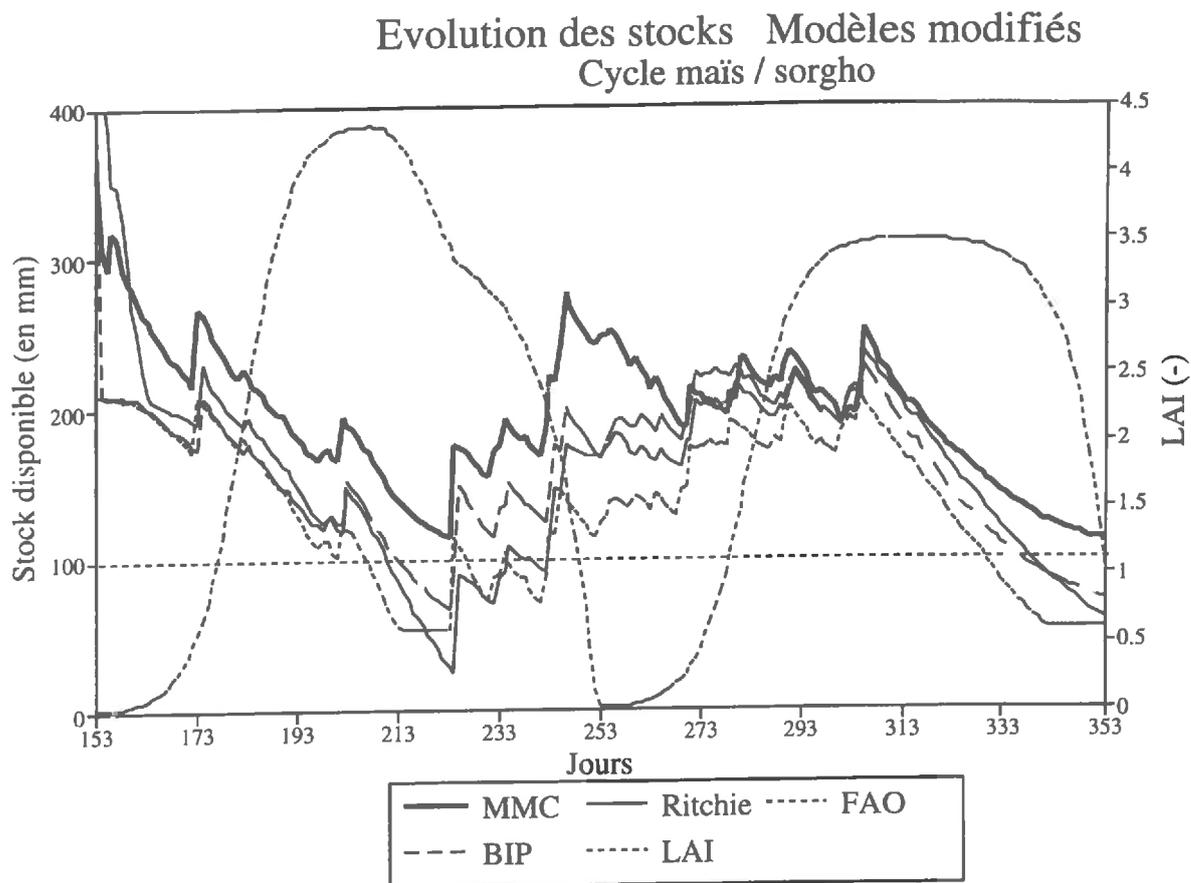
On retrouve le comportement observé sur les simulations gazon:

- Le modèle de Ritchie met en route plus tard les remontées capillaires; en effet, son mode de prélèvement racinaire fait qu'il assèchera d'abord les horizons de surface, puis les horizons profonds, ce qui lui permettra de créer le gradient avec le réservoir fictif lui permettant de mettre en route le processus.
- Le modèle BIP démarre plus tôt, et suit mieux le MMC pendant la période de stress du maïs, comme d'ailleurs pendant la sénescence du sorgho.

Enfin, le modèle FAO fonctionne selon la loi du tout ou rien.

Stocks.

Figure VII,9 : Comparaison des stocks simulés sur l'ensemble de l'expérimentation maïs / sorgho par les quatre modèles modifiés après incorporation des modules de remontées capillaires.



L'évolution des stocks simulés est la résultante de l'ensemble des processus. On remarque que, même si l'amélioration est notable par rapport aux simulations initiales présentées dans la figure V,16, les discordances entre MMC et modèles fonctionnels modifiés restent importantes.

b) Indicateurs globaux.

Le tableau VII,3 reprend les valeurs des principaux indicateurs. On a présenté en italiques les valeurs obtenues pour les simulations réalisées avant modification des modèles.

Tableau VII,3 : Résultats des simulations issues des modèles modifiés, comparés aux résultats des simulations issues des modèles bruts sur l'expérimentation maïs / sorgho.

	ETR	Drainage (mm)	Remontées capillaires (mm)	Stock final (mm)
MMC	902	318	77	111
Ritchie				
<i>Initial</i>	873	313	0	51
calé	904	316	51	76
FAO				
<i>Initial</i>	842	322	0	36
calé	907	285	40	54
BIP				
<i>Initial</i>	769	385	0	47
calé	909	335	81	71

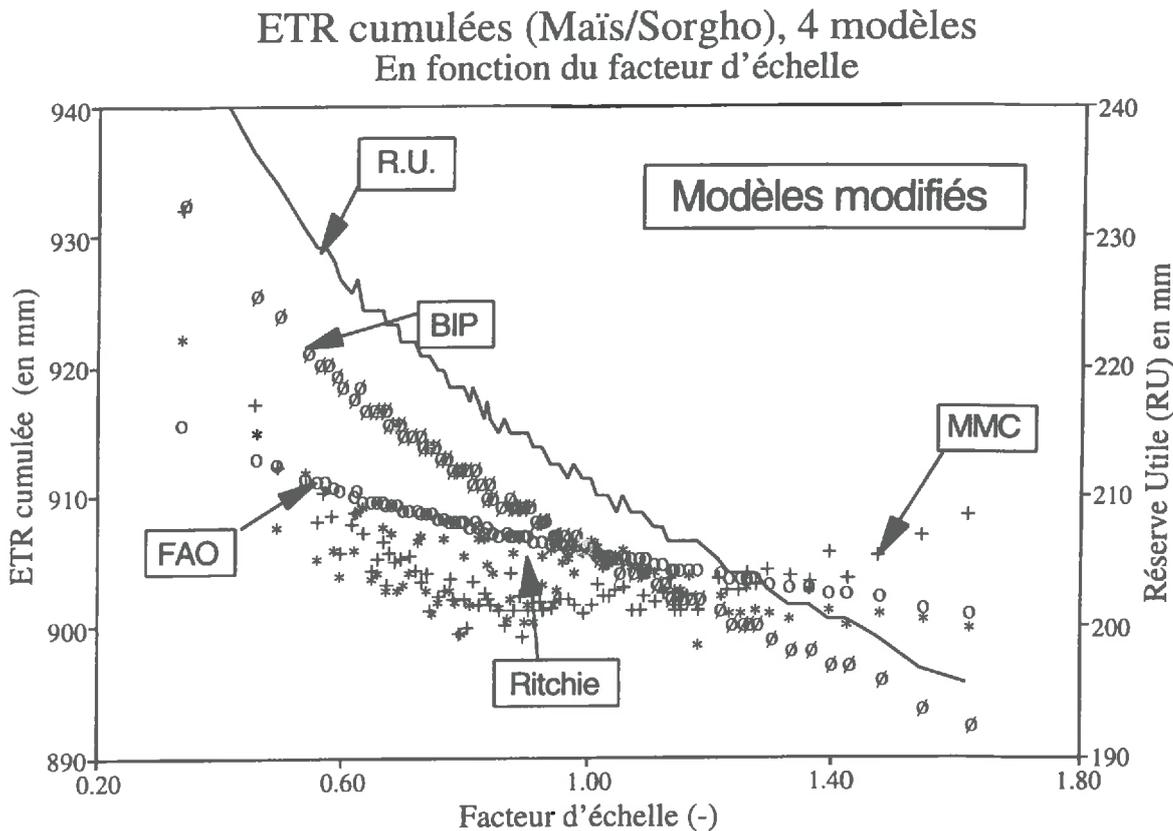
Le tableau VII,3 résume les tendances relevées dans les commentaires des figures. On notera toutefois que les changements les plus importants se trouvent dans le modèle BIP, mais qu'ils sont dus pour partie à la correction du coefficient cultural effectuée en VII,D,a.

2. Sensibilité au facteur d'échelle.

On analyse maintenant la sensibilité des modèles modifiés. On utilise pour cela la même technique que celle présentée au chapitre V, qui repose sur l'introduction d'un facteur d'échelle dans la relation succion / humidité, dont les effets sont répercutés sur le paramétrage du système eau/sol/plante des modèles fonctionnels.

On présente sur la figure VII,10 l'évolution de l'ETR avec le facteur d'échelle.

Figure VII,10 : Effet du facteur d'échelle sur les modèles modifiés: Evolution de l'ETR cumulée sur l'ensemble de l'expérimentation maïs / sorgho par les quatre modèles modifiés après incorporation des modules de remontées capillaires.



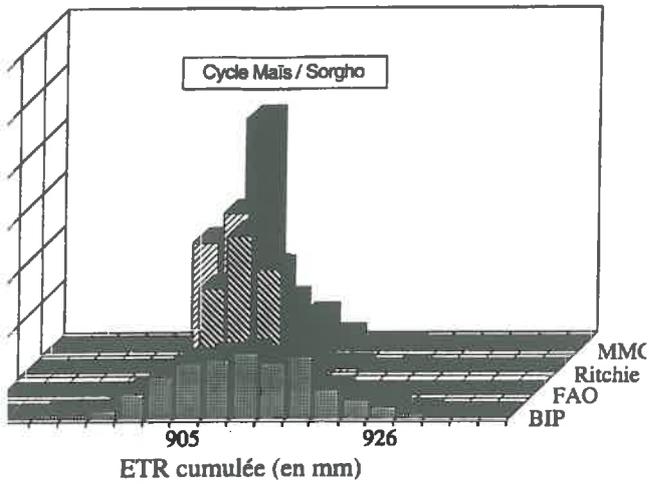
Le graphique présente une certaine difficulté d'interprétation, du fait de la proximité des points. On s'efforcera toutefois de noter :

- Les niveaux absolus de l'ETR ont été redressés par rapport à ceux que l'on observait sur la figure VI,7.
- L'introduction du module de remontées capillaires n'a pas atténué la sensibilité du modèle BIP au facteur d'échelle. La tendance de la courbe de l'ETR pour ce modèle est rigoureusement la même que celle de la RU.
- Par contre, le modèle FAO devient moins sensible qu'il ne l'était avant modification. On a donc, encore que dans de moindres proportions que pour le MMC, des phénomènes de compensation entre faible RU et fortes remontées capillaires.
- Enfin, le modèle de Ritchie présente, jusqu'à un certain point, un comportement similaire à celui du MMC, avec donc, nécessairement, des phénomènes de compensation plus importants que ceux manifestés par le modèle FAO.

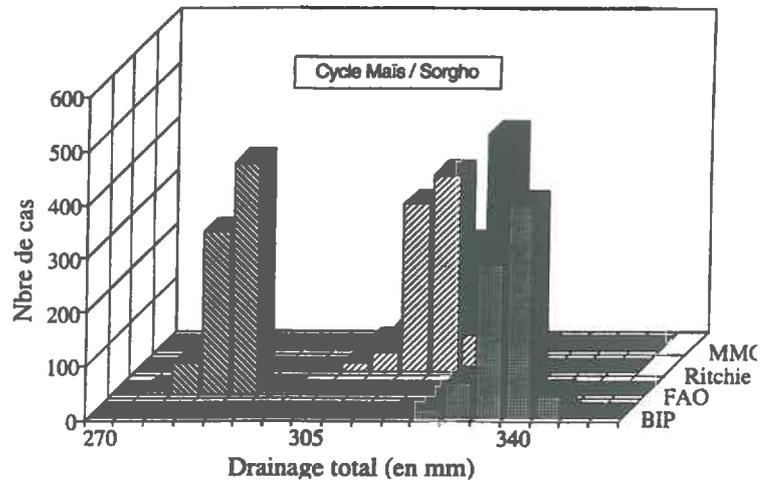
On présente sur la figure suivante les histogrammes de distribution des principales variables de sortie des modèles.

Figure VII,11 : Effet du facteur d'échelle sur les modèles modifiés: Histogramme de distribution de l'ETR cumulée, du drainage cumulé, des remontées capillaires cumulées, et du stock d'eau final simulé sur l'ensemble de l'expérimentation maïs / sorgho par les quatre modèles modifiés après incorporation des modules de remontées capillaires.

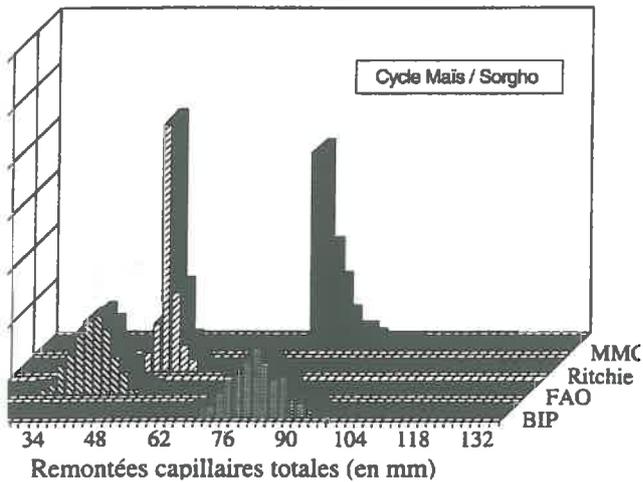
Distribution de l'ETR cumulée
Modèles modifiés et calés



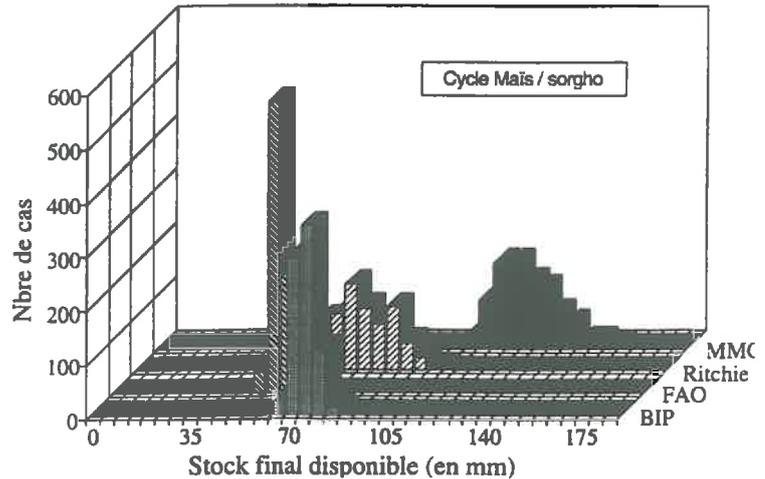
Distribution du drainage cumulé
Modèles modifiés et calés



Histogrammes des remontées capillaires
Modèles modifiés et calés



Distribution du stock final
Modèles modifiés et calés



On analyse maintenant le comportement des variables, par rapport à leur comportement avant modification des modèles fonctionnels, et par rapport au MMC.

L'ETR:

On remarque que l'ensemble des histogrammes est centré sur une valeur moyenne identique à celle du MMC. On remarque aussi que les dispersions sont comparables pour le modèle de Ritchie et pour le modèle FAO. Par contre, le modèle BIP présente une plus grande sensibilité, qui laisserait penser que son module de remontées capillaires compense moins que les autres les variations de RU générées par le facteur d'échelle.

Le drainage:

On notera le décalage entre les valeurs moyennes des histogrammes, et des dispersions comparables entre modèles.

Les remontées capillaires:

On notera les différences de centrage et de dispersion entre les différents modèles.

Le stock final:

On notera le décalage entre les valeurs moyennes des histogrammes, et des dispersions comparables entre modèles.

3. Conclusion partielle.

L'insertion de modules de remontées capillaires dans les modèles fonctionnels a permis de restituer à peu près correctement l'évapotranspiration des cultures sur lesquelles ont été menées les expérimentations. Par contre, les résultats relatifs aux autres variables d'état n'ont pas été améliorés de façon satisfaisante. De plus, la sensibilité des modèles modifiés n'est pas comparable à celle du modèle mécaniste.

On peut donc légitimement se poser la question de l'intérêt de la démarche que nous avons tenté de suivre.

Les résultats que nous avons obtenus nous amèneraient à formuler, avec une certaine prudence, les réponses suivantes:

- Pour des situations similaires à celles que nous avons expérimentées, il nous semble que les modèles fonctionnels modifiés sont aptes à fournir des simulations auxquelles on peut accorder une certaine confiance. Ainsi, pour simuler le bilan hydrique de cultures pluviales annuelles, et exception faite d'éventuelles conditions extrêmes de sécheresse, les trois modèles fonctionnels fourniront des estimations d'ETR, et de rapports ETR/ETM très vraisemblablement plus correctes que celles qu'auraient fournies les mêmes modèles avant modifications.

- Par contre, on devra être très prudent dans l'utilisation de ces modifications pour simuler des situations sur lesquelles les mécanismes n'auront pas été étudiés. (cultures pérennes sur ces mêmes sols, ou les mêmes cultures annuelles sur des sols différents), ou toute situation dont les caractéristiques s'éloignent par un ou plusieurs paramètres de la situation que nous avons analysée. *Il ne s'agit en effet pas seulement d'un problème de paramétrage, mais aussi d'un jeu complexe d'interactions entre système racinaire, teneur en eau du sol, conductivité hydraulique etc. que les modèles fonctionnels ne prennent pas en compte.*

CONCLUSION GENERALE.

CONCLUSION GENERALE.

Le travail présenté a d'abord permis de mettre au point un modèle mécaniste de bilan hydrique qui rend compte de façon satisfaisante des échanges d'eau entre le sol, les plantes et l'atmosphère pour les deux sites sur lesquels ont été développées nos expérimentations. En dépit de la mise en évidence de quelques limitations (portant notamment sur le module d'absorption racinaire), on considère que le modèle, adapté et calé simule de façon très satisfaisante les échanges eau-sol-plante sur lesquels ont porté nos observations.

On a ensuite comparé ce modèle à trois modèles fonctionnels, et on a constaté les limitations que présentaient ces derniers à restituer correctement les échanges d'eau dans les conditions observées, spécialement dans le cas du gazon pour lequel, en conditions extrêmes de saison sèche, les modèles fonctionnels étaient incapables d'expliquer la survie de la culture.

On a ensuite analysé la sensibilité de ces modèles aux paramètres hydrodynamiques du sol. On a constaté que la sensibilité de la principale variable de sortie (l'évapotranspiration réelle) aux variations de ces paramètres était importante pour les modèles fonctionnels, alors qu'elle était moindre pour le modèle mécaniste.

Considérant que les discordances constatées (sur les variables de sortie et leur sensibilité) provenait vraisemblablement avant tout de l'incapacité des modèles fonctionnels à prendre en compte les mécanismes de remontées capillaires (importants sur le site d'études), on a complété ces modèles en leur adjoignant des modules spécifiquement destinés à prendre en compte ces mécanismes.

On est ainsi arrivé, après calage, à un résultat satisfaisant sur l'estimation de l'ETR par les modèles fonctionnels, mais en échange, les autres variables de sortie des modèles (drainage, stock final) continuaient à présenter des résultats très différents des observations ou de la simulation par le modèle mécaniste. Plus, les modifications introduites n'ont pas permis de restituer une sensibilité comparable à celle du modèle mécaniste.

L'objet de la thèse n'était pas de comparer les modèles fonctionnels entre eux. Cependant, les résultats obtenus permettent de faire quelques remarques.

- Dans les conditions où ont été menés nos travaux, le modèle de Ritchie a montré en général un comportement plus proche de la réalité que le modèle FAO, celui-ci étant à son tour meilleur que le modèle BIP. Pour ce qui est de la supériorité du modèle de Ritchie, on peut penser que celle-ci se manifesterait quelles que soient les conditions d'utilisations. Le modèle de Ritchie prend en effet en compte un nombre de paramètres sensiblement supérieur, et les mécanismes qu'il propose pour l'absorption racinaire, le stress, et la redistribution de l'eau dans le profil sont sensiblement plus proches de la réalité que ceux des modèles BIP et FAO.

- En échange, on est surpris du comportement du modèle BIP, dont on aurait attendu que le module de progression du front racinaire permette de mieux rendre compte de l'évapotranspiration que le modèle FAO. Il est probable que les conditions expérimentales n'ont pas permis au modèle BIP d'extérioriser cette supériorité; en effet, contrairement aux conditions généralement rencontrées en régime tropical, et dans le cadre desquelles le modèle BIP a été mis au point, nos expérimentations ont démarré avec un sol saturé en eau.

Au total, avec les réserves exprimées en conclusion du chapitre VII, on peut considérer que les modèles fonctionnels une fois adaptés et calés, sont des outils tout à fait aptes à:

- Elaborer des zonages des potentialités agronomiques de la région.
- Raisonner les effets du risque climatique pour aider à la formulation de stratégies agricoles.
- Raisonner les dates de semis et rotations optimales pour les cultures pluviales.
- Raisonner les combinaisons de systèmes de culture, et leur efficacité eu égard à la valorisation de l'eau.
- Calculer et programmer le dimensionnement des équipements d'irrigation et la conduite des cultures irriguées.

Par contre, il faudra être extrêmement prudent dans l'utilisation de ces outils pour comprendre des situations particulières.

Pour illustrer les possibilités d'utilisation du modèle mécaniste dans des conditions particulières, on présente dans l'annexe (VII,1) un développement complet de simulations sur la culture de la pastèque en saison sèche, système tout à fait original dans lequel l'essentiel de l'alimentation hydrique provenait de remontées capillaires. Moyennant quelques hypothèses sur la condition de potentiel à la limite du système, le modèle mécaniste arrive à expliquer des comportements hydriques a priori complexes de ce système de culture: On comprend pourquoi les agriculteurs laissent reposer le sol plusieurs semaines, en saison sèche avant de semer. On quantifie des niveaux de transpiration compatibles avec la survie de la culture, et cohérents avec la dynamique des remontées capillaires; enfin, on comprend pourquoi, si une pluie survient en cours de culture, la culture se dessèche quelques semaines plus tard.

Cet exemple montre que l'on dispose d'un outil performant pour raisonner le fonctionnement hydrique des cultures de la région.

Cette remarque ne doit toutefois pas masquer une des conditions d'utilisation du modèle, qui est la connaissance dans le temps, pour toute situation que l'on souhaite simuler, de la condition à la limite inférieure du profil (humidité ou potentiel).

En ce qui concerne le paramétrage du modèle mécaniste, il a été rendu possible par un dispositif expérimental lourd pour la détermination des propriétés hydrodynamiques du sol. On peut toutefois faire remarquer a posteriori que l'on aurait pu réaliser les simulations avec un dispositif expérimental considérablement allégé, consistant en:

- Une détermination en laboratoire (sur échantillons non remaniés) des propriétés hydrodynamiques du sol.
- Une observation in situ des conditions initiales d'humidité (ou de potentiel).
- Une observation continue dans le temps des conditions d'humidité (ou de potentiel) au fond du profil.

Pour ce qui est des aspects hydrodynamiques, il n'est pas inenvisageable que, dans un proche avenir, des laboratoires puissent s'équiper et réaliser en routine des caractérisations hydrodynamiques.

Pour ce qui est de la détermination de la condition à la limite inférieure, il faudrait étudier la sensibilité du modèle à cette condition, et pour la renseigner, envisager la possibilité de modéliser (en fonction d'un bilan climatique simple) une évolution dans le temps du potentiel à quelques mètres de profondeur, qui soit valable pour la région.

Cette étude n'a pas été développée dans le cadre de la thèse, mais on considère que les résultats présentés permettent d'en poser les termes de référence.

Enfin, en ce qui concerne la méthodologie, au cours de la thèse, on a effectué des mouvements de va et vient entre modèle mécaniste et modèles fonctionnels, qui ont permis

- de caler des paramètres,
- d'analyser les sensibilités et la propagation des erreurs,
- de compléter les modèles fonctionnels par des modules permettant une meilleure prise en compte des mécanismes réels.

Il nous semble que l'une des vocations des modèles mécanistes, et l'une des manières de les rendre opérationnels est de les utiliser comme référence dans la mise au point de modèles fonctionnels.

FIN

ANNEXES

Annexe (II,1)

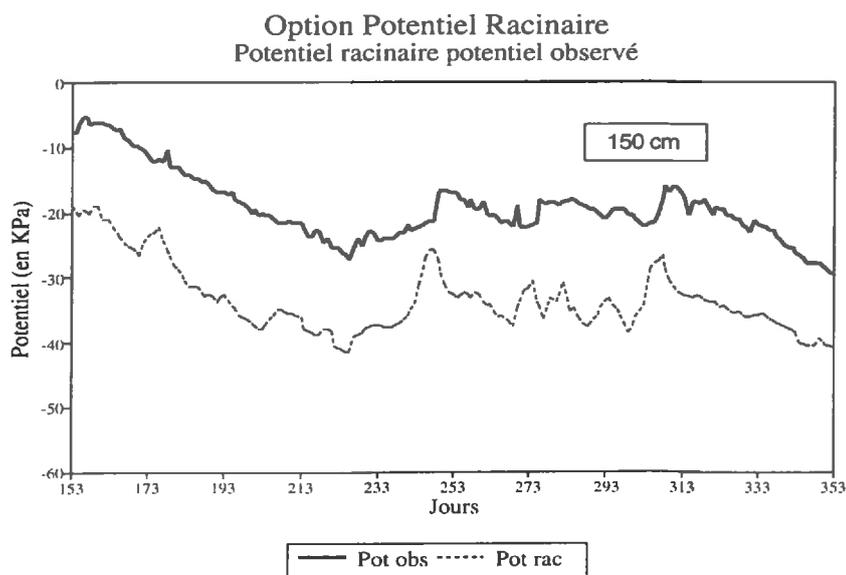
Difficultés d'utilisation de l'option de minimisation du potentiel racinaire.

Les équations II,5 et II,6 décrivent les hypothèses de l'option d'optimisation du potentiel racinaire du modèle de Lafolie. Lorsqu'on l'utilise dans nos simulations, avec le jeu de paramètres initial, on constate que le modèle ne simule jamais de stress hydrique, même pendant la longue période sèche (du jour 202 au jour 223).

On analyse cette anomalie.

Le modèle calcule un potentiel racinaire, qui n'a qu'une existence théorique mais qui est issu, à chaque pas de temps d'un processus de minimisation (équation II,6). La figure AnII,1,1 présente la comparaison entre ce potentiel racinaire et le potentiel du sol mesuré à 150 cm.

Figure AnII,1,1: Comparaison du potentiel du sol observé à 150 cm et du potentiel racinaire simulé avec le modèle de Lafolie, avec l'option "Potentiel Racinaire".



Le graphique montre:

- Que le potentiel racinaire calculé suit les tendances du potentiel du sol à cette profondeur.

- Que le potentiel racinaire est toujours inférieur au potentiel du sol, ce qui, d'après l'équation II,5, montre que sous réserve que les racines aient atteint cette cote, il y a toujours absorption d'eau à ce niveau.
- Que le potentiel racinaire anticipe d'une certaine manière (on voit un déphasage de quelques jours entre les remontées du potentiel racinaire et celui du potentiel à 150 cm) l'arrivée d'eau vers les horizons profonds suite à une pluie. Ceci s'explique par le fait que l'eau arrive par les horizons superficiels qu'elle réhumecte, facilitant ainsi le transfert d'eau sol --> racines, et autorisant la satisfaction de la demande transpirative avec un potentiel racinaire élevé à partir des horizons superficiels.
- Que ce potentiel racinaire se maintient à des niveaux très élevés pendant tout le cycle (supérieur à -40 KPa), alors que l'on se serait attendu à ce que, conformément à ce que l'on connaît du potentiel des plantes, le potentiel racinaire chute à des niveaux très faibles en cas de déficit hydrique.

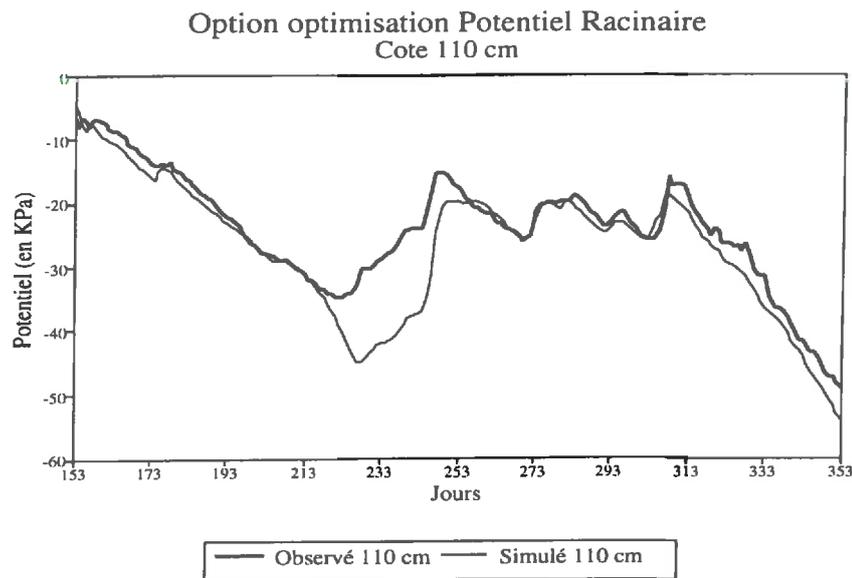
L'anomalie décrite provient du phénomène suivant:

- Le sol sur lequel porte les simulations est extrêmement conducteur, et dispose à la fois d'une forte capacité de rétention de l'eau. Lors des périodes sèches, l'essentiel des prélèvements sera réalisé au fond du profil, dans des conditions de conductivité élevées faisant que le modèle arrive toujours à trouver un potentiel élevé qui satisfasse l'intégralité de la demande qui s'exerce sur la plante, sans pour autant que ce prélèvement (essentiellement en profondeur) ne fasse chuter le potentiel à des niveaux où la baisse de conductivité hydraulique limiterait ce même prélèvement.
- De plus, les prélèvements en profondeur ont tendance à faire augmenter le gradient de charge, qui stimule les remontées capillaires, rendant plus difficile encore l'apparition d'un stress.

Dans ces conditions, il n'est pas possible d'utiliser en l'état cette option. Pour pouvoir le faire, il faudrait introduire une limite physique à l'absorption d'eau par les racines, à la manière dont le fait le modèle de RITCHIE (1972), qui plafonne à 0.03 cm³/cm de racines le prélèvement racinaire.

En échange, cette option de simulation restitue vraisemblablement mieux que la fonction *alpha* (II.B.2.a.) la localisation du prélèvement d'eau. La figure AnII,1,2 présente la comparaison des potentiels simulés à 110 cm par le modèle avec l'option (2), et montre une meilleure adéquation des données simulées et observées que celles présentées dans la figure IV,32 en fin de cycle.

Figure AnII,1,2: Comparaison des potentiels matriciels simulés avec l'option (2) de prélèvements racinaires et des potentiels observés à 110 cm.



En résumé, l'option (1) de prélèvement racinaire conduit à des prélèvements trop importants en surface et insuffisants en profondeur, et l'option(2) conduit à une situation contraire.

Annexe (II,2)

Procédures numériques de résolution. Précision. Stabilité.

On a décrit au chapitre II les conditions générales de fonctionnement du modèle mécaniste. On s'attache dans cette annexe à préciser les aspects numériques de la résolution de l'équation de Richards, et à évaluer les conséquences des approximations utilisées dans la résolution sur la précision et la stabilité des solutions obtenues.

a) Résolution par différences finies.

(1) Le maillage.

On respectera les principes suivants (LAFOLIE 1993):

- En présence de plusieurs horizons de sol, il faut placer un noeud du maillage à chaque interface.
- On utilisera de préférence un maillage fin (millimétrique) au voisinage des interfaces, et au voisinage de la surface du sol, dans la mesure où les gradients vont être très importants dans cette zone.
- On ne dépassera pas des pas d'espace de 2 cm.

(2) La résolution de l'équation.

Pour chaque tranche de sol définie par le maillage, chaque pas de temps dt , donne lieu à des prélèvements racinaires et à des écoulements verticaux qui modifient les conditions de potentiel, et par voie de conséquence d'humidité et de conductivité hydraulique.

Le but de la résolution du système est de trouver un nouveau profil de potentiel (au terme du pas de temps dt), issu de flux ayant satisfait à la loi de Darcy, à la loi de conservation de la masse, et à la fonction puits que l'on s'est donnée.

Le système à résoudre est non linéaire, dans la mesure où on ne peut pas supposer que la capacité capillaire et la conductivité hydraulique sont constantes, ou varient de façon linéaire avec le temps pendant le pas de temps dt . Ces grandeurs varient en fonction de la solution (profil de potentiel) qui sera finalement trouvée.

On sait donc qu'aucune solution analytique ne pourra être trouvée directement, et que la solution finale ne sera définie qu'au terme d'un processus itératif. En théorie, la solution obtenue est correcte lorsque, si l'on résout une n -unième fois le système d'équations connaissant à l'avance la solution, on retombe sur la même solution (schéma de PICARD).

Dans la pratique, il faudrait un nombre infini d'itérations pour arriver à cela, et on se définit un indicateur ω qui mesure la distance entre la solution de potentiel trouvée à la i ème itération (H^i) et à la $i+1$ ème itération (H^{i+1}).

$$\omega = H^{i+1} - H^i$$

Le critère de convergence (ϵ) est fixé au départ par l'utilisateur du modèle, et le modèle teste à chaque itération la valeur du rapport

$$\|\omega\|_{\infty} / \|H^{i+1}\|_{\infty}$$

Si ce rapport est inférieur à la valeur de ϵ , on considère que la convergence est atteinte, en d'autres termes que l'on a trouvé une solution d'une précision que l'on juge suffisante pour passer au pas de temps suivant. Dans le cas contraire, on effectue une nouvelle itération au terme de laquelle on teste une nouvelle fois la valeur de $\|\omega\|_{\infty} / \|H^{i+1}\|_{\infty}$, et ainsi de suite.

(3) Le réglage du pas de temps.

La convergence sera atteinte d'autant plus rapidement que le système est quasi-linéaire, et au contraire il faudra un nombre important d'itérations pour atteindre la convergence pendant les phases où C et K seront fortement non linéaires, c'est à dire concrètement pendant les phases d'infiltration des pluies.

Une manière de se rapprocher des conditions de linéarité est de réduire le pas d'espace et le pas de temps pendant lequel sera effectuée la résolution.

Une gestion dynamique du pas d'espace en fonction des gradients de potentiel pose des problèmes informatiques importants, par contre on peut réduire (ou augmenter) le pas de temps sans difficultés particulières. Le modèle procède de la manière suivante:

- Si au bout de trois itérations la convergence n'a pas été atteinte, le modèle reprend le problème où il l'avait laissé au temps t , divise le pas de temps par deux, et recommence le processus de résolution, et ainsi de suite jusqu'à trouver un pas de temps qui lui permette d'atteindre la convergence en trois itérations ou moins. On fixe à priori le pas de temps minimum (généralement deux secondes). Si avec ce pas de temps la résolution n'a toujours pas convergé au bout de trois itérations, alors le modèle accepte la solution trouvée, mais signale à l'utilisateur l'existence probable d'un problème, qui se résoudra généralement par une discrétisation plus fine de la grille d'espace.
- Si au bout de deux itérations le modèle a satisfait le critère de convergence, alors on considère qu'il peut se permettre de rallonger le pas de temps. Celui-ci sera alors multiplié par 1.05, mais ne pourra toutefois pas dépasser un plafond (généralement fixé à deux heures).

Ce mode de réglage du pas de temps permet de mieux utiliser le temps de calcul, en renforçant l'exigence de précision pendant les périodes où c'est nécessaire, et vice-versa.

b) Précision des solutions.

La précision des solutions est affectée par les compromis que l'on a fait au niveau des options numériques.

(1) Anomalies constatées dans les bilans de masse.

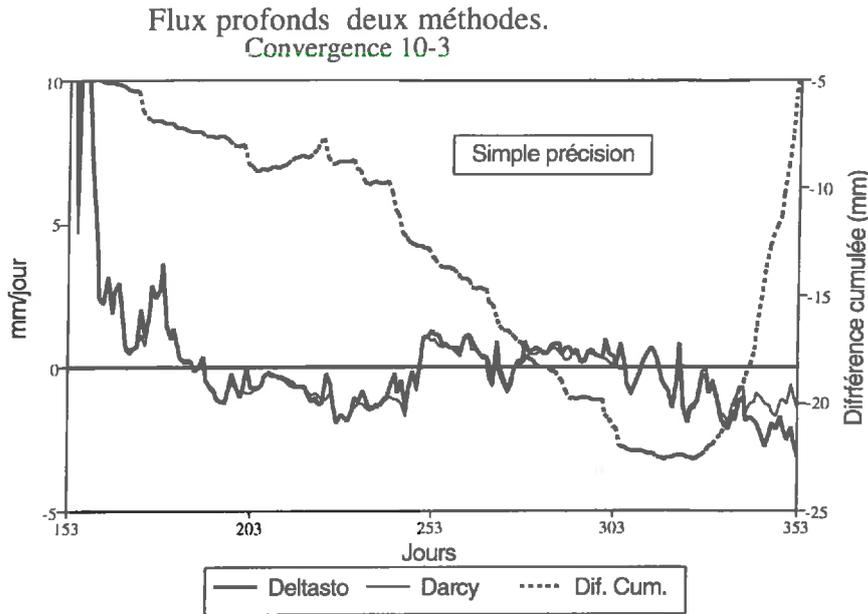
L'équation de Richards contient le principe de la conservation de la masse d'eau entre deux noeuds de la grille et sur un pas de temps. Cependant, comme on l'a vu, la résolution numérique n'offre que des solutions approchées, qui ne seraient exactes que si le pas de temps et le pas d'espace étaient infiniment petits.

On s'est intéressés à vérifier le bouclage du bilan de masse, en sommant sur l'ensemble de la période simulée les termes du bilan hydrique, et en comparant dans le temps les flux profonds de deux manières différentes:

- Soit par variation de stocks. (la quantité d'eau précipitée doit être égale à la quantité d'eau évapotranspirée plus la quantité drainée plus la variation de stock d'eau. Inversement, on peut calculer l'un des flux sortant du système par différence).
- Soit par application de la loi de Darcy aux deux derniers noeuds de la grille, en prenant les potentiels et les conductivités simulées par le modèle.

La figure AnII,2,1 présente ces comparaisons.

Figure AnII,2,1: Evolution des flux profonds calculés de deux manières: par bilan de masse et par application directe de la loi de Darcy aux deux derniers noeuds du système. Différences cumulées entre les deux approches.



Bien que les deux approches donnent des résultats presque identiques sur la plus grande partie de la période analysée, on remarque:

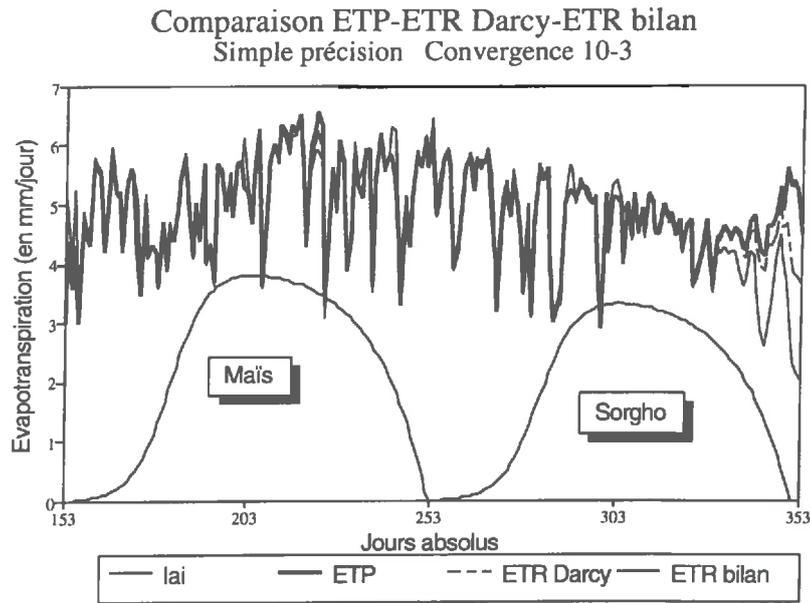
- Une dérive, faible mais systématique, pendant l'ensemble de la période pluvieuse,
- Cette dérive est plus marquée pendant et au sortir des épisodes pluvieux,
- Enfin, une franche bifurcation en fin de cycle, dès que le potentiel en surface atteint le seuil que l'on s'est fixé (PSILIM).

On notera aussi que les différences cumulées arrivent à des niveaux importants (plus de 22 mm au jour 320), et que le sens de la dérive change quand on se rapproche de conditions difficiles d'alimentation hydrique (baisse générale des potentiels). En ce sens, il est purement fortuit que le bilan de masse soit équilibré au terme des simulations.

(2) Anomalie constatée dans le calcul de l'ETR.

On peut aussi calculer l'ETR par différence entre les pluies, la variation de stock d'eau, et les flux profonds. La figure AnII,2,2 présente la comparaison des valeurs journalières obtenues:

Figure AnII,2,2: Comparaison des ETR journalières calculées par deux méthodes différentes.



La figure montre que, bien que sur l'essentiel du cycle, les écarts soient mineurs, ils deviennent très importants en fin de cycle (du simple au double), sans qu'une réflexion théorique puisse nous permettre de trancher sur la question de savoir lequel des deux modes de calcul est le plus correct.

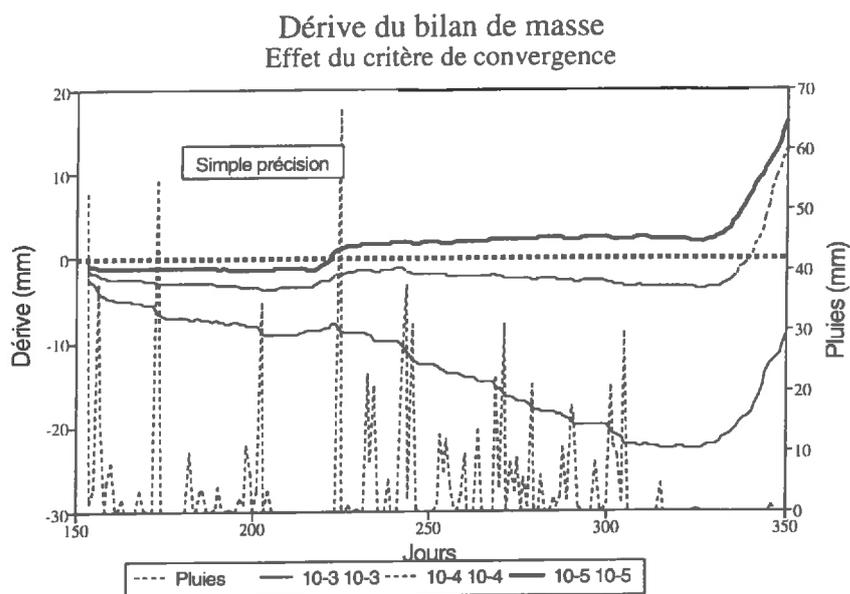
Une telle incertitude est inacceptable, et remet en cause les paramètres numériques utilisées lors de la résolution initiale de l'équation de Richards.

(3) Modification du critère de convergence.

Les différences constatées ne peuvent provenir que d'erreurs cumulées, liées à la discrétisation de l'espace et du temps, et liées à la résolution du système d'équations non linéaires pilotant les écoulements. Les erreurs provenant de la technique d'intégration peuvent être considérées comme négligeables. En effet, lors des écoulements importants, le modèle réduit drastiquement son pas de temps, et l'intégration par méthode des trapèzes sur une grille très fine génère des erreurs très faibles.

Pour augmenter la précision des solutions, on peut donc, en plus de la finesse du maillage, jouer sur le critère de convergence. Les résultats présentés plus haut ont été élaborés avec un critère de convergence de 10^{-3} . On présente sur la figure AnII,2,3 les mêmes résultats obtenus avec des critères de convergence de 10^{-4} et de 10^{-5} .

Figure AnII,2,3: Dérive du bilan de masse pour trois valeurs du critère de convergence.



Comme on le voit, la courbe des écarts cumulés se déforme, mais l'amplitude de ses variations reste la même, ce qui signifie que le gain de précision est nul. Par contre, les temps de calcul, liés au nombre d'itérations que le modèle doit faire pour converger, évolue de façon exponentielle: 5 minutes pour un critère de convergence de 10^{-3} , quatre heures pour 10^{-4} , trois jours pour 10^{-5} .

D'autres essais ont été faits, en réduisant parallèlement le pas de temps minimum et le critère de convergence, de même que la finesse de la grille: on augmente ainsi considérablement les temps de calcul sans améliorer la précision obtenue (On propose comme critère de précision le rapport du plus fort écart atteint dans le bilan de masse au stock d'eau total.). On se tourne alors vers la précision du calculateur.

(4) Simple ou double précision.

Le calculateur utilisé (station SUN, modèle SPARK II), associé au langage de programmation (FORTRAN 77) propose différents niveaux de précision pour les calculs. Dans sa version de base, le modèle utilisé a été développé avec des variables définies en "simple précision", qui associe à chaque réel une précision de l'ordre de 10^{-7} , soit six chiffres significatifs et une valeur arrondie sur le septième chiffre.

Ce niveau de précision peut paraître suffisant à première vue. Cependant, le nombre colossal de calculs effectué par une simple simulation, couplé avec l'effet cumulatif des erreurs sur la septième décimale, fait que, en raffinant la grille et en étant plus exigeant sur le critère de convergence, on augmente le nombre de calculs élémentaires d'une manière telle que l'erreur numérique globale que l'on génère est du même ordre de grandeur que l'exigence que l'on a pour la convergence des solutions. Le modèle erre, réduit son pas de temps, erre à

nouveau jusqu'à en arriver au pas de temps minimum, puis passer au pas de temps suivant sans avoir satisfait le critère de convergence.

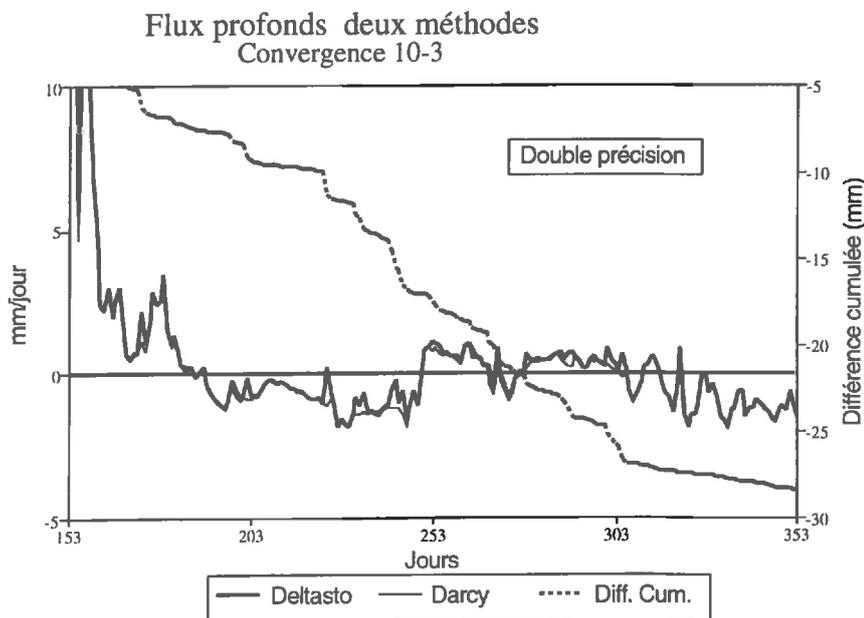
C'est ce qui explique que l'on atteint un plafond dans la précision, et que l'on n'arrive plus à améliorer la précision finale obtenue en affinant les paramètres de la résolution et de la discrétisation.

La décision a donc été prise de travailler en double précision, soit une précision de l'ordre de 10^{-16} sur chaque réel, avec arrondi sur la dix-septième décimale. Cette option multiplie par trois ou quatre le temps de calcul moyen, mais par contre permet de se dégager quasiment complètement des erreurs strictement numériques.

(5) Analyse du bilan de masse en double précision:

La figure AnII,2,4 montre l'évolution du bilan de masse lorsque l'on fixe le critère de convergence à 10^{-3} .

Figure AnII,2,4: Evolution des flux profonds calculés de deux manières: par bilan de masse et par application directe de la loi de Darcy aux deux derniers noeuds du système. Différences cumulées entre les deux approches. Double précision.



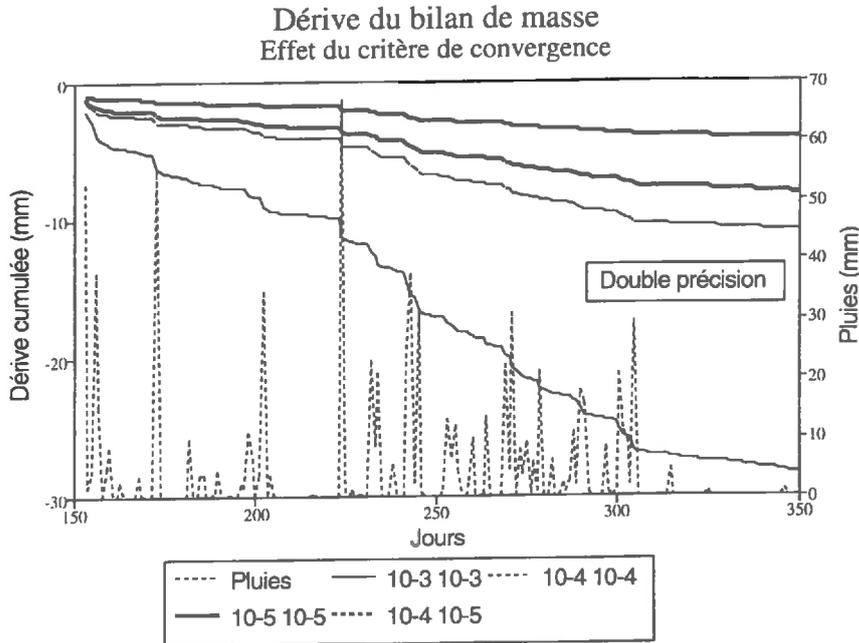
On constate:

- un parallélisme rigoureux des courbes,
- la persistance de sauts ponctuels lors des fortes pluies,
- la disparition de la bifurcation en fin de cycle entre les deux modes de calcul de l'ETR,
- cependant, on constate toujours une dérive tendancielle continue, s'accroissant pendant les pluies, amenant pour l'ensemble de la période une différence de plus de vingt millimètres.

Le résultat reste donc décevant. Outre la disparition de la bifurcation des courbes en fin de cycle, on se serait en effet attendu à la disparition définitive de la dérive tendancielle.

On a donc diminué drastiquement le critère de convergence. De plus, suite à l'observation selon laquelle les erreurs sur le bilan de masse sont plus importantes lors des épisodes pluvieux, on a introduit la possibilité de fixer des critères de convergence différents selon qu'il pleut ou non. On obtient finalement le jeu de courbes suivant:

Figure AnII,2,5: Evolution de la dérive cumulée du bilan de masse en double précision pour quatre options sur le critère de convergence.



Ces courbes montrent que, même si l'on n'arrive jamais à boucler complètement le bilan de masse, on s'en rapproche très nettement en serrant le critère de convergence. Une dérive de quelques millimètres sur plus de deux cent jours de simulation, est tout à fait acceptable.

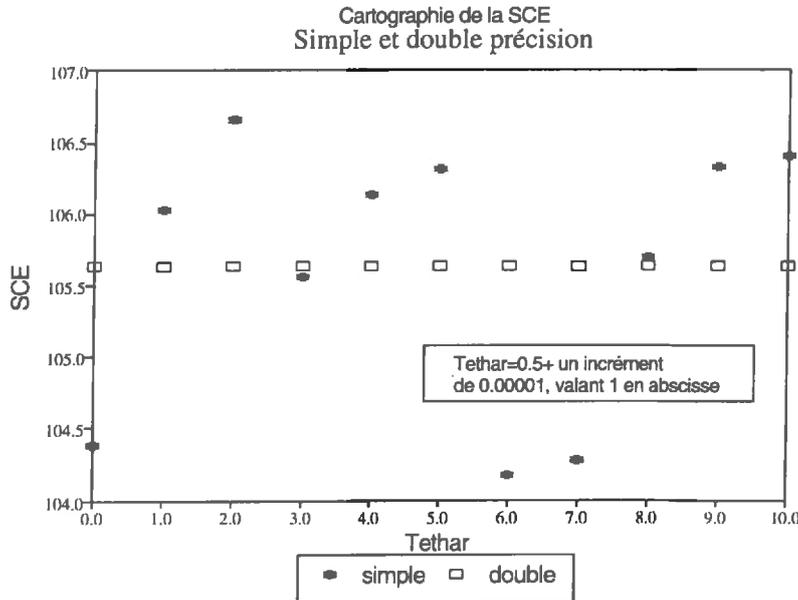
c) Stabilité des solutions.

On s'intéresse maintenant à la stabilité des solutions. Lorsque l'on fait varier très peu l'un des paramètres de la simulation, cette variation est supposée créer une variation sur les variables de sortie du modèle. Soit SCE la fonction qui associe à chaque simulation la somme des carrés des écarts entre les potentiels observés et simulés, soit ε_1 une variation que l'on introduit sur le paramètre θ_r de l'ajustement de la relation potentiel matriciel / humidité volumique (Equation III,11).

Pour une variation ε_1 de θ_r , on génère une variation ε_2 de la fonction SCE, telle que le rapport $\varepsilon_2/\varepsilon_1$ représente la dérivée de la fonction SCE = f(modèle) par rapport à la variable θ_r . Si on est en conditions de stabilité, la fonction dérivée est continue en tout point.

Sur la figure AnII,2,6 on représente les valeurs prises par la fonction $SCE = f(\text{modèle})$ lorsque l'on fait incrémenter θ_r de quantités infinitésimales ($1/100000$), avec le même paramétrage, sur une version du modèle programmée en simple précision et en double précision.

Figure AnII,2,6: Effet d'une faible variation de θ_r sur la SCE, en simple ou double précision.



La figure montre des variations disproportionnées de la SCE lorsque le modèle travaille en simple précision (instabilité), et très faibles, donc raisonnables, lorsque le modèle travaille en double précision (stabilité).

Ce problème est peu important lorsque l'on s'intéresse à la valeur brute de la fonction (on voit sur la figure AnII,2,6 que les variations de SCE sont aléatoires, mais bien centrées sur les valeurs obtenues avec le modèle calculant en double précision). Par contre, lorsque l'on utilise des algorithmes d'ajustement non linéaires, qui ont besoin de calculer les dérivées de la fonction de minimisation autour du minimum supposé, l'instabilité se révèle être un problème important (l'algorithme ne trouve plus de logique dans la variation des dérivées, et finit par se perdre sans avoir réussi à trouver le paramètre ou le jeu de paramètres qui minimisera la fonction).

Cette instabilité explique aussi les temps de calcul importants, et l'inconsistance des solutions lorsque l'on impose un critère de convergence fin (10^{-5}) au modèle calculant en simple précision. L'erreur aléatoire introduite par l'imprécision des calculs cumulée devient supérieure à la précision demandée, et le modèle interprète comme de la non linéarité ce qui en fait n'est que du bruit numérique. Il réduit donc le pas de temps à son minimum, sans jamais arriver à trouver une solution satisfaisante en trois itérations.

d) Conclusion.

En fonction des usages qui seront faits du modèle, il faudra veiller à choisir les options numériques qui conviennent en termes de stabilité, de précision, et de temps de calcul. Le tableau ci-après résume ces options:

Temps de calcul	Critère de Convergence	Précision	
- de 5 mn	(SP , CC = 10^{-3})	5%	Instabilité
- 10 mn	(DP , CC = 10^{-3})	4%	Instabilité
- 120 mn	(DP , CC = 10^{-4} (hors pluies) et 10^{-5} (pluies))	1%.	Stabilité

Pour les simulations courantes, c'est cette dernière option qui sera retenue.

Annexe (II,3)

*Mode de calcul de la durée astronomique du jour et de l'angle d'incidence des rayons du soleil.*a) Durée astronomique du jour.

On a utilisé les formules classiques, selon lesquelles la durée astronomique du jour est calculée en heures et fractions décimales d'heures, en suivant les étapes suivantes:

- On exprime la latitude en radians:

$$Xlat_{rad} = Xlat_{deg} * \pi / 180$$

- On exprime le numéro du jour dans l'année (jours juliens), à partir du temps absolu dans l'année:

$$Nday = \text{Partie entière de } (t/24)$$

- Soit $W = 2 * \pi / 365$, W exprimant (en radians) l'angle décrit par la terre autour du soleil en une journée.

- On calcule alors la déclinaison (en radians), fonction du numéro du jour dans l'année par la formule empirique suivante:

$$\begin{aligned} Dec = & 0.0058 \\ & - 0.4011 * \cos(W * Nday) + 0.0661 * \sin(W * Nday) \\ & - 0.0061 * \cos(2 * W * Nday) + 0.0006 * \sin(2 * W * Nday) \\ & - 0.0024 * \cos(3 * W * Nday) + 0.0013 * \sin(3 * W * Nday) \end{aligned}$$

- La fraction de journée (en radians) correspondant à la durée du jour est alors donnée par:

$$AH = \arccos(-\tan(Dec) * \tan(Xlat_{rad}))$$

- La durée du jour (DJ) est convertie en heures et fractions décimales d'heures par:

$$DJ = AH * 24 / \pi$$

b) Calcul de l'angle d'incidence des rayons du soleil au temps t au cours de la journée.

Ce calcul sert de base pour le calcul de la demande climatique entre le temps t et le temps $t+dt$.

- On calcule l'heure dans la journée (en heures et fractions décimales d'heure) de début du jour.

$$H_{deb} = 12 - d_j/2.$$

- On calcule l'heure dans la journée au temps t (en heures et fractions décimales d'heure):

$$H = t \bmod(24)$$

Le sinus de l'angle d'incidence des rayons du soleil est alors donné par:

$$\sin(\phi) = (H - H_{deb})/DJ$$

d'où

$$\phi = \text{Arcsin}((H - H_{deb})/DJ)$$

Annexe (III,1)

Estimation de l'erreur introduite par l'application de la formule d'Angström à un pas de temps journalier.

L'utilisation de la formule d'Angström pour le calcul du rayonnement global journalier n'est pas sans poser quelques problèmes. On ne disposait pas de mesures du rayonnement global localement. Par contre, on disposait de mesures journalières fiables, réalisées par une station CIMEL pendant la même période (486 jours), sur Managua (150 km de Toro Blanco, plaine côtière, climat similaire). On compare ici les données obtenues par l'ajustement d'Angström sur le site de Toro Blanco, et par mesure directe sur Managua.

a) Valeurs moyennes - Valeurs extrêmes.

Les valeurs moyennes journalières sont très comparables sur les deux sites avec les deux méthodes. On obtient respectivement:

Managua:	21073 MJ/m ² /jour
Toro Blanco	21064 MJ/m ² /jour

Par contre, les valeurs extrêmes sont fort différentes:

		Managua Cimel	Toro Blanco Angström
		(en MJ/m ² /jour)	
Valeurs minimales	22/09/1987	1740	11300
Valeurs maximales	17/05/1986	29550	27800

Les valeurs présentées semblent montrer que l'utilisation sur un pas de temps journalier de la formule d'Angström conduit à sous-estimer légèrement les fortes valeurs de rayonnement, et à sur-estimer fortement les faibles valeurs.

On en trouve l'explication dans la formule même, que l'on rappelle ici:

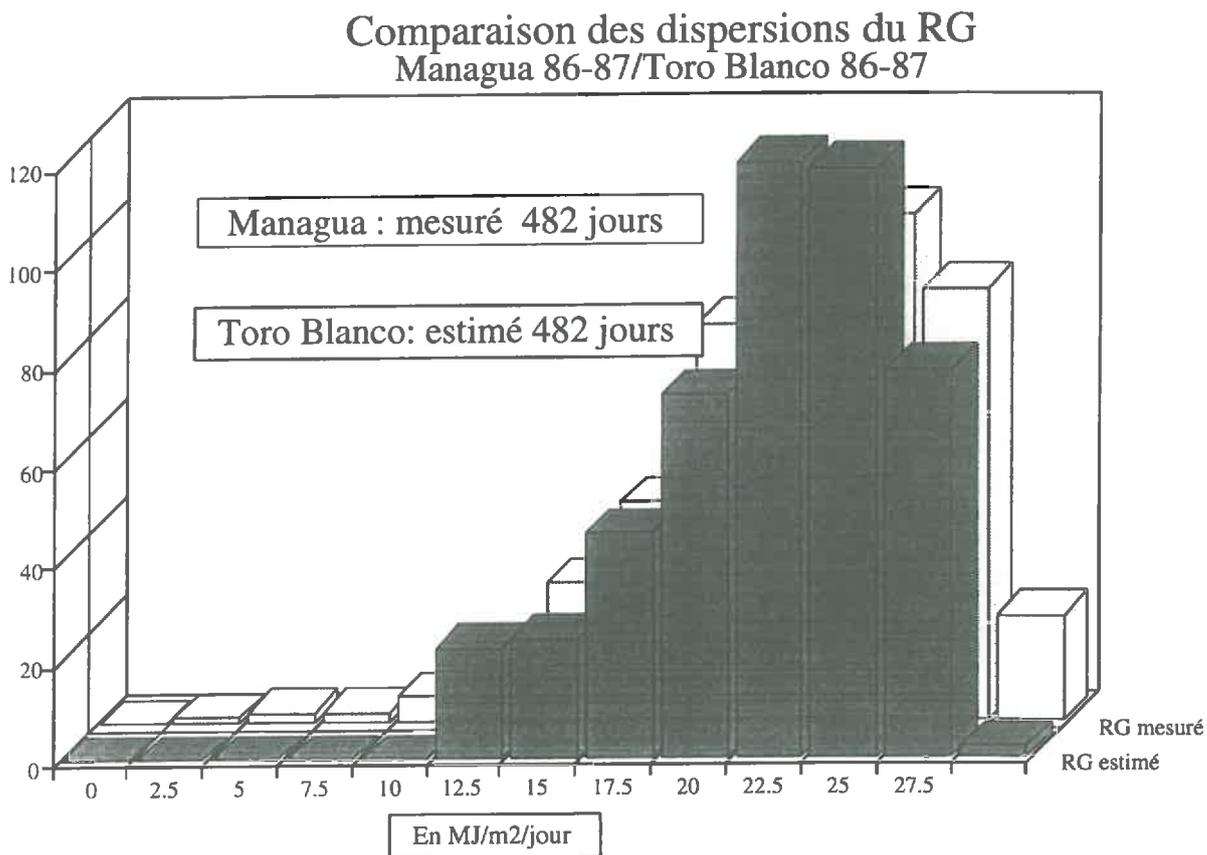
$$R_g = R_{g0} * (0.31 + 0.45 * n/N)$$

Lorsque la durée d'insolation (n) est nulle, le R_g estimé est égal à $0.31 \cdot R_{g0}$, alors que dans la réalité, les journées sans soleil peuvent correspondre à des situations de pluies continues ciel très chargé pendant lesquelles le rayonnement est très faible. En d'autres termes, l'ajustement proposé par Angström impose une valeur minimale très élevée au rayonnement diffus.

b) Dispersion.

On représente sur la figure AnIII,1,1 les histogrammes de dispersion du rayonnement global estimé à Toro Blanco et mesuré à Managua.

Figure AnIII,1,1: Histogrammes de distribution des valeurs estimées (à Toro Blanco) et mesurées (à Managua) du rayonnement global (en MJ/m²/jour).



La distribution des valeurs estimées ressemble à la distribution des valeurs mesurées, que l'on aurait tronquée aux extrêmes.

Les coefficients de variation de l'une et l'autre distribution (0.186 pour les valeurs estimées, et 0.22 pour les valeurs mesurées) confirment cette apparence.

c) Conclusion.

Les réflexions présentées confirment que l'on fait une erreur en estimant le rayonnement global par la formule d'Angström à un pas de temps journalier. Cette erreur se répercute sur le calcul journalier de l'ETP. Cependant, le fait que les valeurs de rayonnement estimées semblent bien centrées, et surtout le fait que l'ETP calculée avec des valeurs de rayonnement ainsi estimées correspondent bien (en valeur absolue et en tendance) à celles que nous avons mesurées en lysimètre nous autorisent à l'accepter.

Annexe (III,2)

Etapes du calcul de l'ETP par la formule de Penman.

La formule de Penman est une formule physique permettant de calculer l'ETP à partir de paramètres météorologiques journaliers, moyennant certaines approximations. On présente ici les étapes du calcul simplifié tel que proposé par la FAO (DOOREMBOS 1975), et tel que mis en oeuvre de façon standardisée par le STEFCE (1994).

(1) Le bilan radiatif.

Le bilan radiatif s'exprime par la formule suivante:

$$R_n = (1-\alpha) \cdot R_g - R_{nl}$$

où

R_n	est le flux de rayonnement net	(W.m ⁻² .s ⁻¹)
α	est l'albédo	(-)
R_g	est le flux de rayonnement global	(W.m ⁻² .s ⁻¹)
R_{nl}	est le bilan du rayonnement de grandes longueur d'onde.	(W.m ⁻² .s ⁻¹)

Dans le calcul simplifié que nous avons utilisé,

- R_n sera obtenu par différence,
- Le flux de rayonnement global est calculé par la formule (III,2) précisée dans le corps du texte,
- α a pour valeur 0.25,
- R_{nl} est calculé par une combinaison de fonctions empiriques de la température moyenne, de la tension de vapeur, et de la fraction d'ensoleillement ayant été présentée dans le calcul de R_g .

(2) La formule de Penman.

Celle-ci s'écrit, sous la forme simplifiée que nous avons utilisée:

$$ETP = \frac{\Delta \cdot R_n + \gamma E_a}{\Delta + \gamma}$$

où

R_n	est le flux de rayonnement net,
E_a	est une estimation du pouvoir évaporatif de l'air,
Δ	est la pente de la courbe de rosée de l'eau,
γ	est la constante psychrométrique.

Au niveau journalier, le terme E_a est calculé par une combinaison de fonctions empiriques de la température et de l'humidité relative.

Annexe (III,3)

Conduite des mesures lysimétriques.

On présente la manière dont ont été conduits les lysimètres gazon sur le site de Toro Blanco, et comment on en a interprété les résultats..

a) Apports d'eau.

Trois lysimètres à drainage ont été mis en service, au voisinage de la parcelle expérimentale (voir figure III,3), de tailles respectives (S_i) 1, 9 et 18 m².

- L'apport d'eau était réalisé en fin d'après-midi, respectivement 10 , 100, et 150 litres, correspondant à des lames d'eau de 10 , 11.1 , et 8.33 mm.
- S'il avait plu la veille plus de 10 mm, aucun apport n'était effectué.
- On mesurait le matin la quantité d'eau drainée par chaque lysimètre la nuit précédant la mesure.
- L'anneau de garde était arrosé par inondation toutes les semaines en saison sèche.

b) Problèmes d'exploitation.

Deux années d'enregistrements sont disponibles (1986..1987). Cependant, de nombreux problèmes d'exploitation se sont présentés, liés:

- A la logistique (apports d'eau insuffisants en saison sèche l'année 1987 pour l'irrigation de l'anneau de garde).
- A la conception des lysimètres: en saison des pluies, les lysimètres étant de grande taille, des pluies importantes amènent logiquement des volumes drainés importants. A titre d'exemple, une pluie de 50 mm sur le lysimètre de 18 m² génère un drainage de l'ordre de 850 litres que l'installation ne permettait ni de stocker, ni de mesurer avec la précision nécessaire.
- A l'inertie au drainage. En effet, il a été constaté que le drainage n'était pas instantané, et que l'écoulement d'une certaine quantité d'eau (Dr) attendue au drainage pouvait s'étaler sur plusieurs jours.
- A la précision de mesure de l'eau drainée: celle-ci est estimée à ± 0.5 litres. Sur des volumes attendus de quelques dizaines de litres, cette précision est suffisante. Par contre, sur des volumes de quelques litres (cas du lysimètre de 1 m²), elle est insuffisante.

c) Analyse des données.

En analyse journalière, on peut interpréter les résultats de la manière suivante:

- L'eau apportée l'après-midi du jour j remplace l'eau évaporée pendant la journée du jour j . Dans ce cas, on mesurera le matin du jour $j+1$ l'évapotranspiration du jour j , soit (ETP_j) par la différence entre l'eau apportée (par apport direct ou par précipitations) Ap_j et l'eau drainée et mesurée le jour $j+1$ (Dr_{j+1}), soit:

$$ETP_j = (Ap_j - Dr_{j+1})/S_i \quad (\text{en mm/jour})$$

Cette interprétation suppose cependant que le drainage soit très rapide. Pour le cas qui nous occupe, ce schéma est trop simple, les lysimètres étant très grands, et présentant une certaine inertie au drainage lorsque les quantités attendues sont importantes (après de fortes pluies). On se refusera donc le droit d'interpréter les données en journalier, sauf cas très particulier (longue période sèche).

d) Données retenues.

Ces considérations ont amené à:

- éliminer le lysimètre de 1 m² des analyses.
- éliminer les séquences pluvieuses ayant entraîné le débordement des fûts de réception du drainage des lysimètres.
- moyenner les mesures sur des périodes de 5 jours.

Les résultats retenus sont présentés sans le corps du texte sur la figure III,4.

Annexe (III,4)

Principes d'étalonnage des sondes à neutrons.

L'essentiel de l'annexe et tirée de (COUCHAT 1977)

a) Principe général.

L'humidimètre à neutrons est devenu un dispositif routinier de mesure de l'humidité des sols. Il est constitué d'une source radioactive, émettrice de neutrons, et d'un système de détection et de comptage de neutrons thermiques.

Le comptage de neutrons thermiques fourni par l'appareil à chaque mesure est donné par la relation:

$$N = (\alpha \cdot \rho_d + \beta) H_v + \gamma \cdot \rho_d + \delta$$

où

- N est le rapport du comptage affiché par l'appareil dans le sol sur le comptage affiché par l'appareil dans un tube identique installé dans l'eau. (-)
- ρ_d est la densité sèche, (-)
- H_v est l'humidité volumique, (m^3/m^3)
- $\alpha, \beta, \gamma, \delta$ sont des coefficients d'étalonnage caractéristiques du sol, de la source radioactive, et de la géométrie du système émission / détection de neutrons. (-)

L'étalonnage d'une sonde à neutrons consiste à déterminer la valeur des coefficients ($\alpha, \beta, \gamma, \delta$) pour un humidimètre donné et pour une sol donné, afin de pouvoir, par lecture directe, estimer l'humidité volumique de la tranche de sol explorée.

b) Etalonnage direct.

L'étalonnage direct consiste à établir la droite de régression qui reliera directement le ratio de comptage à l'humidité volumique; on prélève, au moment de l'installation du tube d'accès, des échantillons de sol dont on mesure immédiatement la densité sèche et l'humidité pondérale, et dans le même temps on fait les mesures de N.

S'affranchissant alors de la détermination des coefficients $(\alpha, \beta, \gamma, \delta)$, on établit directement une relation d'étalonnage de la forme:

$$H_v = A \cdot N + B$$

où

A et B sont les coefficients de la droite d'étalonnage obtenus par ajustement linéaire des couples (N, H_v) mesurés.

c) Etalonnage indirect.

La méthode indirecte permet une approche plus générale de l'étalonnage; il a en effet été montré que les coefficients $(\alpha, \beta, \gamma, \delta)$ étaient liées aux constantes Σ_a et Σ_d d'absorption et de diffusion des sols vis à vis des neutrons thermiques. Le CEA propose un protocole standardisé de détermination des constantes Σ_a et Σ_d , qui peuvent être effectués sur échantillons remaniés, indépendamment de leur humidité au moment du prélèvement et de leur densité.

Une fois établies ces deux constantes, les coefficients d'étalonnage spécifiques du sol, pour un type de sonde donné sont fournis par le CEA.

d) Avantages comparés.

La méthode directe est évidemment plus simple à mettre en oeuvre, car elle ne nécessite pas d'équipements particuliers. Par contre:

- La mesure des humidités pondérales et de la densité des échantillons prélevés au moment de l'installation des tubes est sujette à erreur expérimentale, qui affectera d'une erreur systématique les coefficients A et B et par suite l'ensemble des estimations d'humidité.
- La gamme des humidités couverte par la droite d'étalonnage doit être étendue, faute de quoi la détermination de la pente et de l'ordonnée à l'origine de la droite d'ajustement est affectée d'une forte erreur aléatoire. Dans les conditions expérimentales de terrain, il n'est pas toujours simple d'obtenir ces conditions.

La méthode indirecte s'affranchit des difficultés expérimentales. De plus, les erreurs expérimentales sur la détermination des constantes Σ_a et Σ_d , et par voie de conséquence de $(\alpha, \beta, \gamma, \delta)$ est faible. Enfin, la répercussion des erreurs expérimentales sur la mesure de la densité est plus faible pour la méthode indirecte que pour la méthode directe (voir figures III,16 et III,17).

Par ailleurs, les deux méthodes d'étalonnage conduisent à l'établissement de relations entre comptage neutronique et humidité volumique valables localement. Le problème de la représentativité de ces relations à l'échelle de la parcelle, lié à la variabilité spatiale des coefficients Σ_a et Σ_d pour la méthode indirecte est traité par MOUTONNET et al, 1983.

Annexe (III,5)

Protocoles de lissage des données d'humidité et de potentiel pour les expérimentations de drainage interne et de remontées capillaires.

Les valeurs de potentiel et d'humidité observées qui ont été lissées l'ont été suivant le protocole suivant:

a) Lissage des humidités volumiques.

On a utilisé un protocole de lissage basé sur une fonction à trois paramètres, donnant pour chaque cote une évolution de l'humidité volumique en fonction du temps (en jours).

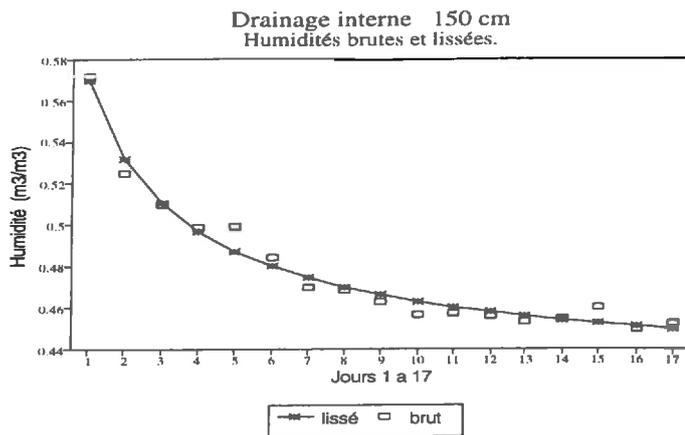
$$H_v = a_0 + a_1/(1+j)^{a_2}$$

A chaque cote, on a ajusté les paramètres (a_i) par la méthode des moindres carrés, en utilisant la méthode d'ajustement non linéaire (BARD 1974). A titre d'exemple, on présente le jeu de paramètres obtenu pour la cote 150 cm, pour l'expérimentation de drainage interne. Les paramètres (a_i) prennent les valeurs:

$$\begin{aligned} a_0 &= 0.4184 \\ a_1 &= 0.2493 \\ a_2 &= 0.7172 \end{aligned}$$

La figure AnIII,5,1 présente les comparaisons entre données brutes et données lissées selon ce protocole, à la cote 150 cm.

Figure AnIII,5,1: Données d'humidité, brutes et lissées, à 150 cm, pendant l'expérimentation de drainage interne, en fonction du temps.



b) Lissage des potentiels.

Pour lisser les potentiels totaux, on a utilisé un modèle parabolique à trois paramètres de calage, de la forme:

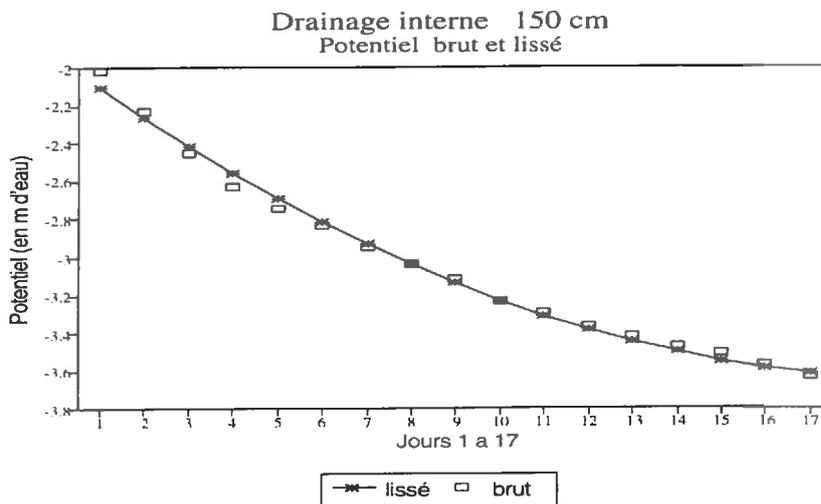
$$P_{\text{tot}} = - (0.126 * (a_0 + a_1 * j + a_2 * j^2) - 0.1)$$

A chaque cote, on a ajusté les paramètres (a_i). A titre d'exemple, pour la cote 150 cm, pour l'expérimentation de drainage interne, les paramètres (a_i) prennent les valeurs:

$$\begin{aligned} a_0 &= 16.161 \\ a_1 &= 1.372 \\ a_2 &= -0.035 \end{aligned}$$

La figure AnIII,5,2 présente les comparaisons entre données brutes et données lissées selon ce protocole, à la cote 150 cm.

Figure AnIII,5,2: Potentiel total, brut et lissé, à 150 cm, pendant l'expérimentation de drainage interne, en fonction du temps.



Annexe (VI,1).

Calcul d'erreur sur l'estimation de l'humidité volumique par mesures neutroniques.

On présente ici un calcul d'erreur très sommaire, partant du principe que:

- L'équation d'étalonnage indirect ne génère une erreur que par l'erreur sur l'estimation des densités.
- Que l'effet de la variabilité spatiale, et d'une erreur systématique sur les densités est analysée indépendamment par la mise en facteur d'échelle développée aux chapitres VI et VII.

On ne s'intéressera donc qu'aux erreurs aléatoires sur les mesures d'humidité, et leurs répercussion sur l'estimation des stocks.

a) Erreur sur les comptages.

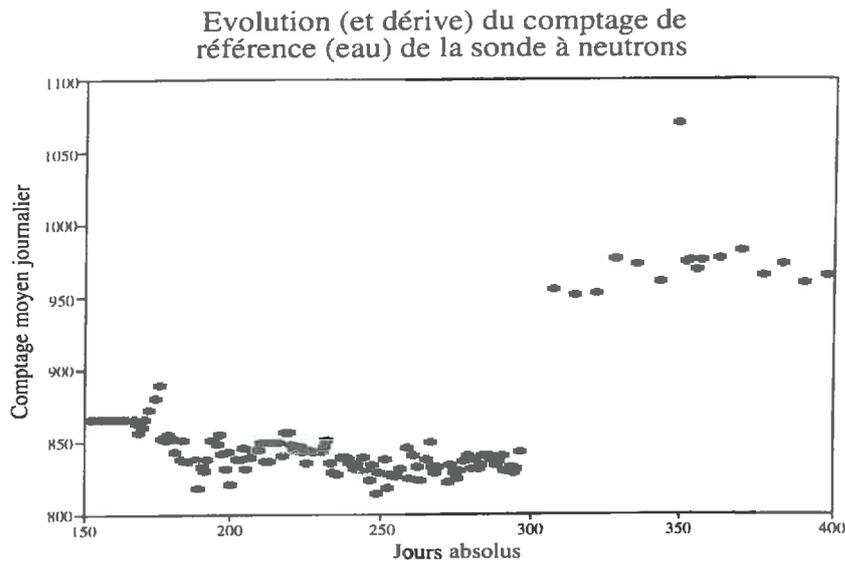
(1) Point eau.

Le protocole de comptage était le suivant:

- Avant une série de mesures, un comptage était réalisé dans l'eau (vingt comptages en temps courts).
- Au terme des mesures, une nouvelle série de comptages identiques était réalisée.

Le point eau de la journée de mesures était donné par la moyenne des comptages. Au cours de la période pendant laquelle ont été développées les mesures présentées (plus d'un an), le point eau de la sonde utilisée a marqué une certaine dérive. On représente sur la figure AnVI,1,1 son évolution dans le temps.

Figure AnVI,1,1: Evolution du comptage de référence au cours du temps.



La figure montre qu'on a deux périodes de stabilité (relative) du comptage dans l'eau, avec un brusque décrochement vers le jour 300 (panne puis réparation). Cependant, les dispersions des mesures n'ont pas changé au cours du temps:

Moyenne des mesures dans l'eau:	$N_0 = 905$
Ecart-type des mesures dans l'eau:	$\sigma_0 = 20$
Coefficient de variation:	$CV_0 = 2.2\%$

Le point eau journalier étant mesuré par la moyenne de 40 comptages, on a donc une estimation de l'écart-type du point eau journalier:

$$\sigma_{00} = \sigma_0 / (40)^{0.5} = 3.1$$

et de son coefficient de variation:

$$CV_{00} = 0.3 \%$$

On considère donc que l'erreur sur l'estimation du point eau journalier sera négligeable.

(2) Mesures ponctuelles.

Le protocole de comptage pour les mesures d'humidité dans le sol était le suivant:

- Trois comptages temps courts.
- Si l'une des trois mesures s'écartait d'une valeur supérieure à 20 de l'une quelconque des mesures antérieures, on faisait un quatrième comptage.

On prend comme majorant de l'écart-type des mesures ponctuelles dans le sol la valeur de l'écart-type mesurée dans l'eau, soit σ_0 .

Selon le protocole de comptage, un majorant de l'écart-type du comptage moyen est donné par:

$$\sigma_1 = \sigma_0 / (3)^{0.5} \quad \text{soit} \quad \sigma_1 = 11.5$$

Pour un comptage moyen de valeur 400, en appliquant l'équation d'étalonnage (III,7) sous hypothèse de densité égale à 0.9, on aura un écart-type de l'estimation de l'humidité ponctuelle de:

$$\sigma_{HV1} = 0.009 \text{ m}^3/\text{m}^3$$

Pour une humidité volumique de l'ordre de $0.4 \text{ m}^3/\text{m}^3$, on aura un coefficient de variation de:

$$CV_{HV1} = 2\%$$

En assimilant la distribution de Poisson à une loi normale, on peut considérer qu'on a un intervalle de confiance à 95% à \pm deux écarts types de la valeur moyenne, ce qui nous donne une estimation de l'humidité volumique à $\pm 4\%$, soit une incertitude de moins de $0.02 \text{ m}^3/\text{m}^3$.

Cette précision relative sera moins bonne pour des humidités plus faibles, et meilleure à mesure que l'on se rapproche de la saturation.

(3) Estimation des stocks.

Les stocks d'eau sont estimés par intégration des profils d'humidité. Les humidités sont mesurées tous les dix centimètres, de 30 à 170 cm, soit quinze mesures:

$$Sto_1 = \int_{30}^{170} H_v(z) dz$$

- Si on néglige l'erreur faite en ignorant la courbure du profil d'humidité, donc si on assimile le profil à une suite continue de segments de droite,
- Si par ailleurs on considère que les mesures successives à chaque cote sont indépendantes les unes des autres, l'écart-type de l'estimation du stock est donnée (en mm) par:

$$\sigma_{Sto1} = (15)^{0.5} \Delta z \sigma_{HV}$$

Soit $\sigma_{Sto1} = 3.4 \text{ mm}$

A deux écarts types, on a un intervalle de confiance de la mesure des stocks à 95%, soit, pour un comptage de valeur moyenne 400:

$$Sto1 = 512.5 \pm 7.8 \text{ mm}$$

(4) Conclusion.

L'ordre de grandeur de l'intervalle sur les stocks, et sur ses variations, est supérieur à l'évapotranspiration journalière moyenne. Il est par contre inférieur aux évapotranspirations cumulées sur des périodes de trois jours. On en tiendra compte dans l'interprétation des résultats.

Annexe (VII,1)

La culture de la pastèque et la simulation de son fonctionnement hydrique.

a) Description du mode de conduite de la culture de la pastèque.

Une pratique couramment développée dans la région de Chinandega est la culture de la pastèque en saison sèche (Enquête de l'auteur, 1986). Les agriculteurs procèdent comme suit:

- Après avoir récolté leur dernière culture pluviale au mois de décembre (très généralement du haricot, mais aussi du riz ou du sorgho), on réalise des façons superficielles tous les deux trois jours, croisées, afin de favoriser la formation d'une couche superficielle desséchée sur quelques centimètres, de structure farineuse. On réalise un mulch.
- On laisse la surface telle quelle pendant plusieurs semaines, et on réalise le semis pendant la période qui permettra une récolte pendant la semaine sainte. Le semis se réalise le soir ou la nuit, en confectionnant manuellement un puits de quelques vingt centimètres de profondeur (on atteint des horizons relativement humides), sur un maillage de trois mètres sur trois. On plante quatre semences par puits, et on rebouche partiellement le puits avec de la terre fine et desséchée.
- Pendant les premiers jours qui suivent la levée, on chausse les plantules et ce jusqu'à ce qu'elles aient atteint une dizaine de centimètres.
- On se contente ensuite de réaliser les traitements phytosanitaires, jusqu'à la récolte qui s'étale sur une vingtaine de jours autour du quatre vingt-cinquième jour.
- Si par hasard une pluie intervient au cours de ce processus, les agriculteurs abandonnent la culture, car les plantes sont condamnées à se dessécher.

On a cherché à interpréter, puis on a émis des hypothèses, et enfin on a cherché à modéliser le fonctionnement hydrique de ce mode de culture.

b) Interprétation.

(1) Le mulch.

Au terme de la dernière culture, les profils d'humidité sont très secs en surface, et ne permettraient pas à des graines de germer. Le mulch en surface est réalisé afin de permettre au profil de se réhumecter dans les horizons superficiels.

(2) Le délai avant semis.

Le processus de réhumectation est lent, et il faut laisser un certain temps avant que le niveau d'humidité sous le mulch soit suffisant pour permettre la germination des semences. Le puits est effectué par l'agriculteur jusqu'à une profondeur à laquelle il juge l'humidité suffisante pour permettre la germination.

(3) Le chaussage (buttage) de la plantule.

Cette pratique est réalisée pour:

- Empêcher localement (dans le puits et en proximité de la plantule) l'évaporation du sol que le semis vient de perturber.
- Protéger la plantule des très fortes températures régnant à l'interface sol/atmosphère.

(4) La croissance et le développement.

On suppose que l'ensemble des pratiques décrites contribue à limiter ou annuler l'évaporation du sol, et donc à permettre à la de transpirer à un niveau suffisant pour permettre sa survie d'abord, sa floraison et fructification ensuite.

(5) Effet de la pluie en cours de cycle.

On n'a pas d'explication à priori. On analysera par simulation l'effet de cette pluie.

c) Modélisation.

(1) Modélisation de la réhumectation du profil.

Sous hypothèse d'évaporation nulle, les conditions de la simulation sont identiques à l'expérimentation menée en bâchant le site maïs/sorgho, telle que décrite au chapitre (III,B,d,2). On a implement prolongé la simulation au delà de la période réellement observée (jour 363 à 398). La simulation a été menée jusqu'au jour 420.

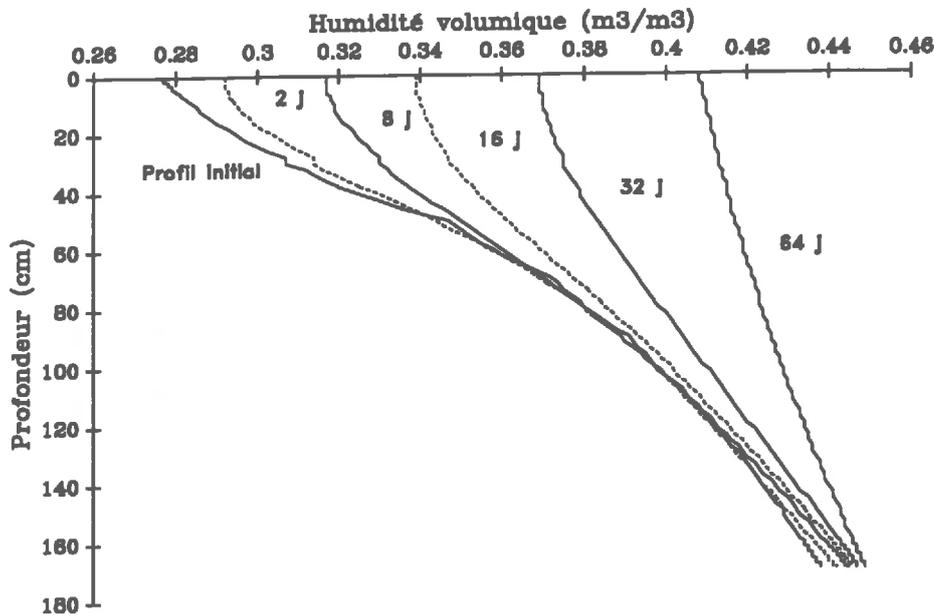
Pour cela, on a généré des conditions aux limites (potentiel matriciel à 170 cm de profondeur) entre le jour 398 et le jour 420 de la simulation par extrapolation linéaire des potentiels observés les jours précédents.

Les conditions initiales sont celles qui ont été mesurées et présentées dans la figure (III,32). Les relations $\psi(\theta)$ et $k(\theta)$ sont celles déterminées au terme du chapitre III, et données respectivement par les équations (III,13) et (III,21), avec le jeu de paramètres défini en (III.B.3.b.2.e)

On présente sur la figure AnVII,1,1 le résultat des simulations:

Pour les simulations et la présentation graphique des résultats, on a supposé un mulch d'épaisseur infiniment fine.

Figure AnVII,1,1: Profils d'humidité volumique simulés sous hypothèse de mulch, après 2,8,16,32 et 64 jours.



La simulation présente des résultats conformes aux hypothèses émises: le profil se réhumecte régulièrement. Si on observe l'humidité volumique à la profondeur de 20 cm, on constate qu'elle est passée de 0,29 à 0,37 au bout de 32 jours. Cette humidité correspond à un potentiel de -700 KPa, qui permet la germination de la majorité des semences. (BRUCKLER et al, 1983 a, 1994, BOUAZIZ et al, 1989).

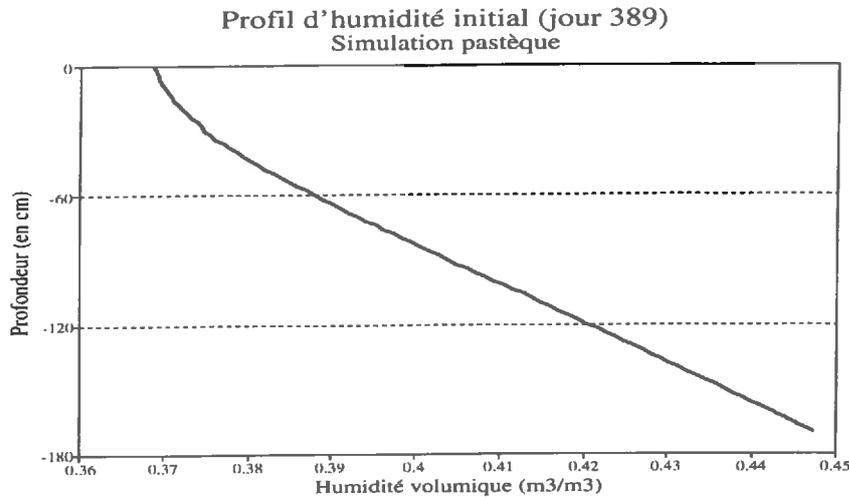
(2) Modélisation de la culture de la pastèque.

Un certain nombre d'observations ont été faites par l'auteur et ses collaborateurs sur cette culture, sous forme d'enquêtes sur les techniques culturales, et de mesures légères (observations phénologiques, indice foliaire, profil racinaires, rendements), mais on n'a pas développé d'expérimentation complète susceptible de renseigner l'ensemble des paramètres qu'exige le modèle mécaniste pour fonctionner. On se propose donc de faire un certain nombre d'hypothèses vraisemblables sur le mode de fonctionnement du système:

(a) Conditions initiales.

On suppose que le semis a été effectué après la mise au repos de la terre sous mulch pendant 32 jours. Les conditions initiales sont alors décrites par le profil d'humidité au 32^{ème} jour calculé par la simulation antérieure. On le représente sur la figure AnVII,1,2.

Figure AnVII,1,2: Profil d'humidité initial de la simulation.



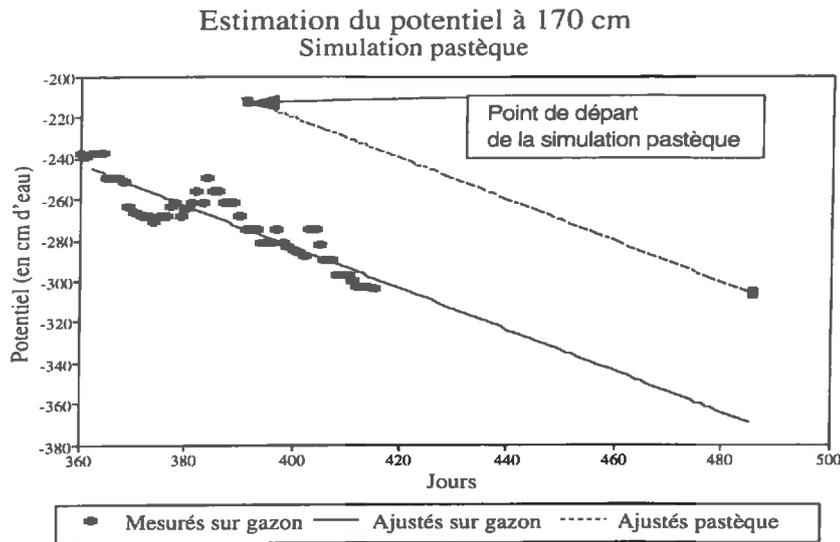
(b) Conditions aux limites.

On considère que les conditions de culture de la pastèque s'apparentent à celles du gazon en saison sèche, pour lesquelles on dispose d'observations à 150 cm pendant 60 jours à partir du jour 360.

Faisant l'hypothèse que ce potentiel évolue parallèlement à 150 cm sous gazon et à 170 cm sous pastèque, on a calculé une tendance sur gazon (ajustement linéaire entre le temps et le potentiel à 150 cm sous gazon) que l'on a appliqué à une situation initiale sur pastèque à 170 cm.

La figure AnVII,1,3 illustre ce mode de calcul.

Figure AnVII,1,3: Détermination de la condition à la limite sous pastèque à 170 cm par application d'une tendance ajustée sous gazon à 150 cm.



On utilise les déterminations de la transpiration et de l'évaporation potentielle telles que proposées au chapitre IV,B. , équation II,9 . On simulera deux scénarios:

- Dans le scénario (0), on maintiendra le fonctionnement normal du modèle quant à l'évaporation du sol.
- Dans le scénario (1), conformément à nos hypothèses initiales, on imposera une évaporation réelle nulle du fait de l'existence du mulch.

(c) Paramètres plante.

i) L' indice foliaire.

Pour le LAI_{max} , on a observé des valeurs de 3. On n'a pas d'éléments bibliographiques ni observés permettant de proposer des valeurs pour les paramètres de courbure de la fonction décrivant le LAI, ni pour le point d'inflexion. On retiendra donc le jeu de paramètres suivants:

LAI_{max}	=	3
Inflex	=	30 jours
T_{fin}	=	85 jours
Courb1	=	-0.2
Courb2	=	0.07

ii) Croissance racinaire.

On ne dispose que d'observations portant sur le système racinaire au terme de son développement, la valeur observée la plus significative étant la profondeur maximale atteinte en fin de cycle (170 cm). Conformément au modèle présenté en II,C,3, et à l'équation II,17, on propose le jeu de paramètres suivants:

T_{\max} = 35 jours
 P_{\max} = 170 cm
 D_{\max} = 4000 m/m³
 Courbure = 4

iii) Fonction puits racinaire.

On utilisera des paramètres moyens pour les termes h_3 et h_4 de la fonction alpha décrite au chapitre II.B.2.a , soit:

h_3 = -200 KPa
 h_4 = -1500 KPa

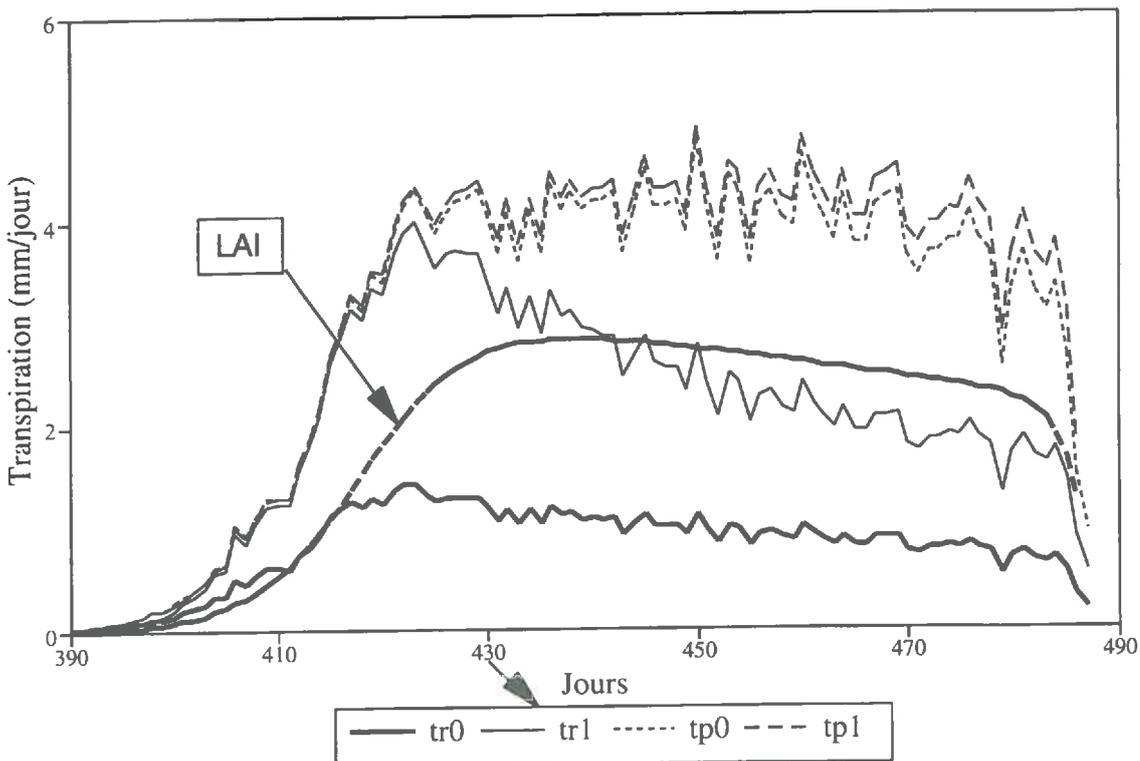
(3) Résultats.

(a) Scénarios (0) et (I).

On ne présentera que les résultats relatifs à la transpiration simulée.

Figure AnVII,1,4: Transpiration réelle simulée selon le scénario (0) et le scénario (I), comparées aux transpirations potentielles simulées selon les mêmes scénarios.

Comparaison des transpirations simulées
Pastèque deux scénarios



Le graphique montre:

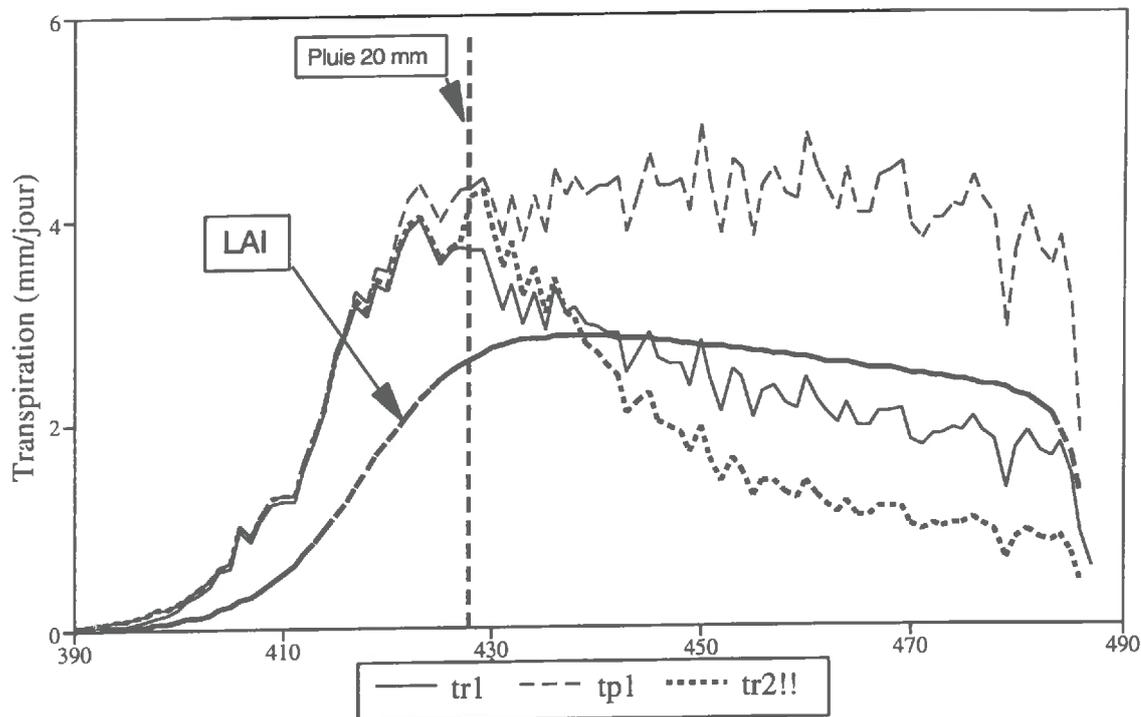
- Au niveau des transpirations potentielles, la demande transpirative qui s'exerce sur la pastèque est supérieure dans le scénario (I) à celle simulée par le scénario (0). Ceci est dû au fait que le sol n'évapore pas dans le scénario (I), ce qui conduit à une sur-demande transpirative, selon la fonction décrite par l'équation (IV,5).
- Au niveau des transpirations réelles, le scénario (0) propose des transpirations de l'ordre de 1 mm/jour, soit le quart de la transpiration potentielle, alors que le scénario (I) propose des transpirations supérieures à 2 mm/jour, soit la moitié de la transpiration potentielle. L'explication est simple: dans le scénario (0), le sol évapore et l'eau prélevée sur le stock disponible est utilisée pour l'évaporation et la transpiration, alors que dans le scénario I, l'eau est entièrement disponible pour la transpiration. *A l'évidence, le scénario (0) est irréaliste, alors que le scénario (I) est plausible; L'hypothèse initiale de mulch s'en trouve confortée.*
- Comme pour le gazon en saison sèche, l'eau transpirée provient à la fois des prélèvements sur le stock initial et des remontées capillaires.

(b) Scénarios (I) et (II).

Ignorant maintenant le scénario (0), on a repris le scénario (I), en simulant une pluie de 20 mm qui interviendrait en milieu de cycle (scénario II). On suppose que l'effet de la pluie, outre de fournir de l'eau au sol et à la culture, est de rétablir la continuité des films capillaires entre l'horizon superficiel et le reste du profil, et par voie de conséquence, d'annuler l'effet du mulch.

Figure AnVII,1,5: Transpiration réelle de la pastèque simulée selon le scénario (I) et le scénario (II).

Comparaison des transpirations simulées Pastèque selon deux scénarios



La figure AnVII,1,5 montre que, selon le scénario II, la pluie de 20 mm dope la transpiration réelle pendant quelques jours. Cependant, en rétablissant des conditions d'évaporation normale, l'effet secondaire de la pluie est de faire se rapprocher les conditions de transpiration du scénario (II) de celles du scénario (0).

Dans ces conditions, la culture ne dispose plus d'une quantité d'eau suffisante pour transpirer raisonnablement, et logiquement dépérit. C'est pourquoi les agriculteurs cessent d'entretenir la culture lorsqu'une pluie de ce type intervient.

(4) Conclusion.

On a été amenés à faire des hypothèses pour renseigner correctement le modèle mécaniste. Ces hypothèses n'ont pas été particulièrement fortes. Elles nous ont permis cependant de simuler une situation complexe, et d'en proposer un schéma explicatif tout à fait intéressant.

LISTE DES FIGURES.
LISTE DES TABLEAUX

LISTE DES FIGURES.

Chapitre II

<i>Figure II,1</i> Valeurs de la fonction alpha pour des potentiels du sol variant entre -2000 et 0 KPa.	11
<i>Figure II,2</i> Transpiration et évaporation potentielle selon le modèle de Lafolie.	16
<i>Figure II,3</i> Génération de pluies instantanées.	20
<i>Figure II,4</i> Modèle initial de calcul de l'ETP instantanée.	21
<i>Figure II,5</i> Modèle modifié de calcul de l'ETP instantanée.	22
<i>Figure II,6</i> Modèle modifié de représentation des densités racinaires.	24
<i>Figure II,7</i> Modèle modifié de représentation de l'indice foliaire.	25

Chapitre III

<i>Figure III,1</i> Pluviométrie.	30
<i>Figure III,2</i> Environnement de la parcelle expérimentale de Toro Blanco.	31
<i>Figure III,3</i> Plan de la parcelle expérimentale.	32
<i>Figure III,4</i> Comparaison des ETP mesurées sur lysimètres et calculées par la formule climatique de Penman.	35
<i>Figure III,5</i> Températures maximum, minimum et moyennes sur le site de Toro Blanco en 1986 et 1987 (Moyennes sur cinq jours).	37
<i>Figure III,6</i> Humidité relative de l'air maximum, minimum et moyenne sur le site de Toro Blanco en 1986 et 1987 (Moyennes sur cinq jours).	38
<i>Figure III,7</i> Durée d'insolation sur le site de Toro Blanco en 1986 et 1987 (Moyennes sur cinq jours).	39

<i>Figure III,8</i> Pluviométrie et évapotranspiration sur le site de Toro Blanco en 1986 et 1987 (Rapportées à des périodes de cinq jours).	40
<i>Figure III,9</i> Enregistrements du vent et du Piche sur le site de Toro Blanco en 1986 et 1987 (Moyennes sur cinq jours).	41
<i>Figure III,10</i> Texture et Ph des différents horizon.	43
<i>Figure III,11</i> Analyses chimiques.	44
<i>Figure III,12</i> Schéma détaillé de la parcelle expérimentale.	45
<i>Figure III,13</i> Onze profils de densité sèche mesurés sur le site de Toro Blanco.	46
<i>Figure III,14</i> Densités sèches mesurées, tous profils confondus sur le site de Toro Blanco.	47
<i>Figure III,15</i> Points et droites d'étalonnage empirique sur les sites (I) et (II) de Toro Blanco.	51
<i>Figure III,16</i> Comparaison des droites d'étalonnage selon les méthodes directes et indirectes sur les sites (I) et (II) de Toro Blanco.	53
<i>Figure III,17</i> Nuages de points et courbes ajustées de la relation potentiel matriciel / humidité volumique sur les huit horizons du site (I) de Toro Blanco.	55
<i>Figure III,18</i> Nuages de points et courbes ajustées de la relation potentiel matriciel / humidité volumique sur les sept horizons du site (II) de Toro Blanco.	56
<i>Figure III,19</i> Histogrammes comparés des distributions des densités sèches sur tous les sites / horizons de Toro Blanco.	59
<i>Figure III,20</i> Profils de densité sèche retenus sur les deux sites de Toro Blanco.	59
<i>Figure III,21</i> Nuages de points et courbes ajustées de la relation potentiel matriciel / humidité volumique sur les huit horizons du site (I) de Toro Blanco après correction des densités sèches.	60
<i>Figure III,22</i> Nuages de points et courbes ajustées de la relation potentiel matriciel / humidité volumique sur les sept horizons du site (II) de Toro Blanco après correction des densités sèches.	61
<i>Figure III,23</i> Histogrammes de distribution des écarts d'humidité volumique entre valeurs initialement calculées et courbe ajustée, avant et après rectification des densités, pour chacun des sites, tous horizons confondus.	62

<i>Figure III,24</i> Ajustement du modèle de VAN GENUCHTEN sur le nuage de points représentant les couples potentiel matriciel / humidité volumique après rectification des densités sèches. Un cinquième des 1847 points est représenté.	64
<i>Figure III,25</i> Description du site de drainage interne (vu de haut)	65
<i>Figure III,26</i> Description du site de drainage interne (en coupe, développé sur un plan)	66
<i>Figure III,27</i> Potentiels matriciels, stocks, conductivités (avec données brutes et données lissées) obtenus à partir de l'expérimentation de drainage interne.	68
<i>Figure III,28</i> Profil de potentiel initial de l'expérimentation de drainage interne.	69
<i>Figure III,29</i> Evolution du potentiel matriciel en profondeur au cours de l'expérimentation de drainage interne.	70
<i>Figure III,30</i> Comparaison des potentiels obtenus par la simulation initiale et mesurés à sept cotes de l'expérimentation de drainage interne.	72
<i>Figure III,31</i> Comparaison des potentiels matriciels obtenus par simulation après introduction de l'hypothèse de fuite de la bâche, et des potentiels mesurés à sept cotes de l'expérimentation de drainage interne.	74
<i>Figure III,32</i> Profil de potentiel matriciel initial et évolution des potentiels aux cotes 110 et 170 cm de l'expérimentation de remontées capillaires.	76
<i>Figure III,33</i> Comparaison des potentiels simulés et observés aux cotes 130 et 150 cm de l'expérimentation de remontées capillaires.	77
<i>Figure III,34</i> Comparaison des remontées capillaires calculées empiriquement et simulées à travers la cote 140 cm de l'expérimentation de remontées capillaires.	78
<i>Figure III,35</i> Comparaison des potentiels simulés et observés aux cotes 130 et 146 cm de l'expérimentation de remontées capillaires, après rectification de la cote du tensiomètre installé à 150 cm.	79
<i>Figure III,36</i> Comparaison des remontées capillaires calculées empiriquement et simulées à travers la cote 138 cm de l'expérimentation de remontées capillaires après rectification de la cote du tensiomètre installé à 150 cm.	79
<i>Figure III,37</i> Profil de potentiel matriciel initial et évolution des potentiels aux cotes 110 et 170 cm de l'expérimentation de remontées capillaires, après lissage des données brutes.	80

<i>Figure III,38</i>	Comparaison des potentiels simulés et observés aux cotes 130 et 146 cm de l'expérimentation de remontées capillaires après lissage des données.	81
<i>Figure III,39</i>	Comparaison des remontées capillaires calculées empiriquement et simulées à travers la cote 138 cm de l'expérimentation de remontées capillaires après lissage des données.	81
<i>Figure III,40</i>	Comparaison des conductivités obtenues empiriquement, par l'expérimentation de drainage interne, par l'expérimentation de remontées capillaires, et par fusion des ajustements. Gamme restreinte d'humidités.	83
<i>Figure III,41</i>	Comparaison des conductivités obtenues par l'expérimentation de drainage interne, par l'expérimentation de remontées capillaires, et par fusion des ajustements. Gamme étendue d'humidités, coordonnées logarithmiques.	83
<i>Figure III,42</i>	Comparaison des potentiels mesurés et simulés en utilisant la formule de conductivité hydraulique issue de l'ajustement général. Expérimentation de remontées capillaires.	84
<i>Figure III,43</i>	Comparaison des potentiels mesurés et simulés en utilisant la formule de conductivité hydraulique issue de l'ajustement général. Expérimentation de drainage interne.	85

Chapitre IV

<i>Figure IV,1</i>	Ajustement de la fonction de densité racinaire pour le maïs.	90
<i>Figure IV,2</i>	Ajustement de la fonction de densité racinaire pour le sorgho.	90
<i>Figure IV,3</i>	Ajustement de la fonction décrivant l'évolution dans le temps du LAI du maïs et du sorgho, en comparaison avec les valeurs observées.	91
<i>Figure IV,4</i>	Paramétrage initial de la fonction alpha décrivant les conditions d'absorption racinaire.	92
<i>Figure IV,5</i>	Profil de potentiel observé au démarrage de la simulation.	92
<i>Figure IV,6</i>	Evolution du potentiel observé tout au long de la simulation.	93
<i>Figure IV,7</i>	Comparation initiale des stocks observés et simulés au cours des deux cycles de culture de l'expérimentation.	94
<i>Figure IV,8</i>	Evolution du potentiel observé tout au long de la simulation à la cote 30 cm.	95

<i>Figure IV,9</i> Evolution du potentiel observé tout au long de la simulation à la cote 110 cm.	97
<i>Figure IV,10</i> Evolution des flux profonds simulés à la cote 170 cm.	98
<i>Figure IV,11</i> Evolution de l'Evapotranspiration réelle simulée et comparaison avec l'ETP.	99
<i>Figure IV,12</i> Comparaison des stocks observés et simulés en début de cycle.	100
<i>Figure IV,13</i> Comparaison des humidités volumiques observées et simulées en début de cycle, aux cotes 30 et 110 cm.	102
<i>Figure IV,14</i> Comparaison des stocks observées et simulées pendant la période de stress du maïs.	103
<i>Figure IV,15</i> Description graphique de l'évaporation et de la transpiration théorique simulées par les modèles de Lafolie et de Brisson.	105
<i>Figure IV,16</i> Description graphique de l'évaporation et de la transpiration réelle simulés par les modèles de Lafolie et de Brisson sur l'expérimentation Maïs.	105
<i>Figure IV,17</i> Comparaison des stocks observés et des stocks simulés par le modèle original et par le modèle modifié (1) pendant la période de stress.	106
<i>Figure IV,18</i> Comparaison des évapotranspirations réelles simulées par le modèle original et par le modèle modifié (1) pendant la période de stress.	107
<i>Figure IV,19</i> Comparaison des indices foliaires simulés par le modèle original et par le modèle modifié (2) pendant tout le cycle du maïs.	108
<i>Figure IV,20</i> Comparaison des évapotranspirations réelles simulées par le modèle modifié (1) et par le modèle modifié (2) pendant la période de stress du maïs.	109
<i>Figure IV,21</i> Effet d'un stress hydrique intervenant au terme de la croissance racinaire sur l'évolution du profil de densité racinaire.	110
<i>Figure IV,22</i> Effet du module de sénescence racinaire sur l'évapotranspiration simulée par le modèle (3) comparé au modèle (2).	111
<i>Figure IV,23</i> Effet du module de pénalisation de la transpiration potentielle sur l'évapotranspiration simulée par le modèle (4) comparé au modèle (3).	113
<i>Figure IV,24</i> Effet (présenté sous forme cumulée) des modules sur l'évapotranspiration simulée.	114

<i>Figure IV,25</i>	
Effet (présenté sous forme cumulée) de chacun des modules sur les stocks simulés, comparés aux stocks mesurés.	115
<i>Figure IV,26</i>	
Effet (présenté sous forme cumulée) de chacun des modules sur les stocks simulés, comparés aux stocks mesurés. Focalisation sur la période de stress du maïs.	115
<i>Figure IV,27</i>	
Comparaison des stocks simulés (4) et des stocks observés pendant la période de réhumectation.	117
<i>Figure IV,28</i>	
Comparaison des stocks simulés après introduction de la modification de l'état de surface et des stocks observés pendant la période de réhumectation.	119
<i>Figure IV,29</i>	
Illustration graphique des risques de piégeage des algorithmes d'ajustement non linéaires par un minimum local.	125
<i>Figure IV,30</i>	
Comparaison des stocks simulés par le modèle original (0) et par le modèle cumulant l'ensemble des modifications avec le stock mesuré.	129
<i>Figure IV,31</i>	
Comparaison des potentiels simulés à 30 cm par le modèle original (0) et par le modèle cumulant l'ensemble des modifications avec le potentiel mesuré.	130
<i>Figure IV,32</i>	
Comparaison des potentiels simulés à 110 cm par le modèle original (0) et par le modèle cumulant l'ensemble des modifications avec le potentiel mesuré.	130
<i>Figure IV,33</i>	
Comparaison des flux profonds simulés par le modèle original (0) et par le modèle cumulant l'ensemble des modifications.	131
<i>Figure IV,34</i>	
Comparaison des Evapotranspirations réelles simulées par le modèle original (0) et par le modèle cumulant l'ensemble des modifications.	132
<i>Figure IV,35</i>	
Comparaison des stocks simulés et des stocks observés sur l'expérimentation gazon.	135
<i>Figure IV,36</i>	
Comparaison des potentiels simulés et observés sur l'expérimentation gazon à 50 cm.	136
<i>Figure IV,37</i>	
Comparaison des potentiels simulés et observés sur l'expérimentation gazon à 110 cm.	136
<i>Figure IV,38</i>	
Simulation finale des flux profonds sur l'expérimentation gazon à 150 cm.	
<i>Figure IV,39</i>	
Description de l'évolution de l'évaporation et de la transpiration simulés sur l'expérimentation gazon.	138

Figure IV,40

Evolution de la somme des carrés des écarts entre potentiels simulés et mesurés en fonction de la variation du potentiel minimum fixé à l'horizon de surface du sol (PSILIM). 139

Chapitre V

Figure V,1

Affectation de l'évapotranspiration réelle par rapport à l'évapotranspiration maximale en fonction de l'humidité relative du sol pour les modèles BIP et FAO. 145

Figure V,2

Profil de densité racinaire 146

Figure V,3

Fonction d'extraction d'eau en fonction de la densité racinaire pour le modèle de Ritchie. 147

Figure V,4

Extraction d'eau par couche simulée par le modèle de Ritchie selon trois scénarios d'humidité initiale du profil. 148

Figure V,5

Redistribution capillaire de l'eau simulée par modèle de Ritchie sur expérimentation maïs. 150

Figure V,6

Diagramme des coefficients culturaux utilisés par les modèles FAO et BIP. 155

Figure V,7

Comparaison des ETR simulées par le MMC et le modèle de Ritchie sur l'expérimentation Maïs / sorgho. 158

Figure V,8

Comparaison des ETR simulées par le MMC et le modèle FAO sur l'expérimentation Maïs / sorgho. 158

Figure V,9

Comparaison des ETR simulées par le MMC et le modèle BIP sur l'expérimentation Maïs / sorgho. 159

Figure V,10

Estimation de l'ETR par la fonction d'Eagleman. 160

Figure V,11

Comparaison des ETR simulées par le MMC et les modèles fonctionnels en début de cycle sur la simulation Maïs/sorgho. 160

Figure V,12

Comparaison des ETR simulées par le MMC et les modèles fonctionnels pendant la période de stress sur la simulation Maïs/sorgho. 161

Figure V,13

Comparaison des ETR simulées par le MMC et les modèles fonctionnels en fin de cycle de l'expérimentation sorgho. 162

<i>Figure V,14</i>	Comparaison des transpirations et des évaporations simulées par le MMC et le modèle de Ritchie en fin de cycle de l'expérimentation sorgho.	163
<i>Figure V,15</i>	Comparaison des drainages simulés par le MMC et les modèles fonctionnels en début de cycle de l'expérimentation maïs.	164
<i>Figure V,16</i>	Comparaison des stocks simulés par le MMC et les modèles fonctionnels pendant l'ensemble de l'expérimentation maïs / sorgho.	165

Chapitre VI

<i>Figure VI,1</i>	Ordre de grandeur de la dispersion maximale de la relation succion / humidité.	172
<i>Figure VI,2</i>	Tirage aléatoire dans une loi log-normale.	176
<i>Figure VI,3</i>	Histogramme de distribution du paramètre α après calage du modèle de VAN GENUCHTEN sur les 1847 couples succion/humidité modifiés par le facteur d'échelle.	177
<i>Figure VI,4</i>	Courbes d'ajustement extrêmes obtenues à partir du tirage aléatoire du facteur d'échelle.	178
<i>Figure VI,5</i>	Histogramme de distribution des réserves utiles engendré par les variations du facteur d'échelle.	179
<i>Figure VI,6</i>	Histogrammes de distribution du facteur p engendré par les variations du facteur d'échelle.	180
<i>Figure VI,7</i>	Effet des variations du facteur d'échelle sur l'Evapotranspiration réelle cumulée sur le cycle maïs/sorgho, simulée par les quatre modèles.	182
<i>Figure VI,8</i>	Histogrammes de distribution des Evapotranspirations réelles cumulées simulées par les quatre modèles.	183
<i>Figure VI,9</i>	Effet des variations du facteur d'échelle sur le drainage cumulé sur le cycle maïs/sorgho, simulé par les quatre modèles.	184
<i>Figure VI,10</i>	Histogrammes de distribution du drainage cumulé simulé par les quatre modèles.	186
<i>Figure VI,11</i>	Effet des variations du facteur d'échelle sur l'Evapotranspiration réelle moyenne pendant la période de stress du maïs, simulée par les quatre modèles.	187

<i>Figure VI,12</i>	Histogrammes de distribution de l'Evapotranspiration réelle moyenne pendant la période de stress du maïs, simulés par les quatre modèles.	188
<i>Figure VI,13</i>	Effet des variations du facteur d'échelle sur l'Evapotranspiration réelle moyenne pendant la période de sénescence du sorgho, simulée par les quatre modèles.	189
<i>Figure VI,14</i>	Histogrammes de distribution de l'Evapotranspiration réelle moyenne pendant la période de sénescence du sorgho, simulée par les quatre modèles.	190
<i>Figure VI,15</i>	Effet des variations du facteur d'échelle sur le niveau du stock d'eau disponible en fin de simulation, simulée par les quatre modèles.	191
<i>Figure VI,16</i>	Histogrammes de distribution du niveau du stock d'eau disponible en fin de simulation, simulée par les quatre modèles.	192

Chapitre VII

<i>Figure VII,1</i>	Comparaison de l'ETR simulée en fin de cycle gazon par les quatre modèles bruts avant incorporation des modules de remontées capillaires.	201
<i>Figure VII,2</i>	Comparaison des stocks simulés en fin de cycle gazon par les quatre modèles bruts avant incorporation des modules de remontées capillaires.	202
<i>Figure VII,3</i>	Comparaison de l'ETR simulée en fin de cycle gazon par les quatre modèles modifiés après incorporation des modules de remontées capillaires.	208
<i>Figure VII,4</i>	Comparaison des remontées capillaires simulées en fin de cycle gazon par les quatre modèles modifiés après incorporation des modules de remontées capillaires.	209
<i>Figure VII,5</i>	Comparaison des stocks simulés sur l'ensemble du cycle gazon par les quatre modèles modifiés après incorporation des modules de remontées capillaires.	210
<i>Figure VII,6</i>	Comparaison de l'ETR simulée sur le cycle du maïs par les quatre modèles modifiés après incorporation des modules de remontées capillaires.	213
<i>Figure VII,7</i>	Comparaison de l'ETR simulée sur le cycle du sorgho par les quatre modèles modifiés après incorporation des modules de remontées capillaires.	214
<i>Figure VII,8</i>	Comparaison des remontées capillaires simulées sur l'ensemble de l'expérimentation maïs / sorgho par les quatre modèles modifiés après incorporation des modules de remontées capillaires.	215

Figure VII,9
Comparaison des stocks simulés sur l'ensemble de l'expérimentation maïs / sorgho par les quatre modèles modifiés après incorporation des modules de remontées capillaires. 216

Figure VII,10
Effet du facteur d'échelle sur les modèles modifiés
Evolution de l'ETR cumulée sur l'ensemble de l'expérimentation maïs / sorgho par les quatre modèles modifiés après incorporation des modules de remontées capillaires. 218

Figure VII,11
Effet du facteur d'échelle sur les modèles modifiés
Histogramme de distribution de l'ETR cumulée, du drainage cumulé, des remontées capillaires cumulées, et du stock d'eau final simulé sur l'ensemble de l'expérimentation maïs / sorgho 219

Annexes

Figure AnII,1,1
Comparaison du potentiel du sol observé à 150 cm et du potentiel racinaire simulé avec le modèle de Lafolie, avec l'option "Potentiel Racinaire". 229

Figure AnII,1,2
Comparaison des potentiels matriciels simulés avec l'option (2) de prélèvements racinaires et des potentiels observés à 110 cm. 231

Figure AnII,2,1
Evolution des flux profonds calculés de deux manières, par bilan de masse et par application directe de la loi de Darcy aux deux derniers noeuds du système. Différences cumulées entre les deux approches. 235

Figure AnII,2,2
Comparaison des ETR journalières calculées par deux méthodes différentes. 236

Figure AnII,2,3
Dérive du bilan de masse pour trois valeurs du critère de convergence. 237

Figure AnII,2,4
Evolution des flux profonds calculés de deux manières, par bilan de masse et par application directe de la loi de Darcy aux deux derniers noeuds du système. Différences cumulées entre les deux approches. Double précision. 239

Figure AnII,2,5
Evolution de la dérive cumulée du bilan de masse en double précision pour quatre options sur le critère de convergence. 240

Figure AnII,2,6
Effet d'une faible variation de θ_r sur la SCE, en simple ou double précision. 241

Figure AnIII,1,1
Histogrammes de distribution des valeurs estimées (à Toro Blanco) et mesurées (à Managua) du rayonnement global (en MJ/m²/jour). 246

Figure AnIII,5,1
Données d'humidité, brutes et lissées, à 150 cm, pendant l'expérimentation de drainage interne, en fonction du temps. 256

<i>Figure AnIII,5,2</i> Potentiel total, brut et lissé, à 150 cm, pendant l'expérimentation de drainage interne, en fonction du temps.	256
<i>Figure AnVI,1,1</i> Evolution du comptage de référence au cours du temps.	258
<i>Figure AnVII,1,1</i> Profils humidité volumique simulés sous hypothèse de mulch, après 2,8,16,32 et 64 jours.	263
<i>Figure AnVII,1,2</i> Profil d'humidité initial de la simulation.	264
<i>Figure AnVII,1,3</i> Détermination de la condition à la limite sous pastèque à 170 cm par application d'une tendance ajustée sous gazon à 150 cm.	265
<i>Figure AnVII,1,4</i> Transpiration réelle simulée selon le scénario (0) et le scénario (I), comparées aux transpirations potentielles simulées selon les mêmes scénarios.	266
<i>Figure AnVII,1,5</i> Transpiration réelle de la pastèque simulée selon le scénario (I) et le scénario (II).	268

LISTE DES TABLEAUX.

Chapitre III

Tableau III,1

Tableau comparatif des densités sèches mesurées et ajustées sur tous les sites / horizons de Toro Blanco. 58

Chapitre IV

Tableau IV,1

Teneur en eau pour deux potentiels, selon relation succion humidité ajustée au chapitre III 96

Tableau IV,2

Effet d'une variation de 0.1 KPa sur l'humidité volumique et la conductivité hydraulique dans la gamme des fortes humidités. 102

Tableau IV,3

Effet (présenté sous forme cumulée) de chacun des modules sur la variation de stock d'eau, l'ETR cumulée, et les remontées capillaires cumulées pendant période de stress du maïs. 116

Tableau IV,4

Paramètres de calage issus de la cartographie de la somme des carrés des écarts entre simulations et observations. 127

Tableau IV,5

Paramètres de calage issus des techniques d'ajustement non linéaires. 128

Tableau IV,6

Paramètres de calage issus des techniques d'ajustement non linéaires sur les simulations gazon. 134

Chapitre V

Tableau V,1

Paramètres nécessaires au modèle de Ritchie et aux modèles BIP et FAO. 151

Tableau V,2

équivalence entre potentiel h3 calculé par le MMC et facteur p du modèle FAO. 155

<i>Tableau V,3</i> Vitesse et profondeur maximale d'enracinement pour le maïs et le sorgho.	156
--	-----

<i>Tableau V,4</i> Densité racinaire du maïs (en cm/cm ³) du maïs à différents jours de son cycle, par couche.	156
---	-----

<i>Tableau V,5</i> Valeurs cumulées de l'évaporation, de la transpiration, du drainage et des remontées capillaires simulées par les quatre modèles.	157
---	-----

<i>Tableau V,6</i> Valeurs cumulées du drainage simulées par les quatre modèles pendant les deux phases concernées.	163
--	-----

Chapitre VI

<i>Tableau VI,1</i> Synthèse des résultats des moyennes et des dispersions relatives à la sensibilité des évaporations, transpirations et évapotranspirations aux variations du facteur d'échelle.	193
---	-----

<i>Tableau VI,2</i> Synthèse des résultats des moyennes et des dispersions relatifs à la sensibilité du drainage, des remontées capillaires et du stock d'eau final aux variations du facteur d'échelle.	194
---	-----

Chapitre VI

<i>Tableau VII,1</i> Paramétrage initial des modèles fonctionnels.	200
---	-----

<i>Tableau VII,2</i> Résultats des simulations issues des modèles modifiés, comparés aux résultats des simulations issues des modèles bruts sur l'expérimentation gazon.	211
---	-----

<i>Tableau VII,3</i> Résultats des simulations issues des modèles modifiés, comparés aux résultats des simulations issues des modèles bruts sur l'expérimentation maïs / sorgho.	217
---	-----

BIBLIOGRAPHIE.

BIBLIOGRAPHIE

- Angström, A, 1924.** Report to the International Commission for solar research on actinometric investigations of solar and atmospheric radiation. *Quart J.R. Meteorol. Soc.*, 50, 121-125.
- Bard, A., 1974.** Non linear parameter estimation. *Academic Press*, New York.
- Baret, F., 1987.** Contribution au suivi radiométrique des cultures des céréales. *Thèse de doctorat de Orsay Paris Sud*. 181p.
- Black, J., et Decker, W., 1994.** La régulation du perçage de la couche nuageuse par les rayons solaires: nouvelle méthode adaptée aux conditions anisotropes. Catalogue Castorama 1993, *Tout ce qu'il vous faut*, Ed. B. Seguin, Avignon,(F), 675p.
- Boiffin, J. et Monnier, G., 1985.** Infiltration rate as affected by soil surface crusting caused by rainfall, *International Symposium on the Assessment of Soil Surface Sealing and Crusting*, Ghent, Belgium.
- Bonfils, P. et Moinereau, J., 1971.** Propriétés physiques des andosols et des sols bruns andiques au sud du Massif Central. *Cah. ORSTOM, ser. Pedol.*, 1971, vol IX, N°3, 345-363.
- Bouaziz A. et Bruckler, L., 1989.** Modelling of wheat imbibition and germination as influenced by soil physical properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 53, (1), 219-227.
- Brisson, N., 1989.** Modèle de simulation de la culture du soja et de son fonctionnement hydrique. Estimation agrométéorologique des potentialités de production. *Thèse de doctorat de l'Institut National Agronomique Paris-Grignon*, France, 90 p.
- Brisson, N., Seguin, B. et Bertuzzi, P., 1992.** Agrometeorological soil water balance for crop simulation models. *Agric. Forest Meteorol.* 59, 267-287.

- Bruckler, L., Bertuzzi, P., Gaudu, J.C., Brunet, Y., Passerat de Silans, A., Balabanis, P., Thony, J.L., et Vauclin, M., 1988.** Transferts de masse et chaleur entre le sol et l'atmosphère: comparaison entre modélisation et expérience in situ. In *Etudes sur le transfert d'eau dans le système sol-plante-atmosphère*. Ed. INRA, 21-70.
- Bruckler, L., 1983 a.** Rôle des propriétés physiques du lit de semences sur l'imbibition et la germination. I Elaboration d'un modèle du système "terre-graine". *Agronomie*, 3, (3), 213-222.
- Brutsaert, W.H., 1982.** Evaporation into the atmosphere. Theory, History, and applications. *D. Reidel Publishing Company*, Dordrecht, Holland/Boston, USA/London England.
- Chopart, J.L., et Siband, P., 1988.** PROBE, Programme de bilan de l'eau. *Mémoire et Travaux de l'IRAT*, 17, Paris.
- Chopart, J.L., et Vauclin, M., 1990.** Water Balance Estimation Model: Field Test and Sensitivity Analysis. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 54, 1377-1384.
- Choisnel, E., 1992.** Le calcul du bilan hydrique du sol: options de modélisation et niveaux de complexité. *Science du sol*, 30,(1),15-31.
- Clapp, R.B. et Hornberger, G.M., 1978.** Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Wat. Res. Res.* 14 (4), 601-604.
- Collinet, J., 1991.** Le profil pédologique de Toro Blanco. Communication personnelle, CATIE/ORSTOM.
- Colmet Daage, F., Gautheyrou, J., Kimpe De, C.R., Sieffermann, G., Delaune, M., et Fusil, G., 1970.** Caractéristiques de quelques sols dérivés de cendres volcaniques de la côte Pacifique du Nicaragua. *Cah. ORSTOM, ser. Pédol.*, (2), VIII: 113-172.
- Cook, H.F. et Dent, D.L., 1990.** Modelling soil water supply to crops, *Catena*, 17, 25-39.
- Couchat, P., 1977.** Aspects méthodologiques et technologiques de la mesure neutronique des sols, III. *Ann Agron.*, 28, (5), 477-488.
- Cruz, R.T., Jordan, W.R. et Drew, M.C., 1991.** Structural Changes and Associated Reduction of Hydraulic Conductance in Roots of *Sorghum Bicolor L.* following Exposure to Water Deficit. *Plant Physiol.*, 99, 203-212.

- Dalton, J., 1802.** Meteorological observations, *Mem. Manchester Lit. and Phil. Soc.* 5, 666-674.
- Daudet, F. et Valencogne, C., 1976.** Mesure des flux profonds de drainage et des remontées capillaires. Leur importance dans le bilan hydrique. *Ann. Agron.* , 27 (2), 165-182.
- Davies, W.J. et Zhang, J., 1991.** Root signals and the regulation of growth and development of plants in drying soil. *Ann. Rev. Plant Physiol. Plant Mol. Biol.*, 42, 55-76.
- Deardorff, J.W., 1977.** A parametrization of ground-surface moisture content for use in atmospheric Prediction models. *Journal of Applied Meteorology*, 16, 1182-1186
- Denmead, O.T., 1970.** Relative significance of soil and plant evaporation in estimating evapotranspiration. *Plant response to climatic factors*. Proc. Uppsala Symp. Ecology and Conservation 5, 505-511.
- Doorenbos, J. et Pruitt, W.O., 1977.** Crop water requirements. *FAO Irrigation and Drainage Paper*, 24. Rome.
- Doorenbos, J. et Kassam, A.H., 1979.** Yield response to water Crop water requirements. *FAO Irrigation and Drainage Paper*, 33, Rome. Italie.
- Eagleman, J., 1971.** An experimental derived model for actual evapotranspiration. *Agric. Meteorol.* 8, 385-394.
- Feddes, R.A., Kowalik, P.J. et H. Zaradny, 1978.** Simulation of water use and crop yield. Simulation Monograph. *Pudoc, Wageningen, Pays-Bas*, 189 p.
- Forest, F., et Kalms, J.M., 1984.** Influence du régime d'alimentation en eau sur la production du riz pluvial. Simulation du bilan hydrique. *Agron. Trop.* 39, (1), 32-40.
- Franquin, P. et Forest, F., 1977.** Des programmes d'analyse fréquentielle des termes du bilan hydrique, *Agron Trop* 32 (1), 1-22.
- Gardner, W.R. et Ehling, C.F., 1962.** Some observations on the movement of water to plant roots. *Agron. J.* 54. 453-456.
- Gardner, W.R., 1960.** Dynamic aspects of water availability to plants, *Soil Science*, 89, 63-73.
- Gardner, W.R., Hillel, D., et Benyamini, Y., 1970.** Post irrigation movement of soil water: I Redistribution. *Wat. Res. Res.*, 6,(3), 851-861.

- Gerwitz, A., Page, E.R., 1985.** An empirical mathematical model to describe plant root systems, *J. Appl. Ecol.*, 11,773-781.
- Hillel, D., 1971.** Soil and Water. Physical principles and processes. Academic Press, New York and London.
- Hillel, D., Van Bavel, C.H.M., and Talpaz, H., 1975.** Dynamic Simulation of Water Storage in Fallow Soil as Affected by Mulch of Hydrophobic Aggregates. *Proc. Soil Sc. Soc. of Am.*, 39,5,826-833.
- Homén, T. 1897.** Der tägliche Wermeumsatz im Boden und die Wärmestrahlung zwischen Himmel und Erde, *Acta Societ. Scientiarum Fennicae* 20 (N°3) 5-147. (Le bilan de chaleur quotidien dans le sol et le rayonnement de la chaleur entre le ciel et la terre)
- Jones, C.A. et Kiniry, J.R., 1986.** CERES Maize. A Simulation Model of Maize Growth and Development. Texas A&M University. College Station, USA.
- Katerji, N., Daudet, F. et Valancogne, C., 1984.** Contributions des réserves profondes du sol au bilan hydrique des cultures. *Agronomie*, 4 (8), 779-787.
- Katerji, N., Durand, R., Hallaire, M., et Perrier, A., 1983.** Transferts hydriques dans le végétal. I. Modélisation à l'échelle du couvert végétal en conditions naturelles. *Acta Oecol. Oecol. Plant.*, 4, 11-26.
- Katerji, N., Hallaire, M., Durand, R., 1983.** Transfert hydriques dans le végétal III. Simulation de l'influence des paramètres du couvert sur l'évolution diurne du potentiel hydrique foliaire. *Acta Oecol. Oecol. Plant.*,4, 107-117.
- Katerji, N., Hallaire, M., Menoux-Boyer, M. et Perrier, A., 1983.** Transfert hydriques dans le végétal II. Détermination au champ des variations du contenu en eau du couvert végétal. *Acta Oecol. Oecol. Plant.*, 4, 171-181.
- Lafolie, F., 1991.** Modelling water flow, nitrogen transport and root uptake including physical non-equilibrium and optimization of the root water potential. *Fertilizer Research* 27, 215-231.
- Lafolie, F., 1993.** Résolution de l'équation de Richards. *INRA, Communication personnelle*, 11p.
- Linacre, E.T., 1967.** Climate and the evaporation from crops. *ASCE. J. Irrigation and Drainage*, 93, 61-79.

- Lopez de la Fuentes, J., 1986.** Radiacion solar en Nicaragua. Vadnesta, Referencia anual 1983-1986, *Reporte Técnico-Investigativo 06/87*. Universidad Centro Americana UCA, Managua, Nicaragua.
- Lopez de la Fuentes, J., 1994.** Mapas solares de Nicaragua, *Editorial Universidad Centro Americana UCA*, Managua, Nicaragua.
- Mac Birney, A.R. et Williams, R.L., 1965.** Volcanic history of Nicaragua. California Univ. Pubs. Geol. Sci.,55, 1-65.
- Maraux, F., 1994.** Rapport général sur les activités en agrométéorologie appuyées par le Ministère des Affaires Etrangères en Amérique Centrale. *Rapport CIRAD*, 90 p.
- Marchand, D., 1988.** Modélisation fonctionnelle du bilan hydrique sur sol cultivé. Approche déterministe ou stochastique ? *Thèse de Doctorat de l'Université Joseph Fourier-Grenoble I*.
- Miller, E.E., et Miller, R.D., 1956.** Physical theory for capillary flow phenomena. *J. Appl. Phys.*, 27, 324-332.
- Molnar, P., et Sykes, L.R., 1969.** Tectonics of the Carribean and Middle America regions from local mechanisms and seismicity. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 1639-1684.
- Montieth, J.L., 1965.** Evaporation and environment. *Proceedings Symposium Society of Experimental Biology 19*. 205-234.
- Morgan, J.M., 1984.** Osmoregulation and water stress in higher plants, *Ann. Rev. Plant Physiol.*, 35, 299-319.
- Moutonnet, P., Perrochet, P., et Couchat, P., 1983.** Variabilité spatiale des caractéristiques neutroniques d'un sol: Incidence sur la détermination des courbes d'étalonnage des humidimètres à neutrons. in *Colloque International sur l'Emploi des Techniques des Isotopes et des rayonnements dans les études sur la physique des sols et l'irrigation*, 18-22 avril 1983, IAEA-SM-267/28, 22 p., Aix en Provence, France.
- Neuman, S.P., Feddes R.A. et Bresler, E., 1975.** Finite element analysis of two dimensional flow in soils considering water uptake y roots: I, Theory. *Soil Sc. Soc. Am. Proc.* 39, 224-230.
- Organisation Météorologique Mondiale (OMM), 1973.** Guide des instruments et des observations météorologiques, quatrième édition, N°8. *Sectétariat de l'OMM*, Genève, Suisse.

- Penman, H.L., 1948.** Natural evaporation from open water bare soil and grass, *Proc. Roy. Soc. London*, ser A, 193, 120-145.
- Penning de Vries, F.W.T., Jansen, D.M., Berge, H.F.M. et Bakema, A., 1989.** Simulation of ecophysical processes of growth in several annual crops. Simulation monograph N°29, *Pudoc, Wageningen*, Pays Bas, 308 p.
- Perrier, A., 1975.** Etude physique de l'évapotranspiration dans les conditions naturelles. I - Evaporation et bilan d'énergie des surfaces naturelles. *Ann. Agron.* 26, 1,1-18.
- Perrier, A., 1975.** Etude physique de l'évapotranspiration dans les conditions naturelles. II - Expressions donnant l'évapotranspiration d'une surface "mince". *Ann. Agron.* 26, 2, 105-123.
- Perrier, A., 1975.** Etude physique de l'évapotranspiration dans les conditions naturelles. III - Evapotranspiration réelle et potentielle de couverts végétaux. *Ann. Agron.* 26, 3, 229-243.
- Perrier, A., 1982.** Land surface processes: Vegetation. Land surface processes in atmospheric general circulation models, WMO, Genève. Greenbelt (USA, 1981/01/05-10, Cambridge University Press, 395-448.
- Picard, D., 1986.** Etudes racinaires et résistance à la sécheresse en zone inter-tropicale. Pour une lutte intégrée. *Cirad éditions.* 131-144.
- Prat, C., 1991.** Etude du *Talpetate*, horizon volcanique induré de la région Centre-Pacifique du Nicaragua. *Thèse de Doctorat de l'Université de Paris VI*, 287 p.
- Prat, F., 1985.** Mesure des termes du bilan hydrique en vue du rationnement de l'irrigation d'une culture de maïs au Nicaragua. *Mémoire de fin d'études CNEARC.*
- Puech, J. et Bouniols, A., 1986.** Besoins en eau et en azote du soja: Importance des phases sensibles. in *Le soja*, CETIOM ed, 24-32.
- Quantin, P., 1972.** Les andosols. Revue bibliographique des connaissances actuelles. *Cah. ORSTOM, ser. Pedol.*, Vol.X, No 3, 252-273.
- Quantin, P., 1991.** Les sols de l'archipel des Nouvelles Hébrides (Vanuatu). Etude de la pédogénèse initiale en milieu tropical. *Thèse de doctorat de l'Université de Strasbourg*, 490 p.
- Rapidel, B., 1985.** Utilisation des lysimètres dans la vérification et la détermination de formules d'ETP au Nicaragua. *Rapport de fin d'études CNEARC / ESAT.*

- Rapidel, B. et Rodriguez, J., 1981.** Zonificación agrometeorológica de las lluvias en Nicaragua, *Editions CATIE*, Turrialba, Costa Rica, 24p.
- Richards, L.A., 1931.** Capillary conduction of liquids in porous mediums. *Physics* 1,318-333.
- Ritchie, J.T., 1972.** Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. *Wat. Res. Res.* 8, 1204-1213.
- Ritchie, J.T., 1985.** A user oriented model of the soil water balance in wheat. *Wheat Growth and Modelling*, ed. W.Day and R.K. Atkin, NATO ASI series. New York: Plenum Publishing Corp.
- Ritjema, P.E., 1965.** An analysis of Actual Evapotranspiration. Agric. Res. Rep., 659, 107 p., *PUDOC*, Wageningen, Pays Bas.
- Rosello, V., 1984.** Les sols bruns des Hauts (Ile de La Réunion). Caractérisation minéralogique et microstructurale de matériaux andosoliques. Reconnaissance expérimentale de leur comportement. *Thèse de Doctorat en Géologie Appliquée, Paris VII*, 200 p.
- Simmonneau, T., 1992.** Absorption d'eau en conditions de disponibilité hydrique non uniforme, *Thèse de doctorat de l'Institut National Agronomique de Paris-Grignon*, France, 239 p.
- Simmons, C.S., Nielsen, D.R. et Biggar, J.W., 1979.** Scaling of field measured soil-water properties. 1 - Methodology. 2 - Hydraulic conductivity and flux. *Hilgardia* 47 (4), 77-173.
- Singh, D.P., 1989.** Evaluation of Specific Dehydration Tolerance Traits for Improvement of Drought resistance. in *Drought Resistance in Cereals*, Baker, F.W.C. II C.A.B. International, 220 p., Wallingford, U.K.
- Sobrado, M.A., 1987.** Visual indication of water deficit in corn (*Zea Mays L.*). *Maydica*, 32, 9-18.
- Sposito, G., et Jury, W.A., 1985.** Inspectional analysis in the theory of water flow through unsaturated soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49, 791-798.
- STEFCE 1994:** Service Technique d'Etude des Facteurs Climatiques de l'Environnement. INRA Domaine de St Paul 84184 Montfavet, France.
- Stroosnider, L., 1982.** Simulation of the soil water balance. In F.W.T. Penning de Vries and H.H. Van Laar (Eds): Simulation of plant growth and crop production. Simulation Monographs. *PUDOC. Wageningen*, 175-193.

- Thornthwaite, C.W., 1948.** An approach toward a rational classification of climate, *Geophysical Rev.*, 38.
- Touma, J., 1984.** Etude critique de la caractérisation hydrodynamique des sols non saturés. *Thèse de Doctorat de l'Université Scientifique et Médicale et l'Institut National Polytechnique de Grenoble*. 194 p.
- Vacksmann, M., 1989,** version modifiée de BIP, document interne CIRAD, 29p.
- Vacksmann, M., 1987.** Etude du fonctionnement des andosols et des sols andiques de l'île de La Réunion. *Thèse de doctorat de l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc*, 170 p.
- Van Genuchten, M.T., 1980.** A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44, 892-898.
- Van Keulen, H. et Wolf, J., 1986.** Modelling of agricultural productions: weather, soil and crops. *PUDOC*, Wageningen, Pays Bas. 462 p.
- Varlet Grancher, C., Gosse, G., Chartier, M., Sinoquet, H., Bonhomme, R. et Allirand, J.M., 1989.** Mise au point: rayonnement solaire absorbé ou intercepté par un couvert végétal. *Agronomie* 9, 419-439.
- Vartanian, N., 1981.** Some aspects of structural and functional modifications induced by drought in root systems. *Plant and Soils* 63, 83-92.
- Vauchel, P., 1992.** Etude intégrée d'écosystème du bassin sud de Managua. *ORSTOM*, rapport interne.
- Vauclin, M., Imbernon, J et Vachaud, G., 1981.** Spatial variability of some soil physical properties over one hectare field plot. AGU. Chapman Conference Fort Collins (Colorado), USA.
- Vauclin, M., 1983.** Méthodes d'étude de la variabilité spatiale des propriétés d'un sol. Colloque SHF INRA, Groupe de travail " Dispersion en milieu poreux ", Avignon, 1982/06/24-25, in *Variabilité spatiale des processus de transfert dans les sols*, Colloque de l'INRA N° 15, 9-43.
- Vauclin, M., et Chopart, J.L., 1991.** Water balance modelling of a cropped soil: Deterministic and stochastic approaches. in *Soil Water Balance in the Sudano-Sahelian zone. (Proceedings of the Niamey Workshop, February 1991)*. IAHS Publ. 199.
- Warrick, A.W., Mullen, G.J., et Nielsen, D.R., 1977.** Scaling field measured soil hydraulic properties using a similar media concept. *Water Res. Res.* 13, 355-362.

Wollny, E., 1877. Der Einfluss der Pflanzendecke und Beschattung auf die physikalischen Eigenschaften und die Fruchtbarkeit des Bodens. Wiegandt, Hempel et Parey Verlag, Berlin, 197p. (Influence de la couverture végétale et de l'ombrage sur les propriétés physiques et la fertilité des sols).

XU, X., et Bland, W.L., 1993. Resumption of water uptake by Sorghum after water stress. *Agron. J.*, 85, 697-702.

Zeller, B., 1987. Modélisation mécaniste et fonctionnelle du bilan hydrique parcellaire. *Thèse de docteur-ingénieur de l'Institut National Agronomique de Paris-Grignon*, France, 96p.

RESUME

Dans la région occidentale du Nicaragua, sur sols volcaniques, les agriculteurs peuvent cultiver des pastèques en saison sèche, deux mois après la dernière pluie, et faire une récolte normale sans aucune pluie ou irrigation. De telles situations s'observent dans les mangroves, dans le cas de cultures de décrue, ou lorsqu'une nappe perchée alimente la culture, autant de conditions particulières ne correspondant pas à celles de la région étudiée.

Ces observations ont conduit à mettre en place un dispositif expérimental (sur sol nu bâché et sous culture), qui permette de suivre les mouvements de l'eau dans le sol, avec ou sans prélèvement par des cultures.

Partant du modèle de LAFOLIE (1991), un modèle mécaniste de bilan hydrique a été mis au point, dont on a calé les paramètres sur les résultats expérimentaux, et que l'on a validé sur une expérimentation menée dans des conditions voisines.

On a ensuite choisi trois modèles fonctionnels (FAO, BIP, Ritchie) auxquels on a imposé un paramétrage issu de la mise au point du modèle mécaniste initial. On a comparé les résultats des simulations obtenues sur les principales variables de sortie de ces modèles (ETR, drainage, stocks), et on a analysé les sensibilités respectives des différents modèles à des variations des caractéristiques hydrodynamiques du sol (facteur d'échelle).

Après avoir constaté les différences obtenues, on a proposé pour chacun des modèles fonctionnels des modules correctifs simples, qui prennent en compte les remontées capillaires.

On a alors mené de nouvelles comparaisons entre le modèle mécaniste et les modèles fonctionnels modifiés, sur les variables de sortie et sur la sensibilité aux paramètres d'entrée.

On montre alors que les modifications introduites permettent aux modèles fonctionnels de mieux restituer l'évapotranspiration des cultures, mais que d'importantes distorsions subsistent sur les autres variables de sortie, et sur la sensibilité des modèles en général.

Une conclusion générale est proposée sur les conditions d'utilisation du modèle mécaniste et des modèles fonctionnels.

MOTS CLES:

Bilan hydrique, Drainage interne, Facteur d'échelle, Maïs, Modélisation, Nicaragua, Pastèque, Remontées capillaires, Sensibilité, Simulation, Sols volcaniques, Sorgho.

RESUMEN

En la región occidental de Nicaragua, sobre suelos volcánicos, los agricultores pueden sembrar sandías durante la temporada seca, dos meses después de la última lluvia, y cosechar normalmente sin ningún aporte de agua por lluvia o riego. Tales situaciones pueden observarse en los manglares, o en los cultivos de apante, o cuando una capa freática colgante alimenta el cultivo, tantas situaciones que no corresponden con la de la región estudiada.

Estas observaciones condujeron a implementar un dispositivo experimental que permita seguir los movimientos del agua en el suelo, con o sin cultivos. Posteriormente, partiendo del modelo de LAFOLIE (1991), se elaboró un modelo mecanista de balance hídrico, cuyos parámetros fueron ajustados sobre los resultados experimentales. El modelo ha sido finalmente validado sobre una experimentación desarrollada en condiciones similares a las del experimento original.

Tres modelos funcionales fueron seleccionados (FAO, BIP y Ritchie), a los cuales fueron impuestos un juego de parámetros proviniendo del ajuste del modelo mecanista inicial. Se compararon los resultados de las simulaciones obtenidas sobre las principales variables de salida de estos modelos (ETR, drenaje, stocks), y se analizaron las sensibilidades respectivas de los diferentes modelos a variaciones de las características hidrodinámicas del suelo (factor de escala).

Después de haber constatado las diferencias obtenidas, se propuso para cada uno de los modelos funcionales módulos de corrección sencillos, que tomen en cuenta las ascensiones capilares.

Se desarrollaron entonces nuevas comparaciones entre el modelo mecanista y los modelos funcionales así modificados, sobre las variables de salida y sobre la sensibilidad a los parámetros de entrada.

Partiendo de ello, se demostro que, si bien es cierto las modificaciones permiten a los modelos funcionales restituir mejor la evapotranspiración de los cultivos, sin embargo subsisten importantes distorciones en las otras variables de salida y sobre la sensibilidad de los modelos en general.

Partiendo de ello, se propone una conclusión general sobre las condiciones de utilización del modelo mecanista y de los otros modelos.

PALABRAS CLAVE:

Ascención capilar, Balance hídrico, Drenaje interno, Factor de escala, Hidrodinámica, Maíz, Modelación, Nicaragua, Sensibilidad, Simulación, Suelos volcánicos, Sandía, Sorgo.

SUMMARY

In the western region of Nicaragua (volcanic soils), farmers use to grow water melon during the dry season, two months after the last rain. Without any rain or irrigation, the yield is correct. Such results can only be observed in mangroves or in flood and ebb crop-growing, or when the crop can get enough water from a close water table. None of these situations is encountered in the studied region.

In order to understand this phenomena, experiments were carried out to record water movements in the soil profile. Measurements were made for a bare soil, for a corn (maize) crop followed by a sorgho and for a perennial grass.

A mecanistic water flow model (Lafolie, 1991) was improved with respect to plant water uptake mecanisms. In a first step, soil hydraulic properties were identified from two specific experiments. Next, some crop characteristics were tuned so that model predictions closely fit water content profiles recorded during the corn-sorgho experiment. Last, the model was validated on results from a nearby experiment (perennial grass).

Three fonctionnal models (FAO, BIP, Ritchie) were selected. Their parameters were directly derived from those of the mecanistic model. The main outputs (ETR, drainage, water storage) of the fonctionnal models were compared with the results of the mecanistic model for the corn-sorgho experiment. The outputs sensitivity to changes in hydraulic characteristics (scale factor) was also analyzed for the three fonctionnal models and for the mecanistic model. Observed differences seemed to be caused by the capillary rise that is not accounted for in the three fonctionnal models and that contributes significantly to the transpiration of the crop. Simple modifications were proposed for the three fonctionnal models in order to account for capillary rise.

We show that the proposed modifications allow the fonctionnal models to correctly predict crop evapotranspiration. However, important discrepancies remain for the other outputs. As well, the sensitivity of the fonctionnal models is still quite different from the sensitivity of the mecanistic model. As a conclusion, we propose some rules on when and how to use mecanistic or fonctionnal models to predict soil water balance.

KEYWORDS :

Capillary rise, Hydraulic characteristics, Maize, Modelling, Nicaragua, Scale factor, Sensitivity, Sorgho, Volcanic soils, Water budget, Water melon.