

TH-4859

INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE
LABORATOIRE D'ENERGETIQUE ET DE MECANIQUE THEORIQUE ET APPLIQUEE
ECOLE DOCTORALE PROMEN

THESE

présentée à

L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE
pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'INPL

Spécialité : MECANIQUE ET ENERGETIQUE

par

Fabienne BARATAUD

**ANALYSE PHYSIQUE DES TRANSFERTS HYDRIQUES DANS UN SOL FORESTIER
A PLUSIEURS ECHELLES SPATIALES**

JURY :

Rapporteurs :	L. BRUCKLER	D.R. INRA - Unité de science du sol, Avignon
	G. VACHAUD	D.R. CNRS - LTHE, Grenoble
Examineurs :	G. AUSSENAC	D.R. INRA - Unité d'écophysiologie forestière, Champenoux
	A. GRANIER	D.R. INRA - Unité d'écophysiologie forestière, Champenoux
	L. ZYLLIOX	D.R. CNRS - IMF, Strasbourg
Encadrement :	C. MOYNE	D.R. CNRS - LEMTA, Nancy
	D. STEMMELEN	C.R. CNRS - LEMTA, Nancy

*En Argot
Les hommes appellent les oreilles
des feuilles
c'est dire comme ils sentent que
les arbres connaissent la musique
Mais la langue verte des arbres
est un argot bien plus ancien.
Qui peut savoir ce qu'il disent
lorsqu'ils parlent des humains*

Jacques PREVERT
ARBRES
poèmes

SOMMAIRE

NOMENCLATURE

LISTE DES FIGURES

LISTE DES TABLEAUX

<u>INTRODUCTION</u>	1
1- Objectifs de l'étude	1
2- Structure du document	3
3- Avertissement au lecteur	4

PARTIE A

SOL ET ARBRE :

DES PHENOMENES DE TRANSPORT A LA PHYSIOLOGIE DE LA PLANTE ASPECTS BIBLIOGRAPHIQUES	5
---	---

CHAPITRE I

PHENOMENES DE TRANSPORT DANS LE SOL : DESCRIPTION PHYSIQUE	7
1- Le sol : généralités	7
2- Etude physique des écoulements dans les sols	8
2.1- Notion de potentiel	
2.1.1- Théorie potentielle approche mécaniste ou énergétique	8
2.1.2- Composantes du potentiel total de la phase liquide d'un sol	9
2.2- Equations générales des transferts dans le sol	11
2.2.1- Dynamique en milieu saturé	11
2.2.2- Dynamique en milieu non saturé	12
3- Paramètres hydrauliques caractéristiques d'un sol : définitions et bibliographie	14
3.1- Grandeurs et courbes caractéristiques d'un sol	14
3.1.1- Conductivité hydraulique à saturation	14
3.1.2- Courbes caractéristiques d'un sol	14
3.1.3- Notion de diffusivité hydraulique	15
3.2- Eléments bibliographiques	16

3.2.1- Courbe de rétention capillaire, capacité capillaire	17
3.2.2- Conductivité hydraulique à saturation	18
3.2.3- Conductivité en régime insaturé	19
3.2.3.1- Expérimentations	19
3.2.3.2- Modélisations	22
3.2.3.3- Estimations	26
3.2.4- Diffusivité hydrique	28

CHAPITRE II

DYNAMIQUE DE L'EAU DANS LA PLANTE ET INTERFACE SOL-RACINE	31
1- Métabolisme	32
2- Morphologie et physiologie	32
2.1- Généralités : cellule végétale et systèmes d'échanges	33
2.2- Racine	33
2.3- Tige ou tronc	37
2.4- Feuille	38
3- Forces motrices	38
4- Le formalisme résistif et l'évaluation des différentes zones résistives dans la littérature	40
4.1- Les bases du formalisme résistif et le modèle de GARDNER	40
4.2- Des comparaisons controversées entre les différentes zones résistives	41
4.3- Modèles plus récents : prise en compte de la capacité de stockage	44
5- Les modèles globaux de fonctionnement du système sol-plante-atmosphère (SPA)	44
5.1- Expérimentations de grande taille à l'échelle du système SPA	45
5.2- Les modèles globaux...	46
5.2.1- ...Somme de modèles locaux	46
5.2.2- Un exemple d'évaluation du potentiel racinaire par méthode inverse à l'échelle du système SPA	47
5.3- Modèles basés sur une fonction d'extraction	48

PARTIE B
TRANSFERTS HYDRIQUES DANS LE SYSTEME SOL-ARBRE :
ETUDE A L'ECHELLE DE LA PARCELLE 51

CHAPITRE III

**MODELISATION DE L'INTERFACE SOL-RACINE ET INSERTION DANS UN
MODELE GLOBAL DE FONCTIONNEMENT** 53

- 1- Hypothèses et formalisme proposés** 53
- 2- Cas permanent avec influence mutuelle des racines en comparaison au modèle
de GARDNER** 56
- 3- Etude en régime transitoire de l'interface sol-racine** 61
 - 3.1- Racine isolée en milieu semi-infini** 61
 - 3.2- Prise en compte de l'influence mutuelle des racines** 63
- 4- Application au cas de terrain étudié : données et hypothèses** 67
- 5- Etude des transferts globaux à l'échelle du terrain : équations descriptives** 72
- 6- Représentation électrique équivalente** 75
 - 6.1- Sol nu** 75
 - 6.2- Sol enraciné** 75

CHAPITRE IV

**APPLICATION À L'ETUDE DES TRANSFERTS GLOBAUX À L'ECHELLE
DU TERRAIN** 81

- 1- Rappel du travail écophysiological antérieur et données de terrain disponibles
(pour la modélisation)** 81
 - 1.1- Description globale du travail écophysiological** 81
 - 1.2- Conclusions de l'approche écophysiological** 82
 - 1.3- Résultats de terrain utiles à la modélisation** 84
 - 1.3.1- Résultats relatifs au sol** 86
 - 1.3.2- Résultats relatifs au peuplement** 86
- 2- Exploitation du modèle** 87
 - 2.1- Résolution** 87
 - 2.2- Un exemple de simulation en sens direct** 88
 - 2.3- Identification de paramètres** 88

2.3.1- Passage d'un modèle linéaire à l'identification de paramètres variables	88
2.3.2- Choix de la fonction objectif ou fonction à minimiser	90
2.3.3- Définition des paramètres à identifier	90
2.3.4- Identification de la conductivité à saturation	91
2.3.5- Validation et exploitation des résultats de l'identification	93

PARTIE C

CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE DE CAROTTES DE SOL A L'ECHELLE DU LABORATOIRE 101

CHAPITRE V

LES PRINCIPES PHYSIQUES A LA BASE DE LA GAMMAMETRIE 103

1- Emission des rayonnements	103
2- Absorption des rayonnements	104
2.1- Effet de matérialisation ou effet de paires	105
2.2- Effet photoélectrique	107
2.3- Effet compton	109
3- Détection et mesure du rayonnement	112
3.1- Scintillateur	113
3.2- Photomultiplicateur	114
3.3- Pré-amplificateur, amplificateur, analyseur multicanaux et logiciel d'acquisition	115
3.4- Conclusions	115
4- Synthèse des points fondamentaux pour la mesure gammamétrique	117

CHAPITRE VI

APPLICATION A LA MESURE DE TENEUR EN EAU ET DE DENSITE SECHE D'UN MILIEU POREUX : METHODOLOGIE D'EXPLOITATION DES RESULTATS EN GAMMAMETRIE DOUBLE-SOURCE 119

1- Choix des fenêtres et calibration de la chaîne	119
2- Correction de bruit de fond	120
3- Mesure des coefficients d'atténuation	121

3.1- Coefficient d'atténuation de l'eau	121
3.2- Coefficient d'atténuation du sol	123
3.2.1- Méthode globale sur carotte initiale quelconque	123
3.2.2- Test final	124
3.3.3- Discussion	124
4- Choix des points de mesure	130

CHAPITRE VII

DISPOSITIF EXPERIMENTAL, METHODE D'IDENTIFICATION ET RESULTATS	133
1- Dispositif expérimental	133
2- Méthode d'identification	135
2.1- Modèle de transport d'eau : transformation de BOLTZMANN	135
2.2- Méthode inverse	136
3- Résultats expérimentaux obtenus sur carottes remaniées	137
3.1- Cas répondant au comportement attendu	138
3.2- Cas ne répondant pas au comportement attendu et expliqués par des fissures	142
3.2.1- Mise en évidence expérimentale	142
3.2.2- Modèle et simulations	145
4- Identification de la diffusivité sur carottes remaniées	147
4.1- Choix du modèle de diffusivité : exemple de CR1	147
4.2- Comparaison des résultats sur trois carottes remaniées	151
5- Carottes non remaniées	154
6- Validation de la procédure par transformation de BOLTZMANN : importance relative de la gravité	157
6.1- Résolution numérique par volumes finis	157
6.2- Définition des valeurs moyennes à utiliser	159
6.3- Méthode retenue pour calculer les valeurs moyennes	160
6.4- Mise en évidence du paramètre contrôlant la cinétique, conséquences numériques	163
6.4.1- Mise en évidence du paramètre contrôlant la cinétique	163
6.4.2- Conséquences numériques	165
6.5- Influence de la gravité	167

PARTIE D

ETUDE DES TRANSFERTS HYDRIQUES A L'ECHELLE METRIQUE	173
--	------------

CHAPITRE VIII

CUVE LYSIMETRIQUE	175
--------------------------	------------

1- Les lysimètres dans la littérature	175
2- Etapes de réalisation du lysimètre sur le site de champenoux	177
3- Instrumentation et exploitation	181
4- Etat initial : premières mesures	181

<u>SYNTHESE ET CONCLUSION</u>	185
--------------------------------------	------------

1- Quel modèle retenir ?	185
1.1- Avantages et inconvénients respectifs des modèles exponentiel et de VAN GENUCHTEN	185
1.2- Divergence du modèle de VAN GENUCHTEN au voisinage de la saturation : conséquences physiques	186
2- Une étude à plusieurs échelles spatiales...	187
2.1- Niveaux d'hétérogénéités et phénomènes d'échelles	187
2.2- Comparaison des résultats à l'échelle du terrain et à l'échelle du laboratoire	188
2.3- Avantages et inconvénients de chacune des approches	190
3- Conclusions sur le fonctionnement du système sol-arbre (Site de Champenoux)	190
4- Conclusion générale	192

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ANNEXES

- ANNEXE 1 : Approche énergétique du potentiel**
- ANNEXE 2 : Obtention de l'équation de Darcy à partir des équations microscopiques**
- ANNEXE 3 : Calculs de limites de l'impédance sol-racine Z**
- ANNEXE 4 : Calcul de densité racinaire à partir de comptages d'impacts**
- ANNEXE 5 : Modèle de zone fissurée**
- ANNEXE 6 : Résolution numérique aux fortes teneurs en eau**

NOMENCLATURE

a	rayon racinaire moyen	[L]
b	distance interracinaire moyenne	[L]
c	capacité capillaire	[L ⁻¹]
c	célérité de la lumière	[L.T ⁻¹]
D	diffusivité hydraulique	[L ² .T ⁻¹]
E	énergie	[M.L ² .T ⁻²]
E	évaporation atmosphérique	[L.T ⁻¹]
e	charge de l'électron	[C]
e	profondeur d'un horizon	[L]
E_c	énergie cinétique	[M.L ² .T ⁻²]
G*	potentiel de GROENEVELT et PARLANGE	[M.L ² .T ⁻²]
H	charge hydraulique totale	[L]
h	constante de Planck	[M.L ² .T ⁻¹]
h	hauteur d'eau équivalant au potentiel de pression	[L]
K	perméabilité	[L ²]
k	conductivité hydraulique	[L.T ⁻¹]
k	énergie d'un photon incident	[M.L ² .T ⁻²]
k'	énergie d'un photon diffusé	[M.L ² .T ⁻²]
k_r	conductivité hydraulique relative	[L.T ⁻¹]
k_s	conductivité hydraulique à saturation	[L.T ⁻¹]
L_a	densité racinaire	[L.L ⁻³]
m	coordonnée matérielle	[L]
m₀	masse de l'électron au repos	[M]
m_α	masse de la phase α	[M]
P	pression extérieure appliquée à un système	[M.L ⁻¹ .T ⁻²]
p	variable de LAPLACE	[T ⁻¹]
p_α	pression de la phase α	[M.L ⁻¹ .T ⁻²]
P_{cap}	pression capillaire	[M.L ⁻¹ .T ⁻²]
Q	flux volume transféré par unité de longueur de racine	[L ³ .T ⁻¹ .L ⁻¹]
q	densité de flux	[L.T ⁻¹]
q	flux volume par unité de volume de sol	[L ³ .T ⁻¹ .L ⁻³]
R	résistance sol-racine	[T]
r	variable d'espace radiale (géométrie cylindrique)	[L]
R_g	résistance sol-racine selon le modèle de GARDNER	[T]
S	extraction racinaire	[L.T ⁻¹]
S	saturation (chap.III), entropie (chap.III)	[adim]
S_i	termes sources dans l'analogie électrique (i=1, 2, 3, 4)	[L.T ⁻¹]

T	température	[K]
t	temps	[T]
U	énergie interne	[M.L ² .T ⁻²]
v	vitesse	[L.T ⁻¹]
V _α	volume occupé par la phase α	[L ³]
W	énergie de liaison	[M.L ² .T ⁻²]
X	teneur en eau pondérale	[adim]
x	variable d'espace	[L]
Z	impédance sol-racine	[L.T]
Z	position du front d'humidification	[L]
z	variable d'espace (verticale)	[L]

Caractères grecs

ε	porosité	[adim]
γ	constante d'EULER	[adim]
λ	longueur d'onde	[L]
μ	viscosité dynamique	[M.L ⁻¹ .T ⁻¹]
μ _i	potentiel chimique du constituant i	[L ² .T ⁻²]
μ _p ^j	coefficient d'atténuation gammamétrique pour la phase i et la source j	[M.L ⁻²]
ν	fréquence	[T ⁻¹]
Θ	teneur en eau réduite	[adim]
θ	teneur en eau volumique	[adim]
θ _r	teneur en eau résiduelle	[adim]
θ _s	teneur en eau à saturation	[adim]
ρ _α	masse volumique de la phase α	[M.L ⁻³]
ρ _{sa}	densité sèche apparente	[M.L ⁻³]
σ	section efficace	[L ²]
τ	succion	[M.L ⁻¹ .T ⁻²]
τ	taux de comptage (gammamétrie)	[adim]
Ω	angle solide	[St]
Ω	domaine de contrôle	[L ³]
ω	pulsation (analyse de FOURIER)	[T ⁻¹]
ξ	variable de BOLTZMANN	[L.T ^{-1/2}]
ψ	potentiel	[M.L ⁻¹ .T ⁻²]
Ψ _{cr}	pression d'entrée d'air	[M.L ⁻¹ .T ⁻²]

Indices

a	air
cal	calculé
exp	expérimental
f	final
ini	initial
s	solide
tot.	total
w	eau
0	surface du sol
e	à la profondeur e
1	relatif au premier horizon (A2)
2	relatif à l'horizon profond (C1)
r	racinaire
f	foliaire
c	au collet
s	dans le sol

Exposants

Am	Américium
Cs	Césium

Notations particulières

< >	prise de moyenne
~	partie fluctuante
—	espace de Laplace

LISTE DES FIGURES

CHAPITRE II

FIGURE 1- Structure cellulaire au niveau des stomates.	34
FIGURE 2- Structure schématisée d'une cellule parenchymateuse de la feuille.	34
FIGURE 3a- Trajets possibles de l'eau.	35
FIGURE 3b- Représentation schématisée des trajets possibles pour l'eau.	35
FIGURE 4a- Structure cellulaire de la racine.	36
FIGURE 4b- Coupe transversale de la racine dans la zone de différenciation.	36
FIGURE 5- Structure cellulaire des tissus vasculaires.	39
FIGURE 6- Structure cellulaire d'une feuille.	39

CHAPITRE III

FIGURE 1- Modélisation d'une zone de sol enraciné sous la forme d'une répartition racinaire uniforme (définition d'une cellule unité carrée), et approximation par une géométrie cylindrique.	56
FIGURE 2a- Comparaison des résistances développées autour d'une racine selon notre modèle et selon le modèle de GARDNER pour un sol limono-argileux de type A avec un couvert forestier.	60
FIGURE 2b- Comparaison des résistances développées autour d'une racine selon notre modèle et selon le modèle de GARDNER pour un sol limoneux de type B avec un couvert herbacé.	60
FIGURE 3- Evolution temporelle de la succion développée autour d'une racine pour un flux transféré constant.	64
FIGURE 4- Sol A, couvert forestier : comparaison des impédances selon les deux modèles développés (avec ou sans influence mutuelle des racines) en fonction de la densité racinaire.	66
FIGURE 5- Sol B, couvert herbacé : comparaison des impédances selon les deux modèles développés (avec ou sans influence mutuelle des racines) en fonction de la densité racinaire.	66
FIGURE 6- Evolution temporelle de la succion pour une transpiration réelle donnée dans le cas d'un sol forestier : comparaison des trois approches (GARDNER et modèles développés transitoires avec, ou non, influence mutuelle des racines).	68
FIGURE 7a- Composition granulométrique du sol par 10 cm de profondeur.	69
FIGURE 7b- Modification de densité apparente sèche en fonction de la profondeur.	69

FIGURE 8- Distribution latérale du nombre de racines de chaque côté du tronc d'un chêne sessile.	71
FIGURE 9- Modélisation du sol de Champenoux en deux zones à propriétés hydrauliques et à densité racinaire (uniforme) distinctes, séparées par une ligne imperméable.	71
FIGURE 10- Schéma électrique équivalent pour une couche de sol nu de propriétés hydrauliques et d'épaisseur données traduisant la relation linéaire (notion de quadripôle) liant les grandeurs flux et potentiels d'entrée et de sortie.	76
FIGURE 11- Représentation électrique équivalente pour un sol enraciné à deux horizons : notion de tétrapôle.	77
CHAPITRE IV	
FIGURE 1- Equipements du dispositif expérimental de Champenoux.	85
FIGURE 2- Simulation des cinétiques de potentiel à la surface du sol, au niveau des racines (horizon A2), du collet et des feuilles, pour un arbre de la cuve de sécheresse avec une transpiration expérimentale donnée.	89
FIGURE 3a- Horizon supérieur A2 - Courbe de rétention capillaire expérimentale ajustée par le modèle de VAN GENUCHTEN.	92
FIGURE 3b- Horizon profond C1 - Courbe de rétention capillaire expérimentale ajustée par le modèle de VAN GENUCHTEN.	92
FIGURE 4- Comparaison entre les potentiels mesurés expérimentalement et ceux calculés suite à l'identification des paramètres hydrauliques du sol.	94
FIGURE 5- Cinétiques journalières de potentiel foliaire pour quatre situations distinctes.	96
FIGURE 6- Simulation de fonctionnement du système sur quelques jours ; fig.6a : Cinétiques de potentiels en différents points du système au cours du dessèchement ; fig.6b : Comparaison entre le flux total transpiré et le flux prélevé par le réseau racinaire de l'horizon supérieur.	97
FIGURE 7a- Comparaison entre les impédances sol-racines dans chacun des deux horizons et la résistance propre de l'arbre en fonction de la gamme d'humidité considérée.	98
FIGURE 7b- Comparaison entre les impédances sol-racines dans chacun des deux horizons et la résistance propre de l'arbre en fonction du potentiel hydrique.	98

CHAPITRE V

FIGURE 1- Coefficient d'absorption massique de l'INa en fonction de l'énergie des photons.	106
FIGURE 2a- Choc photoélectrique ; FIGURE 2b- Choc Compton.	106
FIGURE 3a- Spectre fréquentiel pour la double source Américium-Césium avec les pics principaux marqués.	108
FIGURE 3b- Spectre fréquentiel pour une mono-source Césium ; pics secondaires théoriques marqués.	108
FIGURE 4- Distribution angulaire des photons diffusés pour deux rayonnements incidents correspondant aux sources Américium et Césium.	110
FIGURE 5- Probabilité de distribution en énergie par effet Compton à partir d'un rayonnement incident monoénergétique (Césium- 662 keV).	110
FIGURE 6- Mode de discrimination des impulsions au niveau du photomultiplicateur.	116

CHAPITRE VI

FIGURE 1- Taux de comptage sur la fenêtre Américium en fonction du taux de comptage sur la fenêtre Césium en configuration monosource Césium.	122
FIGURE 2- Carotte non remaniée CNR1. Comparaison entre les mesures gammamétriques et les mesures par pesée sur la carotte complète en fin d'expérience d'imbibition.	122
FIGURE 3a- Carotte non remaniée CNR2. Evolution du ratio r , indicateur de l'hétérogénéité initiale du milieu, sur la hauteur de la carotte.	129
FIGURE 3b- Carotte non remaniée CNR2. Evolution des comptages sur les fenêtres Américium et Césium sur la hauteur de la carotte en conditions initiales.	129

CHAPITRE VII

FIGURE 1- Dispositif expérimental pour le suivi par mesures gammamétriques de l'imbibition verticale d'une carotte de sol	134
FIGURE 2a- Carotte remaniée CR1. Evolutions temporelles de teneur en eau en deux sections.	139
FIGURE 2b- Carotte remaniée CR1. Evolution de la teneur en eau en fonction de la variable de BOLTZMANN en deux sections différentes.	139
FIGURE 2c- Carotte remaniée CR1. Déformation axiale au cours de l'expérience d'imbibition.	140
FIGURE 2d- Carotte remaniée CR1. Evolutions comparées de la masse de solide sur la section et de la teneur en eau, au cours de l'imbibition.	140

FIGURE 3a- Carotte remaniée CR2. Evolutions temporelles de teneur en eau en différentes sections.	141
FIGURE 3b- Carotte remaniée CR2. Evolution de la teneur en eau en fonction de la variable de BOLTZMANN en quatre sections différentes.	141
FIGURE 4a- Carotte remaniée CR3. Evolutions temporelles de teneur en eau en différentes sections.	143
FIGURE 4b- Carotte remaniée CR3. Evolution de la teneur en eau en fonction de la variable de BOLTZMANN en trois sections différentes.	143
FIGURE 5a- Carotte remaniée CR4. Evolutions temporelles de teneur en eau en différentes sections.	144
FIGURE 5b- Carotte remaniée CR4. Evolution de la teneur en eau en fonction de la variable de BOLTZMANN en trois sections différentes.	144
FIGURE 6- Schéma d'une zone de sol comprenant une fissure centrale verticale assimilée à deux milieux accolés à propriétés hydrodynamiques différentes.	145
FIGURE 7a- Simulation de l'évolution temporelle du potentiel en deux sections d'une carotte de sol de type A.	146
FIGURE 7b- Simulation de l'évolution temporelle du potentiel en deux sections d'une carotte de sol de type A présentant une fissure centrale verticale assimilée à un milieu granulaire.	146
FIGURE 8a- Carotte remaniée CR1. Evolution de la teneur en eau en fonction de la variable de BOLTZMANN : comparaison entre les points expérimentaux et les courbes simulées selon deux modèles de diffusivité.	149
FIGURE 8b- Carotte remaniée CR1. Evolutions temporelles de teneur en eau en deux sections : comparaison des points expérimentaux et des courbes simulées (résultats de l'identification selon deux modèles de diffusivité).	149
FIGURE 8c- Carotte remaniée CR1. Comparaison des diffusivités hydrauliques identifiées selon deux modèles différents (exponentiel et de VAN GENUCHTEN).	150
FIGURE 9a- Carotte remaniée CR2. Evolution de la teneur en eau en fonction de la variable de BOLTZMANN : comparaison entre les points expérimentaux et la courbe simulée identifiée.	152
FIGURE 9b- Carotte remaniée CR4. Evolution de la teneur en eau en fonction de la variable de BOLTZMANN : comparaison entre les points expérimentaux et la courbe simulée identifiée.	152
FIGURE 10- Diffusivités hydrauliques identifiées selon un modèle exponentiel pour les carottes remaniées CR1, CR2 et CR4.	153

FIGURE 11- Carotte non remaniée CNR3. Evolutions temporelles de teneur en eau en une section donnée : comparaison entre les mesures brutes et leurs moyennes glissantes.	155
FIGURE 12- Carotte non remaniée CNR3. Evolutions temporelles de teneur en eau en cinq sections (valeurs moyennées par moyennes glissantes).	155
FIGURE 13- Carotte non remaniée CNR3. Evolution temporelle de teneur en eau sur un volume comprenant cinq points consécutifs et lissage de cette courbe par moyennes glissantes.	156
FIGURE 14- Carotte non remaniée CNR3. Evolution de la teneur en eau en fonction de la variable de BOLTZMANN : comparaison entre les points expérimentaux et la courbe simulée identifiée.	158
FIGURE 15- Carotte non remaniée CNR3. Diffusivité hydraulique identifiée selon un modèle exponentiel.	158
FIGURE 16- Cas de diffusivité hydraulique fortement non linéaire (paramètres identifiés sur CR1 selon le modèle de VAN GENUCHTEN). 16a : Echelle semi-logarithmique ; 16b : Echelle normale.	161
FIGURE 17a- Cas limite de diffusivité hydraulique assimilée à un échelon.	164
FIGURE 17b- Profil spatial de teneur en eau correspondant à une diffusivité fonction échelon de la teneur en eau.	164
FIGURE 18a- Evolution de la diffusivité intégrale (modèle de VAN GENUCHTEN) en fonction du logarithme à base 10 du complément à un de la teneur en eau réduite.	166
FIGURE 18b- Evolution de la diffusivité intégrale (modèle de VAN GENUCHTEN) en fonction du logarithme à base 10 du potentiel.	166
FIGURE 19- Cas où la gravité est négligée : évolution de la teneur en eau en fonction de la variable de BOLTZMANN en deux sections différentes.	168
FIGURE 20- Evolutions temporelles de teneur en eau en trois sections : comparaison entre le cas où la gravité est négligée et le cas où elle intervient via une conductivité de l'ordre de grandeur de celle identifiée.	169
FIGURE 21- Evolutions temporelles de teneur en eau en trois sections : comparaison entre le cas où la gravité est négligée et le cas où elle intervient via une conductivité dix fois supérieure à celle identifiée.	169
FIGURE 22- Distributions spatiales de teneur en eau à deux temps de l'expérience : comparaison entre le cas où la gravité est négligée et le cas où elle intervient via une conductivité dix fois supérieure à celle identifiée	170
FIGURE 23- Evolutions de la teneur en eau en fonction de la variable de BOLTZMANN : comparaison entre le cas où la gravité est négligée et le cas où elle intervient via une conductivité dix fois supérieure à celle identifiée.	170

CHAPITRE VIII

FIGURE 1- Profil de teneur en eau obtenu sur le terrain (mesures TDR) le 07/11/95 comparé au profil obtenu dans la cuve le 05/12/95 (mesures à la sonde à neutrons). 183

FIGURE 2- Comparaison des profils de teneur en eau dans la cuve dans l'état de prélèvement (5/12/95), après l'infiltration (26/02/96) et à la fin du dessèchement (26/09/96). 183

CHAPITRE IX

FIGURE 1- Comparaison des courbes de diffusivité hydraulique obtenues selon deux approches différentes : modèle global de fonctionnement du système sol-arbre fondé sur des données de terrain ou identification à partir de mesures gammamétriques au laboratoire lors d'une imbibition sur carotte non remaniée. 189

LISTE DES TABLEAUX

CHAPITRE I

TABLEAU 1- Modèles classiques de courbes de rétention et de conductivité hydraulique.	26
--	----

CHAPITRE III

TABLEAU 1- Définition des paramètres hydrauliques de deux sols exemples A et B à partir de données de la littérature.	58
TABLEAU 2- Plage de variations de densités racinaires courantes (selon le couvert considéré) trouvées dans la littérature.	59

CHAPITRE IV

TABLEAU 1- Valeurs des paramètres du modèle de rétention capillaire de VAN GENUCHTEN ajustés sur des points expérimentaux pour chacun des deux horizons A2 et C1.	91
--	----

CHAPITRE VI

TABLEAU 1- Carotte non remaniée CNR1. Valeurs des coefficients d'atténuation du sol pour l'Américium et le Césium déterminés à partir de la carotte non remaniée et d'échantillons de poudre sèche issue de cette carotte.	127
TABLEAU 2- Carotte non remaniée CNR1. Comparaison entre les mesures gammamétriques et les mesures par pesée pour des coefficients d'atténuation du sol calculés sur carotte ou sur poudre.	128
TABLEAU 3- Carotte remaniée CR1. Valeurs des coefficients d'atténuation du sol pour l'Américium et le Césium déterminés à partir de la carotte remaniée et d'échantillons de poudre sèche issue de cette carotte.	128

CHAPITRE VII

TABLEAU 1- Valeurs des coefficients d'atténuation du sol pour chacune des carottes remaniées étudiées.	138
TABLEAU 2- Carotte remaniée CR1. Paramètres identifiés pour deux modèles de diffusivité et critères de qualité des identifications.	148
TABLEAU 3- Paramètres du modèle exponentiel identifiés pour trois carottes CR1, CR2 et CR4.	151
TABLEAU 4- Carotte non remaniée. Paramètres du modèle de diffusivité identifiés et critères de qualité.	157

INTRODUCTION

Ce document présente les résultats et conclusions d'une analyse physique des transferts hydriques dans le système sol-arbre et ce à plusieurs échelles spatiales. Cette introduction expose d'abord nos objectifs puis détaille le plan de l'exposé. Un dernier paragraphe explique le mode de rédaction adopté.

1- OBJECTIFS DE L'ETUDE

On se propose d'analyser physiquement et de modéliser, avec un degré de complexité raisonnable, le fonctionnement hydrique d'un sol forestier. Ce travail a pour objectif essentiel de tenter une approche plus quantitative comparée à l'approche descriptive classique classiquement utilisée par l'écophysiologiste. A vrai dire, il ne s'agit aucunement de substituer une approche issue des sciences "exactes" à celle des sciences "naturelles". Nous espérons bien que notre travail ne sera aucunement contre nature et d'emblée nous renonçons à prétendre à une quelconque exactitude (en terme de précision) pour aborder un système aussi complexe que le système sol arbre. C'est bien plutôt le jeu d'une complémentarité entre les deux méthodes qu'explicitement nous voulons jouer.

D'ailleurs, rien n'aurait été possible sans une collaboration étroite avec A. GRANIER et N. BREDA de l'INRA Champenoux. Notre travail vient compléter leur approche écophysiologique sur des chênes adultes, en conditions naturelles, et à différents niveaux d'observation : arbre seul (stomates, racines, ...), arbre en interaction avec le milieu (stomates/atmosphère, sol/racines, ...) ou encore à l'échelle du peuplement. Ce sont ces données de terrain qui ont guidé la modélisation et lui ont servi de support. La description plus fine de cette étude est faite au chapitre IV dans l'optique de son utilisation pour la modélisation.

Les difficultés inhérentes à ce genre d'études, tentant une approche nécessairement quantitative (une modélisation numérique doit bien se nourrir de valeurs numériques aussi pertinentes que possible), sont bien connues. Les propriétés physiques du sol sont en général fonction de l'échelle spatiale de description retenue. Le physicien des milieux poreux parlera alors de l'improbable définition d'un volume élémentaire représentatif. Le problème est ici encore plus aigu du fait d'un sol à plusieurs horizons pédologiques. Enfin, les interactions sol-racines - c'est-à-dire le prélèvement de l'eau par les racines - rendent l'analyse encore plus délicate : d'abord, il faut prendre en compte un terme source qu'il va falloir répartir dans le volume de sol ; ensuite, parce que ce prélèvement fait jouer des phénomènes de transport à une toute petite

Introduction

échelle de longueur correspondant, grosso modo, au "diamètre" des racines, échelle de longueur inhabituelle pour l'hydrologue.

Dans cette étude, notre point de départ est constitué par l'étude conduite par A. GRANIER et N. BREDA. Notre première analyse se placera donc d'abord à l'échelle du terrain. Nous tenterons alors en particulier, à l'aide d'une approche par la modélisation numérique, validée l'aide des données disponibles, de répondre aux questions laissées en suspens par une approche descriptive :

(1) Le travail d'écophysiologie a buté sur l'importance de l'interface sol-racine en tant que résistance aux transferts hydriques ; il a été observé que la chute de conductance au transfert d'eau ne s'accompagne pas immédiatement d'une diminution du potentiel de base : l'interaction sol-racine est alors supposée être prédominante mais il faut, pour le vérifier, construire un modèle adapté.

(2) La structure pédologique particulière et la colonisation d'un horizon profond par les racines complexifient les potentialités de fonctionnement du système sol-arbre sur ce site ; en particulier, il n'est pas aisé de quantifier expérimentalement le rôle des différents horizons profonds du point de vue de l'alimentation hydrique et un modèle global de fonctionnement peut constituer une voie de réflexion par rapport à cette question.

L'identification des coefficients de transport hydrique par méthode inverse à l'aide de données de terrain demandait à être précisée. En tout cas, elle ne saurait être jugée tout à fait satisfaisante dès lors que notre approche se veut résolument physique. C'est pourquoi nous avons entrepris, indépendamment, au laboratoire une détermination de la diffusivité hydrique du sol sur des carottes de sol d'une taille de 5 à 10 centimètres de diamètre. A changement d'échelle spatiale, changement de technique(s) expérimentale(s). Nous avons utilisé pour l'expérimentation un processus d'imbibition transitoire, la mesure des teneurs en eau étant effectuée par une technique gammamétrique double source. Bien sûr, l'expérimentation étant toujours source de surprises, nous apprendrons autant (et sans doute davantage) sur les mécanismes de transport de l'eau en observant l'influence du remaniement ou de la présence de zones fissurées dans l'échantillon que sur la valeur de la diffusivité hydrique.

La tentation était alors très grande de terminer ce travail par une étude à l'échelle lysimétrique alliant l'avantage d'une taille métrique représentative de l'échelle du terrain et de conditions expérimentales bien contrôlées. Bien que cette étude (longue dans son principe et de mise en route assez tardive) soit actuellement en cours, les premiers résultats nous ont semblé pouvoir nous éclairer suffisamment dans notre interprétation du fonctionnement du sol étudié pour qu'une brève partie lui soit consacrée.

Différentes approches, différentes échelles, différentes techniques expérimentales,... Il sera bien temps alors de rassembler les conclusions de cette étude quantitatives bien sûr mais qualitatives surtout dans un dernier chapitre de synthèse.

2- STRUCTURE DU DOCUMENT

La première partie (partie A) fournit les éléments de connaissances nécessaires à une bonne compréhension des développements qui suivent, à la fois dans les domaines de la physique des phénomènes de transport dans le sol (chap.I) et de la dynamique de l'eau dans la plante (chap.II). Le formalisme résistif généralement utilisé pour décrire les processus de transport est également introduit dans ce second chapitre ; bien que d'un usage commun, son application débouche sur une importante controverse dans la littérature quant à l'importance relative des différentes zones résistives (qui est, rappelons-le, un de nos objectifs pour le cas concret étudié) ; à la lumière des notions introduites rigoureusement au chapitre précédent (chap.I, notion de potentiel), nous tenterons une analyse bibliographique afin de dégager précisément les problèmes soulevés.

La seconde partie (partie B) se propose donc d'apporter une réponse précise aux problèmes rémanents au travail écophysiologique (en particulier, infirmation ou confirmation de l'intervention prédominante du sol dans ses interactions avec les racines) grâce à une modélisation fine de l'interface sol-racine incluse dans une description des phénomènes à l'échelle du terrain. Le chapitre III présente donc d'abord une approche physique originale de l'interface sol-racine. Un modèle global de fonctionnement hydrique du système sol-arbre, s'appuyant sur les données de terrain expérimentales disponibles, est ensuite proposé (chap.IV) : il doit permettre d'analyser et de comprendre les situations de terrain, de simuler les comportements sous certaines conditions et éventuellement d'identifier les paramètres hydriques du sol inconnus (diffusivité et conductivité hydrauliques).

Pour compléter l'étude et évaluer l'influence des phénomènes d'échelles, une estimation directe de ces paramètres apparaît alors nécessaire ; l'expérimentation peut être conduite à l'échelle du laboratoire (partie C, chap.V, VI et VII) ou de la cuve lysimétrique (partie D, chap.VIII).

Au laboratoire, l'utilisation d'une technique gammamétrique (dont les principes physiques sont expliqués chap.V et l'utilisation pratique exposée chap.VI) fournit des résultats qui, couplés à une modélisation adéquate, permettent d'identifier la diffusivité hydraulique (chap.VII). Cette troisième partie propose aussi et peut-être surtout une réflexion sur l'importance du remaniement du sol ou des hétérogénéités de type fissures ou encore sur le rôle de la gravité vis-à-vis des mécanismes de transport, ainsi que sur l'adéquation entre l'outil de mesure (et en particulier la définition du volume de mesure) et le matériau étudié.

Introduction

L'échelle lysimétrique (chap.VIII) apparaît alors naturellement nécessaire pour compléter le travail. A cette échelle métrique intermédiaire, on peut réaliser une expérimentation en conditions contrôlées suivies par une instrumentation fine sur un milieu non remanié.

La synthèse finale rassemble et compare les résultats aux trois échelles de grandeur (terrain, laboratoire et lysimètre). Elle met en évidence les apports de la modélisation sous la forme de conclusions et réponses quantitatives à des questions précises (rôle de l'interface sol-racine, de l'horizon profond, ...) ou sous la forme d'explications et d'une meilleure compréhension de mécanismes complexes (influence du remaniement, modes de transport particuliers -gravité, fissures, ...-). Ce dernier chapitre traite évidemment également des phénomènes d'échelles : (1) dans les mécanismes de transport divers qu'ils mettent en jeu ; (2) dans les modélisations adéquates à développer en fonction de la taille considérée.

3- AVERTISSEMENT AU LECTEUR

Le travail effectué est un travail pluridisciplinaire même si le point de vue adopté est plutôt celui du physicien des phénomènes de transport. Le texte est rédigé de manière à rendre accessible au plus grand nombre un problème précis même si certains chapitres abordent de façon pointue des problèmes particuliers.

Nous nous sommes attachés à ce que le texte expose une réflexion complète sur un ton qui, parfois, ne tait ni ses enthousiasmes ni ses déboires.

Trois échelles spatiales de travail sont considérées, ce qui implique la référence à trois domaines distincts de la littérature et l'utilisation de trois techniques expérimentales différentes ; nous avons donc choisi de présenter séparément les méthodes propres à chacune des parties pour permettre une lecture suivie de chaque thématique.

La rédaction s'éloigne parfois du ton neutre de la publication scientifique qui donne dans un volume nécessairement réduit les seuls résultats probants. Pourtant les échecs sont parfois si éclairants...

Des articles ont d'ores et déjà été publiés sur le sujet (BARATAUD et al., 1995 ; GRANIER et al., 1995 ; BARATAUD et al., 1996 ; BARATAUD et al., 1997) ; nous avons donc saisi la liberté (toute relative) de rédiger un document plus volumineux mais aussi plus complet et plus pédagogique pour tenter d'embrasser le sujet dans son ensemble.

**SOL ET ARBRE :
DES PHENOMENES DE TRANSPORT A LA PHYSIOLOGIE DE LA PLANTE
ASPECTS BIBLIOGRAPHIQUES**

Les mécanismes de transport d'eau dans le sol (chap.I) et l'arbre (chap.II) sont décrits d'un point de vue physique.

On aborde ensuite l'étude des écoulements dans le sol (chap.I) ; les équations du transport, qui s'appuient sur la notion de potentiel (dont les bases thermodynamiques sont donc rappelées), sont écrites en régime saturé et insaturé et font intervenir les paramètres hydrodynamiques diffusivité, conductivité, et capacité capillaire. Les moyens classiquement décrits dans la littérature pour accéder à ces trois paramètres caractéristiques d'un sol sont alors présentés : ces méthodes sont vues sous les trois aspects que sont l'expérimentation, la modélisation et l'estimation de paramètres.

Le chapitre II est un très bref résumé de quelques notions sur le métabolisme, la morphologie et la physiologie des plantes, nécessaires à un travail de physique s'attachant à décrire le système sol-arbre. Les forces motrices (du point de vue des transferts hydriques toujours) sont introduites naturellement sur la base des rappels précédents concernant la notion de potentiel. Le formalisme résistif est ensuite rappelé et une étude bibliographique met en évidence l'absence de consensus quant à l'importance comparée des différentes zones résistives sur le trajet sol-arbre.

CHAPITRE I

PHENOMENES DE TRANSPORT DANS LE SOL : DESCRIPTION PHYSIQUE

Introduction

Le sol est un milieu complexe qui peut être vu, du point de vue des phénomènes de transport d'eau, comme un milieu poreux particulier. L'état énergétique de la phase liquide est usuellement décrit à l'aide du concept de potentiel ; le rappel de ses fondements thermodynamiques permet de comprendre précisément le sens physique de cette grandeur ; c'est de plus l'occasion d'un résumé unifié des terminologies et notations par ailleurs couramment employées.

La description des transferts d'eau dans le sol repose classiquement sur l'association d'une loi dynamique et d'une équation de continuité. On commencera par porter notre attention sur le cas des écoulements en milieu saturé pour des raisons, certes, de simplification mais, surtout, pour respecter la chronologie historique et souligner l'impact de la loi de Darcy ainsi que pour introduire et discuter la notion de conductivité à saturation. Les écoulements en milieu insaturé peuvent ensuite être vus comme une généralisation de cette loi (ou être décrits par les équations complètes microscopiques moyennées). Nous discuterons finalement du sens physique de la conductivité, de la capacité capillaire et de la diffusivité, et nous donnerons des éléments bibliographiques sur les moyens de les déterminer.

1- LE SOL : GENERALITES

Le sol est un milieu triphasique biologiquement actif, siège de nombreux phénomènes transitoires, s'inscrivant dans un processus évolutif global, et en constante interaction avec les autres éléments de l'écosystème dans lequel il s'insère.

Nous ne retiendrons que sa caractérisation en terme de milieu multiphasique particulier (déformable ou non) ; ses interactions avec les autres éléments (systèmes racinaires, atmosphère, ...) seront vues ici sous l'angle exclusif des transferts hydriques ; il peut alors être décrit à l'aide des concepts mathématiques usuels dans l'étude des systèmes physiques ou biochimiques (conservation de l'énergie, de la quantité de mouvement et de la masse, concepts de vitesse et d'accélération, de potentiel et d'énergie cinétique, de champs de forces).

2- ETUDE PHYSIQUE DES ECOULEMENTS DANS LES SOLS

2.1- NOTION DE POTENTIEL

2.1.1- THEORIE POTENTIELLE : APPROCHE MECANISTE OU ENERGETIQUE

Considérant deux états d'équilibre du système sol, le travail nécessaire pour amener l'eau d'un état à l'autre est une mesure de l'énergie potentielle acquise dans le processus de transport de l'eau. Le potentiel est l'énergie potentielle par unité de masse qui décroît lorsque la masse, placée dans un champ de forces, est déplacée dans le sens de la force (ou encore : la force s'exerce dans le sens des potentiels décroissants). En choisissant une position de référence \underline{x}_0 où $\psi = 0$, le potentiel en tout point s'écrit

$$\psi = - \int_{\underline{x}_0}^{\underline{x}} \frac{\vec{F} d\vec{x}}{m} \quad (1)$$

c'est-à-dire que le potentiel dans un champ de force \vec{F} est la quantité de travail utile ou d'énergie requise pour amener un corps d'un point de référence \underline{x}_0 au point considéré \underline{x} divisée par la masse m dudit corps.

La dynamique de la phase liquide résultant de l'action des divers champs de forces auxquels elle est soumise (forces de gravité, de capillarité, d'adsorption, mais aussi gradients de concentrations salines, de température ou effets de champs électriques). Les divers potentiels associés doivent être définis. Mais cette approche fractionnée crée alors une distinction arbitraire entre les différentes forces appliquées à la phase liquide (eau gravitaire, eau capillaire, eau hygroscopique, etc) selon la nature des champs de forces prépondérants vis-à-vis du comportement global. Pour retrouver la continuité existant dans cette notion, on peut adopter une description phénoménologique globale basée sur les principes généraux de la thermodynamique. Cette approche est développée en annexe 1.

On y montre que la pression de liquide est la force motrice ; à ce terme de pression liquide il convient d'ajouter s'il y a lieu l'influence des forces extérieures ; il s'agit généralement des seules forces de gravité. On peut aussi éventuellement ajouter un terme $d\pi$ représentant les effets osmotiques dûs aux concentrations massiques de sel dans l'eau (les lois thermodynamiques montrent que d'autres composantes du potentiel total existent, par exemple d'origine électrique mais ces termes supplémentaires ont déjà été négligés dans les précédents développements car leur influence sur les processus de transfert nous concernant, tout comme celle des effets thermiques, est très faible). La différentielle du potentiel chimique de l'eau s'écrit alors pour un milieu indéformable

$$(d\mu_w)_T = \frac{dp_w}{\rho_w} + g dz + d\pi \quad (2)$$

Ce sont les variations de cette énergie de Gibbs partielle massique qui dictent les transitions (déplacements et transformations à pression variable) de la phase liquide et le potentiel thermodynamique total (appelé couramment potentiel total) n'est autre que la forme intégrée de cette énergie massique.

Une écriture équivalente de (2), en termes de potentiels, est alors

$$\psi - \psi^o = (\psi_p - \psi_p^o) + (\psi_g - \psi_g^o) + (\psi_o - \psi_o^o) \quad (3)$$

où ψ_p , ψ_g , et ψ_o désignent respectivement les potentiels de pression, gravitaire, et osmotique.

Remarquons que tous les termes caractérisant l'état énergétique de la solution du sol s'expriment de manière relative, ce qui permet de quantifier l'état énergétique de la phase liquide en un point quelconque du sol par rapport à une référence fixe, arbitrairement choisie (référéncée dans (3) comme l'état "o"). C'est pourquoi le potentiel thermodynamique total, ainsi que les potentiels de pression, de gravité et chimique qui le composent sont définis de telle sorte que leurs valeurs soient toutes nulles dans l'état pris comme référence.

2.1.2- COMPOSANTES DU POTENTIEL TOTAL DE LA PHASE LIQUIDE D'UN SOL

L'état de référence usuellement choisi est la surface du sol (altitude zéro), à la pression atmosphérique, pour de l'eau pure.

Par commodité, on travaillera plutôt en $\psi_p - \psi_p^o$, ce qui conduit à travailler en grandeurs relatives par rapport à la pression atmosphérique.

Le potentiel de pression correspond bien dans tous les cas à la pression de liquide (au sens thermodynamique) due, au niveau microscopique, aux forces de contact exercées sur l'élément de volume considéré. Cependant, à un niveau macroscopique, on peut distinguer différentes formes de ce potentiel de pression selon l'état de saturation du milieu : le potentiel de pression positif qui se développe dans les zones saturées (en régime d'écoulement ou non) est équivalent à ce qu'exercerait une colonne d'eau surmontant le point considéré ; pour cette raison, il est couramment appelé potentiel de pression hydrostatique. Le potentiel (négatif) dû aux forces de capillarité dans la zone non saturée est également couramment inclus sous cette terminologie . Pour les très faibles teneurs en eau, la pression de liquide est imposée par les forces d'adsorption dues à la matrice solide (c'est pourquoi on parle aussi de potentiel matriciel pour désigner cette forme du potentiel de pression), qui attirent et lient la phase liquide dans le sol. Physiquement, ces différentes formes n'apparaissent pas conjointement puisqu'elles

Partie A - Aspects bibliographiques

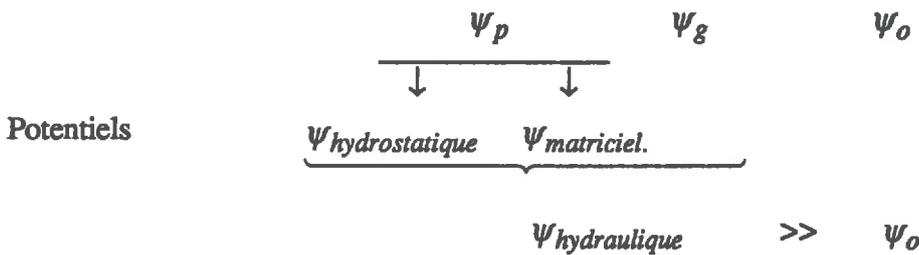
correspondent à des gammes de teneur en eau différentes ; selon les cas, le potentiel de pression est donc assimilable au potentiel matriciel ou au potentiel hydrostatique

$$\Psi_p \begin{cases} \rightarrow & \Psi_{hydro(statique)} \\ \rightarrow & \Psi_{mat(riciel)} \end{cases} \quad (4)$$

Le potentiel gravitaire ψ_g , quant à lui, représente l'énergie utilisable lors d'un déplacement dans le champ de pesanteur.

Concernant l'eau dans le sol, en hydrostatique comme en dynamique des transferts, les potentiels de pression et gravitaire sont les deux seules composantes significatives du potentiel total à prendre en compte (en particulier le potentiel osmotique est négligeable) ; leur somme est appelée potentiel hydraulique.

On retiendra donc la représentation schématique suivante



Notons enfin que cette notion de potentiel peut être traduite en se référant à des unités de volume plutôt que de masse [$J.m^{-3}$ au lieu de $J.kg^{-1}$] (l'eau liquide étant supposée incompressible), et on obtient alors l'équivalent d'une pression [Pa ou bars], ou en se rapportant à l'unité de poids [$J.N^{-1}$] et on obtient alors des équivalents de hauteur d'eau. Il est important de remarquer que l'utilisation du terme de pression conduit bien souvent à des confusions entre l'équivalent pression du potentiel total (ou du potentiel hydraulique) et le potentiel de pression Ψ_p qui n'en est qu'une composante.

Le terme de succion est le plus souvent utilisé dans le sens d'une grandeur positive (qu'il s'agisse de la valeur absolue du potentiel ou d'une hauteur d'eau équivalente).

L'importance du concept de potentiel total de la phase liquide justifie les explications qui viennent de lui être consacrées ; c'est, en effet, ce concept qui permet de quantifier l'état énergétique de la phase liquide et ainsi de décrire, de manière unifiée et continue, son comportement dans le système sol-plante-atmosphère (voir aussi à ce propos le chapitre II).

2.2- EQUATIONS GENERALES DES TRANSFERTS DANS LE SOL

2.2.1- DYNAMIQUE EN MILIEU SATURE

A l'échelle microscopique, les transferts d'eau dans le sol s'effectuent dans le réseau de micro-cavités reliées par de fins canalicules que forme son système poral. Une relation entre force(s) motrice(s), forces de frottement et vitesse d'écoulement peut être établie aisément dans le cas d'un écoulement laminaire dans un conduit de géométrie fixe. Toutefois, il est peu réaliste d'assimiler le sol à un faisceau de tubes capillaires, rectilignes, de diamètre constant, et dans chacun desquels on pourrait écrire l'équation de Poiseuille, en vue d'estimer le débit total par addition "hydraulique" des débits élémentaires. Ce modèle peut être amélioré en prenant des capillaires sinueux et une distribution de diamètres mais le manque d'interaction entre canaux pose toujours problème.

En revanche, la loi décrivant le comportement dynamique de la phase liquide de milieux filtrants polyphasiques complexes tels que les sols peut aussi être déterminée par une approche macroscopique liant forces et vitesse. Ainsi, en 1856, pour améliorer la qualité des filtres à sable utiles à la purification des eaux d'alimentation de la ville de Dijon, DARCY observa expérimentalement la relation entre le débit d'écoulement à travers un matériau poreux et la perte de charge qui lui est associée. De cette expérience, DARCY a déduit une relation exprimant la linéarité entre la densité de flux q (débit total transitant au travers de la colonne de longueur L par unité de section) et la perte de charge totale ΔH existant entre ses extrémités

$$q = k_s \frac{\Delta H}{L} \quad (5)$$

Le facteur de proportionnalité k_s , de dimension $[L.T^{-1}]$, représente la conductivité hydraulique à saturation dont nous discuterons la signification peu après.

Cette relation peut être retrouvée partant de l'équation classique de conservation de la quantité de mouvement pour la phase fluide (s'agissant de la phase fluide, les indices référant cette phase sont omis par commodité) écrite en régime de Stokes et moyennée sur un Volume Élémentaire Représentatif -VER- (voir annexe 2).

Retenons donc que dans ce cas, la force motrice de l'écoulement est la somme de la composante hydrostatique du potentiel de pression et du potentiel gravitaire, qui se transmet intégralement dans le milieu saturé si on suppose la phase liquide continue. Remarquons que l'on peut déjà concevoir intuitivement que ces résultats puissent être étendus au cas insaturé, à condition de prendre également en compte dans la force motrice les interactions de la phase fluide avec les autres phases (interactions au niveau des ménisques air-eau ou avec la matrice solide).

Partie A - Aspects bibliographiques

Si on associe à la loi dynamique, l'équation de continuité (conservation de la masse) pour la phase fluide (en travaillant toujours en grandeurs moyennées sur un VER)

$$\frac{\partial \langle \rho \rangle}{\partial t} + \text{div}(\langle \rho \vec{v} \rangle) = 0 \quad (6)$$

on obtient, dans le cas d'un milieu isotrope pour lequel le tenseur perméabilité se réduit à un multiple scalaire K du tenseur unité, et si la masse volumique de la phase liquide ρ peut être supposé constante

$$0 = \text{div} \left(\frac{K}{\mu} \vec{\text{grad}} \hat{p} \right) = \text{div} \left(\frac{K \rho g}{\mu} \vec{\text{grad}} H \right) \quad (7)$$

Avec $H = h + z$, où h est la hauteur d'eau équivalente au terme de potentiel de pression (réduit dans le cas considéré ici de la saturation à sa composante hydrostatique) et z la composante gravitaire.

On introduit alors $k_s = K \rho g / \mu$ la conductivité hydraulique à saturation dont nous allons discuter le sens dans le paragraphe suivant.

2.2.2- DYNAMIQUE EN MILIEU NON SATURE

La complexité du domaine d'écoulement est accrue dans ce cas par le fait que la teneur en eau du sol devient une variable spatiale et temporelle.

Lorsqu'on s'éloigne de la saturation, les forces de pression hydrostatiques, qui, avec la pesanteur, constituaient les forces motrices de l'écoulement saturé, ne peuvent plus se transmettre intégralement dans le liquide. Leur influence s'estompe avec la diminution de la teneur en eau au fur et à mesure que d'autres forces apparaissent. Ainsi, simultanément, de nombreuses surfaces de séparation air-eau se forment dans le sol, mettant en jeu les forces de rétention capillaire. Par la suite, l'état énergétique de l'eau est d'autant plus conditionné par les forces d'adsorption que la teneur en eau diminue. La force motrice de l'écoulement en milieu non saturé est donc un gradient de potentiel total résultant de la somme des potentiels de pression matricielle et de gravité.

Il faut cette fois prendre en compte deux phases : la phase liquide et la phase gazeuse. Cependant, on peut considérer que la phase liquide (mouillante) occupe les capillaires de petits diamètres et la phase gazeuse (non mouillante) les capillaires de plus gros diamètres sans qu'il y ait interaction entre les deux écoulements. Ainsi, pour chaque phase on peut écrire une loi de DARCY généralisée ; le principe d'une proportionalité entre gradient de potentiel et densité de flux reste valable, à condition de tenir compte des variations de la résistance à l'écoulement avec la teneur en eau. Notons, dès à présent, que la résistance à l'écoulement - soit la conductivité

hydraulique - dépendant de la teneur en eau, le comportement dynamique global de la phase liquide en milieu non saturé est décrit, par conséquent, par une relation flux-gradient de potentiel essentiellement non-linéaire

$$\vec{q} = -k(\theta)\vec{\nabla}[h(\theta) + z] \quad (8)$$

Notons aussi que, cette fois, la hauteur d'eau $h(\theta)$ équivalente au potentiel de pression est composée essentiellement de la partie matricielle de ce potentiel.

De même que précédemment l'équation générale des écoulements non saturés découle, ici encore, de la combinaison de la loi dynamique (loi de Darcy généralisée avec dépendance en θ de la conductivité k) et de l'équation de continuité ; elle peut être exprimée indifféremment en termes de teneur en eau ou de hauteur d'eau et est appelée équation de Richards

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \text{div} \left(\frac{K}{\mu} \vec{\text{grad}} \hat{p} \right) = \text{div} \left(\frac{K \rho g}{\mu} \vec{\text{grad}} H \right) = \text{div} \left(k(\theta) \vec{\text{grad}} H \right) \quad (9)$$

ou, en introduisant la capacité capillaire $c = \frac{d\theta}{dh}$ (la relation $h(\theta)$ sera discutée dans la section suivante),

$$c \frac{\partial h}{\partial t} = \text{div} \left(k(h) \vec{\text{grad}} H \right) \quad (10)$$

On constate alors que la résolution de l'équation du transport implique la connaissance des deux relations $k(\theta)$ et $h(\theta)$, la seconde permettant de remonter à la capacité capillaire. Ces deux relations appelées courbes caractéristiques sont fondamentales dans le sens où elles définissent complètement les caractéristiques du milieu considéré vis-à-vis des transferts hydriques.

Nous allons maintenant discuter du sens physique de ces grandeurs hydriques caractéristiques. Puis nous examinons comment elles sont classiquement obtenues dans la littérature ou quels sont les modèles les décrivant, pour permettre une comparaison avec nos propres propositions.

3- PARAMETRES HYDRAULIQUES CARACTERISTIQUES D'UN SOL : DEFINITIONS ET BIBLIOGRAPHIE

3.1- GRANDEURS ET COURBES CARACTERISTIQUES D'UN SOL

3.1.1- CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE A SATURATION

La conductivité à saturation est une manifestation de l'effet de résistance à l'écoulement dû aux forces de frottement (elle est à la fois fonction de la perméabilité intrinsèque du sol - influence des caractéristiques texturales et structurales de la matrice solide - et de la viscosité dynamique du liquide). Pour un même fluide (dans notre cas, l'eau du sol), c'est donc une caractéristique du sol. C'est pourquoi, diverses propositions ont été faites pour la relier à certaines propriétés texturales et structurales du sol ; ces formules sont obtenues sur la base de considérations théoriques (modèles d'architecture des sols) tandis que d'autres formules sont purement empiriques et résultent de calibration. Dans tous les cas, l'efficacité de ce type de formules reste très limitée.

3.1.2- COURBES CARACTERISTIQUES D'UN SOL

• Relation entre potentiel de pression et taux d'humidité : $h(\theta)$

Cette relation traduisant les variations d'intensité des forces de capillarité et d'adsorption en fonction de la teneur en eau constitue un élément essentiel de description de la dynamique de la phase liquide en régime variable non saturé. L'analyse de la courbe caractéristique d'humidité du sol, parfois également appelée courbe de pression matricielle ou courbe de rétention, est délicate et les phénomènes dont elle dépend sont difficilement accessibles. De façon schématique, on peut dire que les forces capillaires sont prédominantes dans les zones de faibles succions alors que les forces d'adsorption sont prédominantes dans la gamme des fortes succions. La teneur en eau correspondant à une succion donnée dépend donc plutôt dans le premier cas de la géométrie des pores (aspect structural), et dans le second cas de la surface spécifique de la matrice solide (aspect textural). Ces remarques permettent d'interpréter comparativement et a posteriori les différences d'allure globale de courbes expérimentales $h(\theta)$ pour des sols argileux et sableux par exemple ; toutefois, jusqu'à présent, les modèles bâtis sur les aspects microscopiques des interactions matrice solide-liquide (relations texturales et structurales) n'ont permis d'établir ni de règles générales, ni de forme analytique satisfaisante pour la relation $h(\theta)$. Un certain nombre d'auteurs se sont donc attachés à ajuster des lois empiriques (ou semi-empiriques basées sur une modélisation) sur des points de mesure (GARDNER, 1960 ; BROOKS et COREY, 1975 ; VAN GENUCHTEN, 1980). Les formes de ces modèles seront rappelées tableau 1 et discutées au §3.2 de ce chapitre.

La capacité capillaire $c(h)$, définie comme l'inverse de la pente de la relation $h(\theta)$, représente la capacité de stockage du sol ce qui souligne l'importance de la courbe de rétention d'un sol, en particulier pour déterminer la disponibilité en eau pour les plantes.

• Conductivité hydraulique en milieu non saturé : $k(\theta)$

Ce qu'il importe de souligner ici est que la diminution de la teneur en eau entraîne généralement une baisse rapide de la conductivité hydraulique, et ce sur plusieurs ordres de grandeur. Cet aspect, caractéristique des transports de masse dans ces milieux poreux, représente une des difficultés majeures du traitement mathématique (résolution et identification des paramètres) des équations du transport fortement non linéaires.

Elle répond de plus aux mêmes difficultés de description et d'interprétation que celles évoquées précédemment pour la courbe de rétention : les tentatives de déduction de la courbe de conductivité hydraulique d'après des grandeurs caractéristiques de la texture et de la structure du sol n'ayant toujours pas débouché sur des résultats probants, l'expression mathématique de cette courbe repose donc le plus souvent sur l'ajustement de lois semi-empiriques, parmi lesquelles nous citerons à nouveau les modèles figurant tableau 1.

Soulignons enfin que la description complète des propriétés hydrauliques d'un sol nécessite une formulation conjointe des deux types de courbes caractéristiques que nous venons de présenter.

3.1.3- NOTION DE DIFFUSIVITE HYDRAULIQUE

On introduit aussi couramment la diffusivité hydraulique, définie par rapport aux deux grandeurs conductivité hydraulique et capacité capillaire selon la relation

$$D(\theta) = \frac{k(\theta)}{c(\theta)} \quad (11)$$

En utilisant la substitution

$$\bar{\nabla} h = \frac{1}{c(\theta)} \bar{\nabla} \theta \quad (12)$$

l'équation de DARCY, combinée à l'équation de continuité, donne une nouvelle forme de l'équation dynamique

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \text{div} \left(D(\theta) \vec{\text{grad}} \theta \right) + \frac{dk(\theta)}{d\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \text{div} \left(D(\theta) \vec{\text{grad}} \theta + k(\theta) \bar{z} \right) \quad (13)$$

avec \bar{z} vecteur unitaire vertical ascendant.

La notion de diffusivité hydraulique appelle les mêmes commentaires que ceux faits précédemment concernant les courbes caractéristiques d'un sol (forte non-linéarité, hystérèse,

modèles semi-empiriques, ...). Un avantage de la formulation (13) en terme de diffusivité est que la teneur en eau et son gradient peuvent être plus aisés à mesurer en pratique (à condition toutefois de disposer de la métrologie appropriée) et à mettre en relation avec les flux volumiques que ne le sont la charge de pression et son gradient (classiquement pourtant les mesures de pression prévalent dans la littérature - voir à ce sujet la section suivante).

3.2- ELEMENTS BIBLIOGRAPHIQUES

L'étude systématique des sols débute dans les années 1890 ; jusqu'en 1930 elle porte essentiellement sur la structure, les phénomènes d'agrégation, de capillarité, et d'environnement physique des plantes.

En 1930, des études théoriques (et en particulier les travaux de RICHARDS) décrivent les écoulements en régime insaturé sous la forme des équations aux dérivées partielles aujourd'hui classiques. Les années 50-60 sont celles de l'application de ces théories aux expérimentations de laboratoire.

A partir de 1970, le développement des méthodes numériques permet l'élaboration de modèles déterministes et intégrés du système Sol-Plante-Atmosphère ainsi que leur confrontation à des données de terrain.

Entre 1980 et 1990, les nouveautés dans le domaine sont principalement les méthodes stochastiques et l'étude de la variabilité et de l'hétérogénéité et finalement, à partir de 1990, on retient surtout l'émergence forte des méthodes d'estimation de paramètres ainsi que l'application des modèles à de très grandes échelles (régionales).

L'exposé ne se structure cependant pas autour de cet historique, mais autour de chacune des trois grandeurs capacité capillaire, conductivité et diffusivité (fonctions de la teneur en eau et dont deux seulement sont indépendantes) que l'écriture des équations de transport a fait apparaître. Physiquement, elles traduisent deux types de phénomènes : d'une part, la "facilité " à conduire - ou à laisser passer - l'eau (k), d'autre part la capacité de stockage de l'eau (c). La notion de diffusivité est plus difficile à appréhender dans le sens où elle englobe les deux aspects ; elle est couramment définie par rapport aux deux autres grandeurs par $D=k/c$. C'est aussi le paramètre qui apparaît naturellement dans l'équation de transport écrite en teneur en eau. Rappelons cependant que la fonction potentiel gouvernant les transferts est la pression de liquide (ou potentiel) et non la teneur en eau, qu'elle seule est continue, et que l'équation de transport écrite en potentiel s'écrit avec la conductivité k et la capacité capillaire c . Le passage de la forme en potentiel à la forme en teneur en eau ne pose pas de problèmes d'un point de vue physique tant que le sol garde les mêmes propriétés (sol à un seul horizon pédologique). Il n'en va pas de même aux interfaces entre deux horizons différents.

Le volume de travaux dans la littérature consacrés à la détermination de la conductivité et de la capacité capillaire rend compte de la préférence donnée à ces deux paramètres en sciences du

sol ; cette préférence peut se justifier en partie par l'argumentation développée ci-dessus mais elle traduit surtout une plus grande facilité expérimentale comme nous le verrons ultérieurement. Les courbes de rétention sont généralement obtenues de manière directe et expérimentale mais des modèles sont aussi parfois proposés pour corréler certains paramètres physico-chimiques avec les caractéristiques hydriques ; la conductivité hydraulique est soit mesurée, soit déterminée de façon semi-empirique (modélisation couplée avec certaines données expérimentales), soit encore estimée ; enfin, les rares travaux sur la diffusivité proposent des approches soit semi-empiriques, soit de type estimation.

Cette bibliographie n'est absolument pas exhaustive ; un certain nombre d'ouvrages (Physique du sol, MUSY et SOUTTER, 1991 ; Soil Analysis, Physical Methods, SMITH et MULLINS, 1991) permettent de faire un point complet sur le problème. Cette section a pour but d'exposer un certain nombre de problématiques à travers certaines publications, le plus souvent relativement récentes, qui illustrent bien notre propos, mais qui ne sont pas plus fondamentales que d'autres non citées ici.

3.2.1- COURBES DE RETENTION CAPILLAIRE - CAPACITE CAPILLAIRE

La démarche expérimentale la plus classique, proposée par RICHARDS (1965) consiste, au laboratoire, à appliquer des paliers de pression successifs, par pressage entre des plaques poreuses, à un échantillon (motte) initialement saturé et à mesurer à chaque palier le volume d'eau extrait. Il est aussi possible (pour obtenir ces courbes in-situ par exemple) de mesurer lors de processus dynamiques, simultanément la teneur en eau (sonde à neutron, TDR) et le potentiel (micropsychromètres, tensiomètres) ; dans ces conditions il faut malgré tout que les phénomènes soient suffisamment lents pour être considérés en quasi-équilibre.

Parmi la troisième catégorie de travaux, consistant à corréler les propriétés hydriques avec des paramètres structuraux et texturaux du sol, citons, à titre d'exemple, GUPTA *et al.* (1979) : ils établissent des régressions pour estimer les courbes de rétention à partir des distributions de taille de particules, du pourcentage de matière organique et de la densité sèche. Les modèles sont calibrés à partir de résultats expérimentaux (relations teneur en eau/potentiel) sur échantillons remaniés. Il ne s'agit pas de modèles au sens physique du terme mais plutôt d'ajustements ; une régression multiple

$$\theta_p = a * \text{sable (\%)} + b * \text{silice (\%)} + c * \text{argile (\%)} + d * \text{matière organique (\%)} + e * \text{densité sèche (g/cm}^3\text{)} \quad (14)$$

est établie, où θ_p est la valeur calculée pour un potentiel donné et a , b , c , d et e sont des paramètres déterminés par régression pour chaque potentiel.

Le même type d'approche est proposé par VERECKEN *et al.* (1988) mais la régression est faite sur certains des paramètres du modèle de VAN GENUCHTEN (1980) : les paramètres

pertinents sont préalablement déterminés par une étude de sensibilité. Ils sont calculés dans un premier temps en minimisant l'écart expérience-modèle et ce, pour différents groupes texturaux de sols. Finalement des coefficients de régression multiples sont calculés pour chacun des paramètres (les équations de régression sont écrites en fonction de la texture, de la densité sèche et de la teneur en carbone). Ces modèles peuvent en outre être améliorés en ajoutant comme variable une, voire deux valeurs mesurées de teneur en eau (WILLIAMS *et al.*, 1991).

Ces méthodes se situent en marge de la moyenne des modes d'investigation et ne sont cités ici que par souci de présenter un éventail aussi large que possible de travaux. Sans pouvoir faire honnêtement une analyse critique de démarches trop éloignées de nos propres modes de réflexion, il nous semble cependant que ces calibrations ne peuvent que fournir rapidement une première estimation des grandeurs recherchées à condition que les paramètres nécessaires soient déjà connus ou facilement accessibles ; ces méthodes ne sauraient en aucun cas se substituer totalement aux autres modes de détermination.

3.2.2- CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE A SATURATION

Elle est parfois évaluée à partir de la distribution de taille de pores du sol étudié, de sa densité sèche, de sa porosité et de sa teneur en carbone (JABRO, 1992). La démarche est à rapprocher de ce qui a été présenté précédemment concernant les courbes de rétention ; le "modèle" est développé sur la base de données relatives à 350 échantillons de sources différentes fournis par la littérature ; la validation de la régression est faite à partir de procédures d'évaluation statistique portant sur des données de terrain indépendantes.

Plus généralement, et quand elle fait l'objet d'une mesure individuelle (elle peut aussi en effet être considérée comme un point particulier de la courbe de conductivité), la conductivité à saturation est obtenue par une méthode dite du flux, reposant sur la relation (5) en régime permanent.

Si le principe de mesure de k_s varie donc assez peu, le volume de sol sur lequel porte l'expérimentation s'échelonne depuis l'échantillon de laboratoire (carottes ou mottes) jusqu'à l'horizon de sol. Quel que soit le cas, l'expérience consiste en une mesure de débit à travers l'échantillon saturé sous une charge donnée (constante - dispositif de DARCY - ou variable). Le dispositif, appelé perméamètre, est redécrit par HARTGE (1993). Les difficultés opératoires résident essentiellement dans la nécessité de ne pas perturber l'échantillon (lors du transport comme lors des manipulations) et d'arriver à vérifier la reproductibilité des expériences. Les possibilités d'améliorations de la technique sont dans ce sens (HARTGE, 1993).

La détermination in situ de la conductivité à saturation à l'aide du perméamètre de GUELPH repose sur la mesure du débit d'infiltration à charge constante dans un puits cylindrique de dimensions réduites ; REYNOLDS et ELRICK (1985, in PAIGE et HILLEL, 1993) ont décrit le flux permanent sortant du puits comme la somme de trois termes : le flux radial dû à la

pression appliquée et le flux à travers la base sous l'action conjuguée de la gravité et de la pression.

Diverses améliorations peuvent ensuite être apportées à ces techniques de base pour étudier, par exemple, des effets d'anisotropie ou de taille d'échantillon (BANTON, 1993).

Enfin, des modèles de type régression permettent d'estimer la conductivité à saturation à partir de la porosité effective¹ (AHUJA *et al.*, 1984, 1989, in FRANZMEIER, 1991 ; FRANZMEIER, 1991).

3.2.3- CONDUCTIVITE EN REGIME INSATURE

3.2.3.1- EXPERIMENTATIONS

En régime insaturé la conductivité est fonction de la teneur en eau, soit encore du potentiel. Dans la majeure partie des cas sa détermination est faite conjointement à des mesures de potentiel de sorte que la relation déterminée est $k(h)$ (pour des raisons de faisabilité expérimentale) ; le passage en $k(\theta)$ est alors possible si la courbe de rétention est connue.

Les méthodes les plus couramment utilisées sont des méthodes en régime permanent (nous discuterons plus loin les raisons invoquées) ; il s'agit à chaque fois de mesurer le flux (soit en l'imposant, soit par pesées différentielles,...) induit sous diverses conditions de potentiel ou de teneur en eau. Les expérimentations (infiltrations ou drainages, méthode de contrôle du flux, méthode de profil instantané, méthodes par évaporation, ...) sont soit unidirectionnelles verticales ou bien les processus de transfert sont induits à partir d'une source circulaire (infiltromètres à tension ou à succion) et les transferts sont décrits par l'équation de WOODING (WOODING, 1968, in LOGSDON et JAYNES, 1993).

Citons enfin les méthodes de centrifugation : toute étude de transport d'eau dans un milieu poreux insaturé utilise certaines forces motrices, généralement la gravité et/ou des gradients de potentiel ; mais les forces centrifuges peuvent également être mises en application : elles présentent l'avantage de pouvoir être des centaines de fois plus grandes que la gravité et de permettre ainsi des mesures de conductivité par des méthodes permanentes pour des teneurs proches de la saturation demandant beaucoup moins de temps que les mêmes mesures utilisant les forces de gravité. Développée par NIMMO *et al.* (NIMMO *et al.*, 1987 ; NIMMO *et al.*, 1988) la méthode a été modifiée ultérieurement (NIMMO *et al.*, 1992) pour permettre des mesures sur une plus grande gamme de conductivité.

A dessein, nous n'avons pas séparé lors de ce rapide exposé des méthodes les expérimentations de laboratoire de celles de terrain ; en effet, elles ne diffèrent pas réellement dans leurs principes et dans les modèles qu'elles utilisent. Seules les difficultés et les limites de chaque expérimentation sont inhérentes à sa taille.

¹ définie comme la différence entre la porosité et la teneur en eau volumique correspondant à une succion de 33 kPa

Ces difficultés sont au moins de trois types (exploration d'une gamme complète de teneur en eau, remaniement et reproductibilité) :

•**EXPLORATION D'UNE GAMME COMPLETE DE TENEUR EN EAU**

Différentes méthodes doivent parfois être utilisées de façon complémentaire pour explorer une gamme de succion plus complète si chacune de ces méthodes individuellement a un champ d'application réduit à un domaine limité de teneur en eau : par exemple, pour des teneurs en eau relativement importantes, étude par une méthode de contrôle du flux, puis, pour les faibles teneurs en eau, par une méthode de profil instantané (MEHTA *et al.*, 1994).

De même, la méthode par évaporation ne permet pas de travailler avec précision pour un état proche de la saturation car les gradients hydrauliques ne peuvent être calculés correctement dans une zone où la conductivité est élevée (WENDROTH, 1993).

Enfin, c'est parfois l'instrumentation qui doit être modifiée pour s'adapter au domaine de mesures (tensiomètres pour les fortes teneurs en eau et micropsychromètres pour les faibles teneurs).

Notons cependant qu'il est souvent difficile de concilier toutes les exigences : ainsi pour pouvoir travailler sur une large gamme d'humidité, on peut être conduit à utiliser des méthodes imposant de travailler sur des échantillons remaniés, homogénéisés, et selon des procédures parfois destructives.

•**REMANIEMENT OU DESTRUCTION DES ECHANTILLONS**

Certaines méthodes imposent la destruction de l'échantillon étudié : par exemple, section des colonnes à différentes étapes d'un processus d'évaporation pour remonter aux profils transitoires de teneur en eau (MEHTA *et al.*, 1994). Le profil est ainsi obtenu sur plusieurs échantillons supposés similaires.

Dans le cas d'expériences de laboratoire, sur échantillons que l'on veut non remaniés, les difficultés sont déjà d'ordre opératoire (avant d'être d'ordre interprétatif) car il n'est pas aisé de travailler sur les échantillons sans perturber leur structure (BOOLTINK, 1991 ; STOLTE *et al.*, 1994) et d'appliquer les conditions aux limites voulues sur des surfaces non remaniées et donc hétérogènes et de géométrie complexe (BOOLTINK, 1991). De plus, la reproductibilité des expériences peut difficilement être testée dans la mesure où il n'est pas possible de retrouver un échantillon identique (soit que l'on reprenne le même dont l'état a été modifié - comparativement à son état d'origine - par les processus qu'il a subis lors de la première expérience, soit que l'on travaille avec un autre bloc similaire mais jamais rigoureusement identique). Le problème se pose également si une même expérimentation (i.e. l'obtention d'une courbe complète de conductivité) demande, pour des raisons techniques, de changer d'échantillon pour pouvoir appliquer les différentes conditions requises (c'est le cas, par exemple, du dispositif classique d'infiltromètre), ou si la mesure est destructive (pesées sur des sections d'échantillons).

•REPRODUCTIBILITE ET HETEROGENEITE

L'interprétation des résultats obtenus au laboratoire pose certes problème quant à leur représentativité vis à vis de la réalité de terrain et des expériences comparées au champ et au laboratoire. (MICHIELS *et al.*, 1989 ; PAIGE et HILLEL, 1993 ; STOLTE *et al.*, 1994) peuvent faire apparaître de fortes disparités. Mais les expériences de terrain posent aussi de nombreuses difficultés (en particulier de maîtrise des conditions limites) et les résultats qu'elles fournissent ne sont pas forcément plus aptes à décrire le niveau voulu. Pour illustrer ceci nous nous contenterons d'un exemple : si les conditions de pression ne peuvent pas être imposées (ce qui est souvent le cas sur le terrain), on peut être amené à répéter les mesures de conductivité en différents endroits susceptibles de se trouver à des taux d'humidité différents (LOGSDON et JAYNES, 1993). Mais ce type de démarche néglige la forte influence de la variabilité spatiale du sol (principalement structurale si l'on prend la précaution d'opérer à des niveaux pédologiques comparables) influant sur les variations de conductivité.

Il reste à évoquer les difficultés liées à l'hétérogénéité du milieu naturel étudié ; ce terme d'hétérogénéité peut recouvrir différentes significations selon que l'on distingue plusieurs niveaux de porosité au sein d'un échantillon, ou que l'on s'intéresse à des sols à plusieurs horizons pédologiques.

Pour un sol de texture donnée, certains résultats (MESSING et JARVIS, 1993) semblent mettre en évidence un système bimodal de porosité : la conductivité résulte alors de la contribution de macro- et de mésopores.

A l'échelle du terrain la détermination précise de la conductivité pour des sols hétérogènes (au sens où ils sont formés de plusieurs couches) est très difficile à obtenir (car il faut pouvoir séparer les contributions des différents horizons dans les phénomènes de transport). Pour s'affranchir de la répétitions d'expériences au laboratoire sur des échantillons provenant de différentes profondeurs, des approches théoriques cherchent à assimiler le milieu hétérogène à un milieu homogène équivalent à quoi s'ajoute un phénomène de dispersion (YEH, 1990) ; suite à des expériences d'infiltration verticale (méthode de contrôle du flux), au laboratoire, sur des colonnes faites de deux types de sols homogènes, l'auteur envisage trois formes de moyenne pour passer des résultats obtenus sur chaque type de sol au comportement du sol à couches. Le travail est cependant limité par la gamme réduite de succion étudiée.

Pour finir, revenons sur l'observation faite précédemment que les mesures en régime permanent prévalent dans la littérature pour la détermination de la conductivité. L'argument le plus souvent avancé pour justifier cette préférence est que les grandeurs teneur en eau θ , potentiel ψ , et densité de flux q dépendant du temps, un plus grand nombre de données sont nécessaires en conditions transitoires qu'en conditions permanentes. En fait, formulé ainsi le problème nous semble mal posé : le potentiel ne dépend pas du temps mais de la teneur en eau qui évolue temporellement lors d'un processus dynamique transitoire ; pour manipuler en régime

transitoire il ne faut pas réellement avoir accès à plus de données mais il faut pouvoir accéder simultanément à ces données.

Une voie intermédiaire est parfois adoptée : il s'agit d'expérimentations sous conditions quasi permanentes. Ce choix permet alors de diminuer (par rapport au cas permanent) le temps requis pour mesurer la conductivité sur une large gamme de potentiel ou d'humidité et de s'affranchir des risques (caractéristiques des expériences en permanent) de non-invariance temporelle des distributions de flux et de potentiel dans l'échantillon liés aux conditions limites aux interfaces (WENDROTH, 1993).

Le sujet compte un très grand nombre de travaux et de publications, beaucoup de techniques ont été développées, et de nombreuses recherches sont encore menées pour développer d'autres techniques ou trouver des approches parallèles permettant de s'affranchir en partie des mesures sous le prétexte qu'elles sont longues. La vraie question, nous semble-t-il, est de savoir si les techniques existantes sont réellement satisfaisantes du point de vue de leur reproductibilité, et surtout de leur représentativité par rapport à la réalité de terrain. Ainsi, pour un sol à plusieurs horizons par exemple, la recherche de modèles équivalents peut être justifiée par la volonté de mieux comprendre les phénomènes ; en revanche, ces modèles n'ont pas de raison de remplacer des expériences dont le seul défaut serait leur lourdeur mais qui conduirait à une bonne description du profil du point de vue des transferts hydriques ; le problème est d'être effectivement capable de réaliser proprement ces expériences pour obtenir des résultats significatifs et exploitables. Et cet aspect ne semble pas résolu puisque des méthodes différentes pour mesurer la conductivité peuvent conduire à des résultats différents (ALEXANDER et SKAGGS, 1986) sans que l'on puisse conclure sur la méthode la plus pertinente.

Devant les difficultés posées par l'expérimentation pure, diverses modélisations ont été proposées.

3.2.3.2- MODELISATIONS

Un grand nombre de modèles utilisés pour prédire la conductivité hydraulique de sols insaturés a été recensé par BRUTSAERT (1967, in MUALEM, 1976).

Il est possible de distinguer deux groupes principaux.

Le premier, basé sur une approche semi-empirique, énonce que la conductivité hydraulique relative (rapport de la conductivité hydraulique à sa valeur à saturation) est une fonction puissance de la saturation effective

$$k_r = \frac{k}{k_s} = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^\alpha = \Theta^\alpha \quad (15)$$

Divers travaux (AVERJANOV, 1950 ; BROOKS et COREY, 1964 ; BORELI et VACHAUD, 1966) indiquent qu'une valeur $\alpha = 3.5$ donne une bonne concordance du modèle pour une grande variété de sols.

Le second groupe (dont un rappel synthétique est proposé par VAUCLIN et al., ?) est basé sur l'écriture de la loi de POISEUILLE à l'échelle des pores ; pour un cylindre "équivalent" de rayon R la vitesse V s'écrit alors

$$V = -\frac{\rho g}{8\mu} R^2 \frac{\partial H}{\partial z} \quad (16)$$

Si on intègre V sur le domaine Ω qui est le chemin empli d'eau, on obtient le flux q par unité de surface de sol

$$q = \frac{-\rho g}{8\mu} \frac{\partial H}{\partial z} \int_{\Omega} R^2 da \quad (17)$$

où da est la fraction du domaine Ω comprise entre z et $z+dz$ avec des chemins définis géométriquement.

L'expression (17) comparée à la loi de DARCY permet d'énoncer la dépendance de la conductivité par rapport à la géométrie de pores sous la forme

$$k \propto \int_{\Omega} R^2 da \quad (18)$$

où le symbole \propto indique une relation de proportionnalité.

PURCELL (1949) fait l'hypothèse la plus simple (par analogie avec un faisceau de tubes capillaires) selon laquelle $da = d\theta$ où $d\theta(r)$ est la contribution à la porosité des pores de rayon ρ avec $r < \rho < r+dr$. L'étape fondamentale suivante consiste à observer que tout chemin entre z et $z+dz$ (où dz est à l'échelle de DARCY) est fait de connections de pores (CHILDS et COLLIS-GEORGE, 1950). Pour modéliser ceci on imagine que le faisceau de capillaires après avoir été sectionné radialement est recollé avec un certain glissement qui induit une destruction du faisceau et des connections de pores ; le milieu est alors caractérisé par un rayon d'entrée r_i et un rayon de sortie r_o et on a

$$da = d\theta(r_i) d\theta(r_o) \quad (19)$$

Il est alors nécessaire de connaître la relation entre R et les rayons d'entrée et de sortie. Différents modèles ont été proposés : par exemple, CHILDS et COLLIS-GEORGE (1950) prennent pour R le plus petit des deux rayons r_i et r_o . Une autre solution proposée par MUALEM (1976) consiste à prendre $R = (r_i r_o)^{1/2}$ (ce qui revient à associer deux tailles de pores en série).

Partie A - Aspects bibliographiques

La courbe de rétention étant équivalente à la distribution de rayons de pores (si on suppose que la distribution de tailles de pores peut être obtenue expérimentalement par porosimétrie mercure par exemple : les pores sont remplis par rayons croissants pour une pression imposée croissante), les expressions de la conductivité peuvent être traduites dans tous les cas en fonction de cette courbe de rétention. A l'hypothèse de CHILDS et COLLIS GEORGE (1950) correspond l'équation dite aussi de COREY (1954) ou BURDINE (1950), établie initialement pour le domaine pétrolier sous la forme

$$k_r(\theta) = \Theta^2 \frac{\int_0^\Theta \frac{d\Theta}{\Psi^2}}{\int_0^1 \frac{d\Theta}{\Psi^2}} \quad (20)$$

On lui préfère parfois une forme modifiée discrétisée

$$k_r(\theta_l) = \Theta^\beta \frac{\sum_{i=1}^l \frac{2(l-i)+1}{\Psi_i^2}}{\sum_{i=1}^m \frac{2(m-i)+1}{\Psi_i^2}} \quad (21)$$

où m est le nombre total d'intervalles sur lequel la teneur en eau θ est divisée, et l est le nombre d'intervalles jusqu'à la valeur donnée θ_l de θ .

L'hypothèse de MUALEM (1976) conduit quant à elle à la relation suivante

$$k_r(\theta) = \Theta^p \left[\frac{\int_0^\Theta \frac{d\Theta}{\Psi}}{\int_0^1 \frac{d\Theta}{\Psi}} \right]^2 \quad (22)$$

où p (positif ou négatif a priori) traduit la corrélation entre pores et la tortuosité.

A partir de ces approches, diverses extensions ou applications à des formes analytiques particulières de $\psi(\theta)$ ont été proposées.

Tout d'abord, MUALEM (1976) propose une forme modifiée de (22) en introduisant la relation saturation fonction du potentiel proposée par BROOKS et COREY (1964)

$$\Theta = (\psi/\psi_{cr})^{-\lambda} \quad (23)$$

où ψ_{cr} est la pression d'entrée d'air (parfois aussi notée h_b)

On obtient alors

$$k_r(\Theta) = \Theta^{n+2+2/\lambda} \quad (24)$$

MUALEM montre ensuite que la valeur $n=0.5$ est celle entraînant en moyenne (sur 45 sols testés dans la littérature) le moins de déviation théorie/expérience ; la forme avec $p=0.5$ est proposée dans le but de donner une version unifiée pour les différents types de sols en réduisant le nombre de paramètres spécifiques.

C'est à partir de (22) appliquée avec $p=0.5$ et de la forme paramétrique suivante pour la courbe de rétention

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[\frac{1}{1 + \alpha |h|^n} \right]^m \quad (25)$$

que VAN GENUCHTEN (1980) construit le modèle sans doute le plus repris aujourd'hui dans la littérature ; l'intégration analytique exacte de (22) avec $h(\theta)$ décrit par (25) n'étant possible que pour des valeurs entières de $k=m-1+1/n$, l'auteur pose a priori $k=0$, ce qui conduit à

$$k_r(\Theta) = \Theta^{1/2} \left[1 - (1 - \Theta^{1/m})^m \right]^2 \quad (26)$$

expression pouvant être retranscrite en terme de pression à l'aide de la relation (25).

Mais il est également possible de résoudre numériquement (22) lorsque la forme analytique de la relation $h(\theta)$ ne permet pas l'intégration analytique ou lorsqu'on dispose de valeurs tabulées de $h(\theta)$ que l'on ne souhaite pas interpoler (SETIAWAN et NAKAMO, 1993).

Les fonctions simples venant d'être présentées ne décriraient cependant pas les propriétés hydrauliques de certains sols, en particulier ceux ayant une macroporosité importante. Une meilleure description de la réalité pourrait être donnée en décrivant les propriétés hydriques par des sommes de ces fonctions simples (ROSS et SMETTEM, 1993).

Enfin, d'autres "modèles" de conductivité hydraulique sont en fait des formes proposées pour restituer au mieux l'allure des courbes expérimentales.

On donne dans le tableau 1 les formes paramétriques des trois modèles les plus couramment utilisés (GARDNER, BROOKS et COREY, VAN GENUCHTEN).

Avec le développement des outils de calcul et la diminution des coûts en temps s'ensuivant, de plus en plus de simulations sont basées sur des modèles numériques ; cependant la sophistication croissante des modèles appelle de plus nombreuses données expérimentales et la détermination des paramètres du modèle est alors limitée par la précision des mesures (difficulté de calibration des modèles). Les méthodes de mesure que nous venons de présenter imposent toutes des conditions initiales et aux limites relativement restrictives qui sont celles devant permettre l'inversion analytique ou semi-analytique des équations de transport ; cette exigence peut s'avérer problématique dans le cadre d'expériences de terrain pour lesquelles le contrôle précis des conditions limites à grande échelle est coûteux et/ou difficile. Enfin, ces méthodes directes ne fournissent pas d'information concernant l'erreur sur les paramètres calculés. Une troisième voie d'accès à la conductivité hydraulique est alors fournie par l'optimisation et les méthodes inverses.

GARDNER	$h(\theta) = a_h e^{-b_h \theta}$	$k(h) = \frac{a_k}{b_k + h ^m}$
BROOKS et COREY	$h \leq h_b :$ $\theta(h) = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left(\frac{h_b}{h} \right)^\lambda$ $h \geq h_b :$ $\theta(h) = \theta_s$	$k(\theta) = k_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{3+2/\lambda}$
VAN GENUCHTEN	$\theta(h) = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left[\frac{1}{1 + \alpha h ^n} \right]^m$	$k(\theta) = k_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^p$ $\times \left\{ 1 - \left[1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/m} \right]^m \right\}^2$

TABLEAU 1- Modèles classiques de courbes de rétention et de conductivité hydraulique ; θ_r représente la teneur en eau résiduelle, c'est-à-dire celle pour laquelle le potentiel de pression tend vers $-\infty$, et θ_s la teneur en eau à saturation ; h_b , la pression d'entrée d'air, soit la plus petite pression capillaire assurant une phase gazeuse continue ; λ est un paramètre reflétant la courbe porosimétrique du sol, p traduit la tortuosité, tandis que $a_h, b_h, a_k, b_k, \alpha, m$ et n sont des paramètres empiriques dépendant du sol considéré.

3.2.3.3- ESTIMATIONS

L'utilisation de ces méthodes varie dans la littérature selon la procédure expérimentale et la résolution servant de base à l'inversion : infiltration unidirectionnelle décrite par l'équation de RICHARDS et résolution numérique (WARRICK, 1993), drainage décrit par l'équation de RICHARDS et estimation par la méthode d'expansion de TAYLOR ou par la méthode de MARQUARDT (RASIAH *et al.*, 1992), méthode du flux en réponse à un palier de pression résolue par une méthode d'éléments finis type GALERKIN et optimisation par une procédure de moindre carrés non-linéaire de NEWTON-RAPHSON (VALIANTZAS, 1991), expériences d'évaporation décrite par l'équation de RICHARDS résolue par éléments finis - méthode de GALERKIN - (TAMARI *et al.*, 1993), ...

Mais dans tous les cas il s'agit de minimiser l'écart entre calcul et expérience (définition d'une fonction objectif) selon un algorithme d'identification donné. La plupart du temps (VALIANTZAS et SASSALOU, 1991 ; TAMARI *et al.*, 1993 ; KATUL *et al.*, 1993 ; RASIAH *et al.*, 1992 ; YATES *et al.*, 1992 ; WARRICK, 1993 ; TSENG et SURY, 1993 ; KOOL et PARKER, 1988) l'identification porte sur les paramètres définissant la forme de la conductivité (les relations constitutives sont posées sous forme paramétrique sur la base d'une

connaissance a priori et les coefficients sont déterminés par un algorithme d'optimisation qui minimise la fonction objectif). Il est aussi possible de faire de l'identification de fonctions (CANNON et DUCHATEAU, 1993 ; CANNON *et al.*, 1991) mais les articles publiés à ce sujet restent très théoriques.

Un avantage majeur de ces méthodes (KOOL *et al.*, 1987) est que les conditions expérimentales (condition initiale et conditions aux limites) sont choisies sur la base de la faisabilité pratique et de la rapidité de l'expérience plutôt que sur la nécessité de simplifier les mathématiques du processus d'inversion direct (en imposant les expressions semi-analytiques des propriétés hydrauliques recherchées) ; de plus des informations sur l'erreur, sur les paramètres identifiés et sur la précision du modèle sont cette fois accessibles.

La limite de ces méthodes vient de la nécessité de poser a priori un modèle de propriétés hydrauliques (hormis dans le cas d'estimation de fonctions pour lequel nous n'avons pas trouvé d'applications pratiques) ; si l'on dispose de plusieurs modèles, il faut donc définir des critères de choix. De plus ces problèmes peuvent être "mal-posés", c'est-à-dire être sans solution, ou bien à solution non unique ou encore à solution instable.

Enfin, le choix des paramètres à identifier est fondamental : WARRICK (1993) souligne que le nombre de paramètres "estimables" est à mettre en rapport avec le nombre de données et leur bruit ; ainsi dans son cadre d'étude, l'auteur montre que pour des temps courts et/ou des données bruitées, seul un paramètre peut être estimé, en l'occurrence le ratio de la conductivité à saturation et de l'inverse d'une longueur caractéristique. Dans le même ordre d'idées, des simulations numériques mettent en évidence qu'une source importante d'erreur pour l'estimation (une fois écartés les bruits expérimentaux liés à la métrologie) est l'insuffisance numérique de données expérimentales (TSENG et JURY, 1993).

Le choix du modèle paramétrique peut également être discuté (RUSSO, 1988) : selon les sols considérés, les modèles de VAN GENUCHTEN, BROOKS et COREY ou le modèle exponentiel dit de GARDNER sont plus ou moins performants ; le modèle de VAN GENUCHTEN semble le plus approprié pour un sol limono-sableux théorique (ses performances sont en outre améliorées si l'exposant p de (13) est laissé libre et identifié lors de l'estimation).

Soulignons toutefois qu'il s'agit là plutôt d'une discussion sur l'adéquation de tel ou tel modèle au sol considéré indépendamment du problème d'optimisation et que du point de vue de l'estimation pure, la discussion devrait surtout porter sur le nombre de paramètres à identifier et sur leur sensibilité.

C'est d'ailleurs davantage sous cet angle qu'est abordé le problème d'estimation dans des travaux postérieurs (RUSSO *et al.*, 1991) ; la conclusion la plus importante de cette étude est que, lorsque des mesures d'infiltration (à l'échelle du terrain) sont utilisées comme entrées d'une procédure d'inversion, l'injection dans l'estimation d'une seule information supplémentaire sur un paramètre mesurable (ici la conductivité à saturation) augmente la probabilité d'unicité et de stabilité de la solution de l'inversion, à condition toutefois que le

modèle hydraulique soit suffisamment simple. Il paraît cependant impossible selon les auteurs, hormis pour quelques cas particuliers, de déterminer a priori si le problème inverse est bien posé ou non, ce point devant être examiné a posteriori après plusieurs résolutions comparées pour plusieurs conditions initiales différentes et après analyse des erreurs correspondantes.

3.2.4- DIFFUSIVITE HYDRIQUE

Les travaux à ce sujet sont en nombre beaucoup plus restreint, vraisemblablement parce que la détermination de la diffusivité impose de réaliser des mesures en régime transitoire (cf la discussion sur les expérimentations en régime permanent pour la détermination de la conductivité). De plus, la notion même de diffusivité hydrique introduite surtout par analogie avec les phénomènes thermiques reste pauvrement définie d'un point de vue physique. Enfin, la diffusivité apparaît comme une fonction de la teneur en eau qui, contrairement au potentiel, n'est pas une grandeur motrice continue.

Une première méthode utilise la transformation de BOLTZMANN qui nécessite dans le sens direct le calcul de dérivées et d'aires sous courbe expérimentale ; la méthode est citée par LAROUSSE *et al.* (1975) à propos de billes de verre, ou largement développée par BELLINI (1992) pour un béton cellulaire et ANGULO (1989) pour une argile gonflante. D'autres méthodes partent de mesures de flux cumulé (méthode de double intégration faisant intervenir la fonction sorptivité citée par ZAYANI *et al.*, 1992).

La diffusivité hydraulique peut aussi être calculée directement selon la relation

$$D(\theta) = \frac{\int_{x'}^{x'} \frac{\partial \theta}{\partial t} dx}{\left. \frac{\partial \theta}{\partial x} \right|_{x'}} \quad (27)$$

Il est évident que cette procédure, nécessitant à la fois le calcul de dérivées et d'intégrales à partir de valeurs tabulées, pour être acceptable suppose l'accès à un très grand nombre de mesures expérimentales ; l'utilisation d'une technique de radiographie par scanner neutronique semble satisfaire ces exigences (PEL *et al.*, 1993) mais le dispositif expérimental reste exceptionnel.

Finalement, très souvent, la diffusivité hydraulique est déterminée indirectement à partir des relations $k(\theta)$ et $c(\theta)$.

Conclusion

Les mécanismes physiques de base ont été réintroduits ; l'approche thermodynamique a permis de retrouver sous forme unifiée les grandeurs motrices des écoulements. Les équations décrivant ces écoulements ont ensuite été rappelées ; elles ont fait apparaître les paramètres hydrauliques caractéristiques du sol : capacité capillaire, conductivité hydraulique et diffusivité hydraulique, dont le sens physique a été discuté ainsi que les méthodes les plus courantes pour les déterminer citées dans la littérature. La divergence des résultats obtenus selon les techniques employées met clairement en évidence à notre sens :

- (1) les difficultés opératoires inhérentes à la complexité de l'objet étudié ;
- (2) l'importance des conditions limites (hydriques ou mécaniques) et de la taille du volume de sol (phénomènes d'échelle) ;
- (3) la difficulté d'analyse des phénomènes observés.

La recherche permanente de nouvelles techniques et le recours récent aux méthodes inverses, prouvent l'actualité du problème et l'intérêt d'une réflexion sur les trois points que nous venons d'évoquer.

CHAPITRE II

DYNAMIQUE DE L'EAU DANS LA PLANTE ET INTERFACE SOL-RACINE

Introduction

Il est impossible de chercher à modéliser un système sans un certain nombre de connaissances minimales préalables ; ce sont ces connaissances qui justifient les hypothèses de la modélisation tout en donnant conscience de ses limites. Il est également impossible de rendre compte de la complexité d'organisation, de croissance et de fonctionnement des végétaux en quelques pages uniquement. Ce chapitre est conçu en relation avec les objectifs généraux de ce travail (à savoir une analyse physique des transferts hydriques) ; il rappelle un certain nombre de points fondamentaux, constitue une introduction à ce système complexe mais occulte encore un grand nombre de phénomènes.

Le chapitre débute par un bref aperçu du fonctionnement des végétaux supérieurs sous l'angle de leur métabolisme - fonctions vitales générales - (§1) puis, de leur morphologie - caractéristiques spécifiques des divers organes du point de vue de leur conformation - et de leur physiologie - caractéristiques spécifiques des divers organes du point de vue de leurs fonctions - (§2), avant d'examiner les forces motrices dans les phénomènes de transfert hydrique (§3). On rappelle ensuite le rôle important joué par le formalisme résistif dans l'analyse des phénomènes de transport hydrique (§4) ; la littérature compte un grand nombre de travaux à ce sujet mais s'il est un point sur lequel tous les auteurs semblent s'accorder c'est bien sur l'absence de consensus concernant l'importance respective des différentes zones résistives du système sol-arbre à prendre en compte. La plupart des études sont réalisées sur la base d'expérimentations ou de raisonnements semi-empiriques (ajustement par des "modèles" - souvent sans base physique - de résultats de mesures). Au niveau du sol et de l'interface sol-racine, la modélisation due à GARDNER (1960) a été abondamment reprise pour exploiter des résultats expérimentaux ; elle a aussi servi de base à de nombreuses autres modélisations ; pour toutes ces raisons, nous la rappellerons et l'utiliserons comme outil de comparaison pour notre propre modèle. Nous ne prétendons pas ici à une bibliographie exhaustive de ce qui a été fait concernant l'interface sol-racine du point de vue des transferts hydriques mais nous souhaitons plutôt, à travers quelques exemples, montrer la forte divergence des opinions et des interprétations (sans qu'il y ait toujours nécessairement divergence des résultats). Ces différentes analyses sont consécutives à la difficulté d'expérimenter en conditions contrôlées et comparables, mais aussi à un manque d'unification des notions et des termes employés.

On peut séparer les travaux sur ce sujet en deux grands groupes selon qu'il s'agit purement de l'évaluation des différentes zones résistives ou de modèles ou expérimentations d'extractions racinaires inscrits dans une étude de fonctionnement global du système Sol-Plante-Atmosphère (SPA) ; ces derniers modèles font l'objet de la dernière section de ce chapitre (§5).

1- METABOLISME

La régulation thermique des végétaux par la transpiration, pour dissiper l'énergie reçue par rayonnement, est l'origine à 90% des prélèvements d'eau dans le sol (la transpiration assure également de ce fait la nutrition minérale).

La photosynthèse est un processus de conversion d'énergie radiative en énergie chimique, transportable et réutilisable ; cette conversion est réalisée par la transformation (double processus de réduction et d'oxydation) d'oxydes de carbone et d'hydrogène (à faibles potentiels chimiques) en hydrates de carbone (à énergie potentielle chimique élevée).

Ces hydrates de carbone sont ensuite distribués dans l'organisme pour être soit polymérisés en macro-molécules (élaboration des parois cellulaires), soit mis en réserve (sucres et graisses), soit encore utilisés comme source d'énergie pour la synthèse d'autres substances organiques (protéines, enzymes). Cette récupération de l'énergie chimique des hydrates de carbone s'effectue par un processus de dégradation oxydative, la respiration (se déroulant chez tous les organismes vivants).

L'absorption des substances nécessaires à la photosynthèse et à la respiration (hydrogène, dioxyde de carbone et oxygène) s'effectue, de même que les pertes en eau par transpiration, au niveau de la partie aérienne, par des ouvertures appelées stomates (figure 1). Comme la capacité d'échange de cette voie peut être réduite (par fermeture des stomates) lorsque les conditions hydriques deviennent défavorables, la disponibilité en eau du sol constitue un facteur limitant indirect de la photosynthèse et de la respiration.

2- MORPHOLOGIE ET PHYSIOLOGIE

Malgré des différences morphologiques des tissus selon les espèces, on retrouve une communauté d'organisation et de structure qui doit permettre de répondre à leurs spécificités fonctionnelles. Des trois organes fondamentaux racines, tige ou tronc, et feuilles, deux (racines et feuilles) sont des organes d'assimilation (carbonée pour les feuilles) ou d'absorption (hydrique pour les racines) dévolus aux échanges avec le sol et l'atmosphère tandis que le troisième (tige ou tronc) est destiné à fournir la charpente permettant l'extension du système d'échanges. Les produits d'assimilation des feuilles et d'absorption des racines, indispensables les uns aux autres, sont véhiculés dans un double système vasculaire parcourant tout l'organisme.

Les aspects morphologiques et physiologiques ne sont décrits ici que dans leurs relations aux transferts hydriques ; avant d'aborder cette description, organe par organe, la structure cellulaire végétale dans son acceptation la plus générale est rappelée brièvement ainsi que les trajets possibles de l'eau dans le système complet.

2.1- GENERALITES : CELLULE VEGETALE ET SYSTEMES D'ECHANGES

Bien que la taille, la forme et les diverses propriétés des cellules végétales puissent varier grandement selon leurs fonctions spécifiques, leur stade de développement et selon le tissu et l'espèce dont elles proviennent, leur anatomie se caractérise par une structure interne générale relativement constante, dont le modèle type est la cellule parenchymateuse, parvenue à maturité (figure 2). Cette structure comprend une paroi relativement dure et peu flexible qui limite la cellule vers l'extérieur et lui confère une certaine rigidité. La paroi cellulaire est séparée du contenu intracellulaire par une membrane semi-perméable, dite membrane cytoplasmique ou plasmalemm. A l'intérieur de cette membrane se trouve le cytoplasme, qui comprend un certain nombre d'organes divers et le noyau cellulaire ; il entoure une vaste vacuole centrale, dont il est séparé par une autre membrane vacuolaire ou tonoplaste. Dans les zones de contact entre cellules adjacentes, leurs cytoplasmes sont liés par des ponts cytoplasmiques ou plasmodesmes facilitant les échanges entre cytoplasmes de divers cellules.

Entrée par les poils absorbants de la racine, l'eau transite (nous verrons sous l'effet de quelles forces dans le paragraphe 3) vers les vaisseaux en passant par le cortex et la stèle (cylindre central). On distingue, de manière générale, trois types de trajets possibles :

- par l'apoplasme qui est l'ensemble des parois (très perméables à l'eau) et qui constitue un espace libre où les ions pénètrent par simple diffusion (l'apoplasme constitue la voie principale dans le cortex racinaire où il offre très peu de résistance à l'eau),
- par le symplasme qui est l'ensemble des cytoplasmes mis en continuité grâce aux plasmodesmes,
- de vacuole à vacuole au travers des parois et des couches cytoplasmiques.

Les trois voies sont en constante communication. Deux représentations de ces trajets sont proposées figures 3a et 3b.

2.2- RACINE

La structure racinaire est caractérisée par une compartimentation tissulaire (au niveau de l'organe), et une compartimentation cellulaire (symplasme-apoplasme). Cette dernière joue un rôle essentiel dans tout transport ; en effet, les lois régissant les flux sont différentes d'un compartiment à l'autre.

La voie symplasmique constitue une voie unique de circulation des ions du milieu extérieur jusqu'aux vaisseaux du xylème ; dans la voie apoplasmique, l'endoderme détermine l'existence de deux compartiments (cortical et stellaire). Au niveau de l'endoderme, le transport des ions doit obligatoirement passer par le cytoplasme.

Ces structures sont décrites plus précisément par les figures 4a et 4b ; partant de l'extérieur de la racine, on remarque : l'épiderme, constitué d'une couche unique de cellules, le cortex,

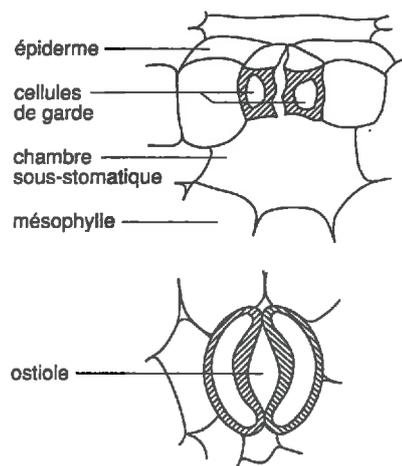


FIGURE 1- Structure cellulaire au niveau des stomates.

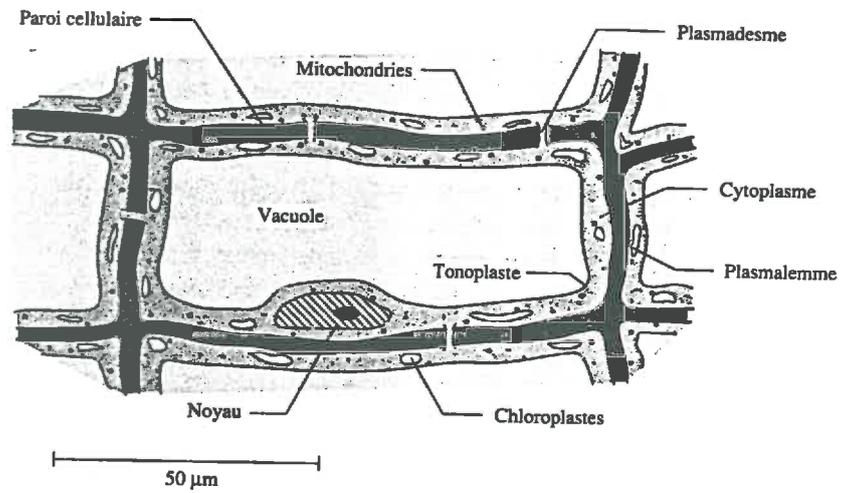


FIGURE 2- Structure schématisée d'une cellule parenchymateuse de la feuille.

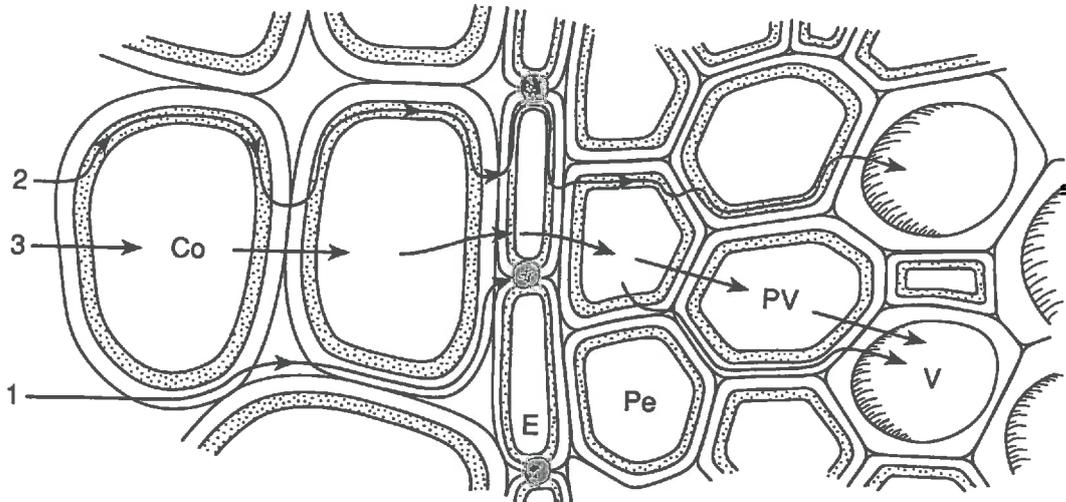


FIGURE 3a- Trajets possibles de l'eau ; 1) voie apoplasique ; 2) voie symplasmique ; 3) de vacuole à vacuole. La voie apoplasique est interrompue à l'endoderme par le cadre subérisé mais elle peut se reconstituer au-delà. *Co* désigne une cellule du cortex, *E* l'endoderme, *Pe* le péricycle, *PV* le parenchyme vasculaire et *V* un vaisseau.

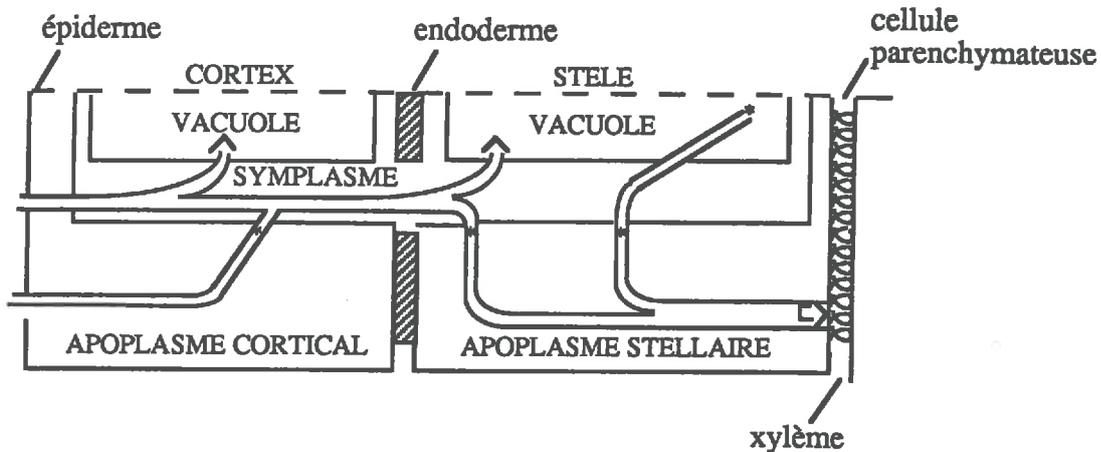


FIGURE 3b- Représentation schématisée des trajets possibles pour l'eau ; les * indiquent la possibilité ou l'existence d'un transport actif.

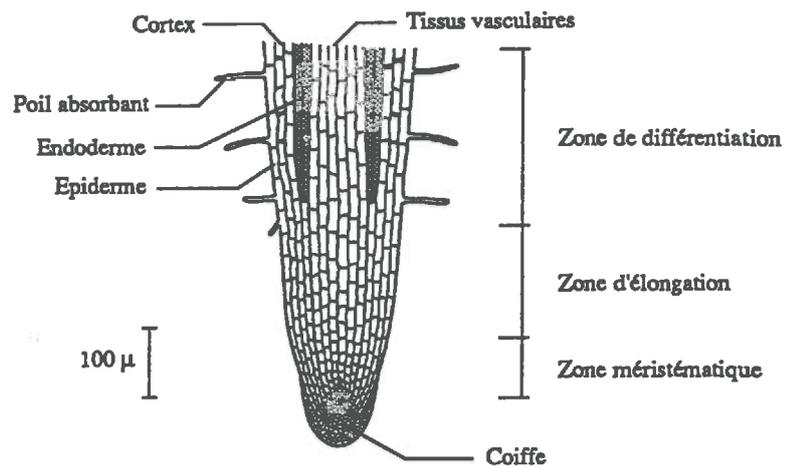


FIGURE 4a- Structure cellulaire de la racine.

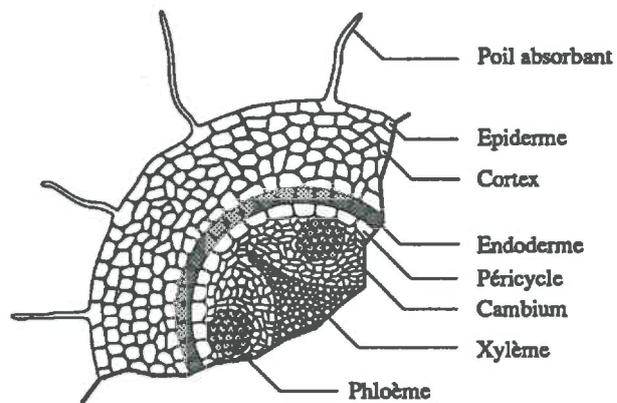


FIGURE 4b- Coupe transversale de la racine dans la zone de différenciation.

constitué de plusieurs cellules larges non jointives, l'assise endodermique et la stèle ou cylindre central. L'assise endodermique sépare le cortex de la stèle ; les cellules sont caractérisées par un épaississement des parois pectocellulosiques selon un cadre qui bloque la circulation des ions. Cette assise est très importante par le rôle qu'elle exerce dans le contrôle cellulaire des flux d'ions (membrane sélective). Cette barrière de diffusion est discontinue notamment au niveau des petites racines secondaires. La stèle est elle-même constituée du péricycle jouxtant l'épiderme, de petites cellules jointives qui existent toujours à proximité des vaisseaux conducteurs (leur rôle est de prévenir l'entrée d'air dans le xylème), des vaisseaux libéro-ligneux (phloème et xylème), et des cellules parenchymateuses entourant ces vaisseaux et jouant un rôle très important dans le passage des ions de la stèle vers le xylème.

Suite à l'absorption racinaire, l'eau parvenue dans les terminaisons vasculaires des racines est transportée vers la partie aérienne de la plante par circulation dans le xylème (le flux descendant circule lui dans le phloème). On donne figure 5 un schéma de la structure cellulaire des tissus vasculaires.

La connaissance des phénomènes de transport de l'eau et des ions est encore assez parcellaire vu la complexité du problème ; en effet, il faut tenir compte de la complexité du milieu externe (mélange d'ions) avec des couplages d'ions mais aussi des interactions non électriques, de la spécificité du transport et de la diffusion de chaque ion, de l'existence de plusieurs voies de transfert et de l'hétérogénéité de ces transferts vis-à-vis des forces motrices les gouvernant, de l'intervention de phénomènes physico-chimiques complexes liés au métabolisme (transport actif), des difficultés d'expérimentation, etc... Du point de vue strictement mécanique, nous retiendrons les hypothèses suivantes : la racine est assimilée à un cylindre comprenant une série de cellules plus ou moins perméables représentant donc des zones plus ou moins résistives pour le transfert de la solution du sol jusqu'au xylème ; ce transfert pourra, de plus, être supposé purement radial. D'autre part, dans ce modèle, rien n'impose, du strict point de vue de la physiologie, le sens des flux transférés.

2.3- TIGE OU TRONC

L'eau s'élève ensuite dans les tiges par la lumière des vaisseaux ou des trachéides. A ce niveau, il existe en fait deux appareils conducteurs constitués de milliers de canalicules. L'un, le phloème, est constitué de cellules vivantes. Il distribue dans toute la plante, à partir des feuilles, une solution très concentrée, riche en sucres, la sève élaborée. L'autre, le bois ou xylème, constitué de cellules mortes, assure le transport vers les feuilles de la solution très diluée en provenance des racines, la sève brute. Chez les ligneux, on trouve un ordonnancement concentrique absent chez les autres espèces. Au sein même des ligneux, les éléments conducteurs de l'eau diffèrent selon qu'il s'agit de feuillus (vaisseaux) ou de résineux (trachéides). Ces deux types de cellules conductrices possèdent des parois épaisses et lignifiées, contribuant au soutien mécanique ; elles possèdent une forme cylindrique allongée et sont

dépourvues de contenu interne. Aux extrémités des trachéides (dont le diamètre est compris entre 10 et 20 μm), les parois transversales sont percées de nombreux orifices permettant la circulation de la sève vers les trachéides adjacentes. Les vaisseaux (dont le diamètre est compris entre 10 et 300 μm) sont des trachéides dont la différenciation s'est poursuivie. Les parois transversales situées aux extrémités ont disparu ou sont réduites à de simples rebords. Placés bout à bout, les vaisseaux forment ainsi une structure tubulaire pouvant s'étendre sur plusieurs mètres. Leurs parois latérales sont munies de petites perforations permettant les échanges entre les différents vaisseaux formant la structure du xylème.

2.4- FEUILLE

L'eau absorbée par les racines est donc conduite aux feuilles d'où, mise à part une fraction minime qui est fixée dans le végétal (croissance), ou qui entre dans la composition de la sève élaborée, elle s'évapore dans l'atmosphère. Cette transpiration se fait pour une faible part (inférieure à 10%) au niveau de la cuticule qui recouvre les feuilles (figure 6). Mais surtout, elle s'effectue par des petits dispositifs à la surface des feuilles ou de certaines tiges, les stomates. Ces stomates sont formés de deux cellules épidermiques particulières, en forme de haricots accolés, avec une ouverture entre elles, l'ostiole ; sous l'ostiole, une grande lacune forme la chambre sous-stomatique (figure 1). Les deux cellules stomatiques ont des parois épaissies, surtout sur les faces qui limitent l'ostiole. Une augmentation de la teneur en eau de ces cellules distend davantage les autres faces, plus élastiques ; les deux cellules ont alors tendance à s'incurver, agrandissant l'ostiole.

3- FORCES MOTRICES

L'état énergétique de l'eau cellulaire (de même que l'eau du sol) est décrit par son potentiel total (équation I-3), comprenant un terme de pression hydrostatique, un terme de pression matricielle, et un terme osmotique, le terme gravitaire pouvant être négligé à l'échelle cellulaire. L'importance respective de ces diverses composantes varie évidemment d'une partie de la cellule à l'autre.

La part matricielle du potentiel traduisant les interactions entre les molécules d'eau aux interfaces avec les phases solides et gazeuses, est négligeable au sein des vacuoles de plantes matures ; en revanche, l'état énergétique de l'eau de la paroi cellulaire est essentiellement conditionné par le terme matriciel, auquel les forces de tension superficielles induites par la structure en microfibrilles de la paroi et les forces d'adsorption des molécules de cellulose confèrent une grande importance. Ceci est d'autant plus vrai que la surface externe des cellules débouche sur des espaces intercellulaires formant une structure continue en communication avec l'air extérieur ce qui induit un potentiel de pression nul ; d'autre part, dans un organisme

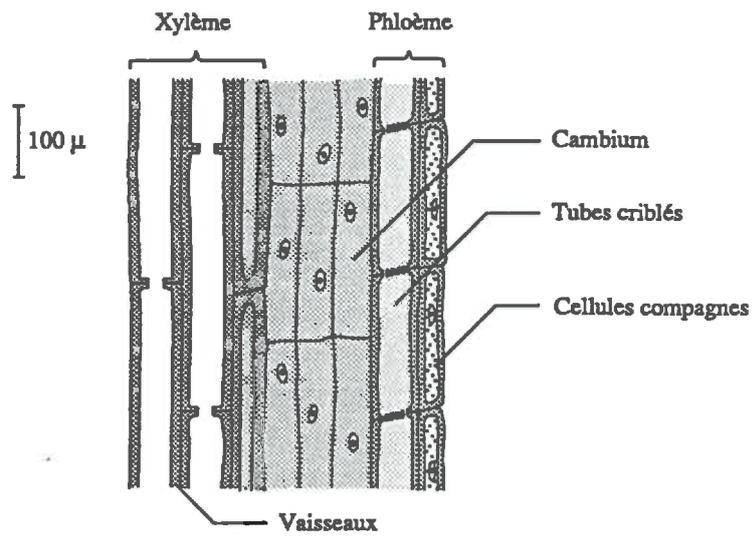


FIGURE 5- Structure cellulaire des tissus vasculaires.

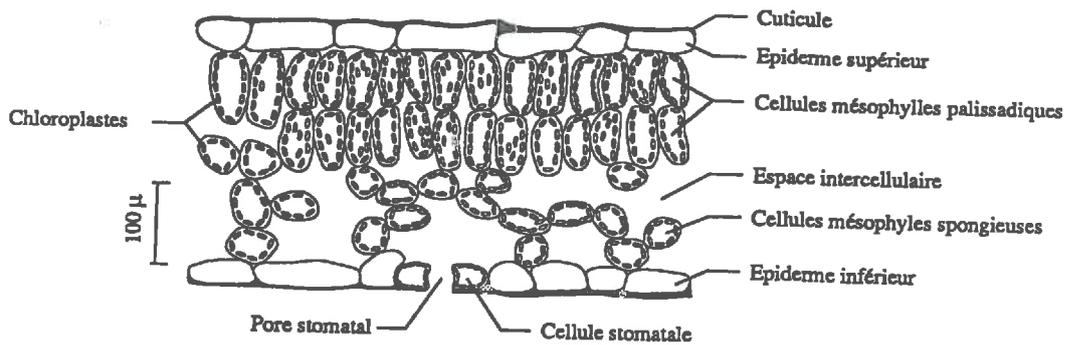


FIGURE 6- Structure cellulaire d'une feuille.

suffisamment hydraté, la concentration en solutés de l'eau de la paroi cellulaire est inférieure à celle des fluides intracellulaires, si bien que la composante osmotique de son potentiel total est comparativement plus faible. Cela dit, la part de l'eau contenue dans les parois étant faible, le potentiel matriciel n'est pas pris en compte dans les transferts globaux.

En l'absence de membranes, l'eau se déplace sous l'action de gradients de pression hydrostatique, de telle sorte que la force motrice à considérer est alors ce que l'on appelle le potentiel de turgescence ; les mouvements de cellules à cellules à travers des membranes se font, eux, par l'intermédiaire de forces osmotiques le long de gradients de potentiel global, somme de deux composantes : le potentiel de turgescence et le potentiel osmotique qui varie peu en l'absence de stress hydrique trop prononcé (il s'agit alors d'une variation passive par concentration-dilution et non d'un ajustement). Notons que les composantes du potentiel global voient leur part varier fortement d'un site à l'autre.

Le potentiel de turgescence apparaît comme le plus pertinent des paramètres mais il est difficile à évaluer (les mesures directes de pression intravacuolaire ne sont guère possibles que sur des matériaux végétaux bien particuliers, comme les cellules géantes d'algues dans lesquelles on peut placer des micro-capteurs) ; cela dit, au niveau du xylème, si le potentiel du soluté est petit, on fait souvent l'hypothèse que le potentiel de turgescence et le potentiel global sont confondus.

4- LE FORMALISME RESISTIF ET L'EVALUATION DES DIFFERENTES ZONES RESISTIVES DANS LA LITTERATURE

4.1- LES BASES DU FORMALISME RESISTIF ET LE MODELE DE GARDNER

VAN DEN HONERT (1948) propose par analogie avec la loi d'Ohm un formalisme résistif pour décrire les transferts hydriques dans le continuum Sol-Plante-Atmosphère ; le flux transpiré est proportionnel à la différence de potentiel entre deux points de la voie de transport (du sol à la racine, ou de la racine aux sites d'évaporation) et inversement proportionnel à la résistance développée entre ces deux points (il s'agira donc de la résistance du sol ou de la plante selon les potentiels considérés).

GARDNER (1960) écrit, selon un modèle diffusif, le flux transféré radialement vers une racine cylindrique de rayon a , semi-infinie ; chaque racine développe une différence de potentiel $\Delta\psi$ entre son rayon extérieur et les points du sol situés dans son volume d'influence. Ces calculs seront décrits de manière formelle lorsque nous présenterons notre modèle, mais cette première discussion se veut plus qualitative et descriptive des phénomènes.

D'après GARDNER (1960) le gradient de succion $\Delta\tau$ est peu sensible aux variations de diffusivité hydrique D (une variation sur D de 10^3 cause seulement une variation d'un facteur 10 environ sur $\Delta\tau$ et l'auteur suppose d'autre part qu'au voisinage de la racine les variations de

teneur en eau θ restent faibles limitant ainsi les amplitudes possibles de D). La succion au niveau de la racine est une fonction de la succion moyenne du sol alentour ; pour une succion du sol autour de 10-15 bars, $\Delta\tau$ devient important (via la diminution de conductivité hydraulique k). A cette époque, GARDNER conclut donc de façon générale que le gradient de teneur en eau et de succion dans le voisinage de la racine restent petits jusqu'au point de flétrissement permanent.

En 1962, GARDNER et EHLIG comparent deux résistances (qu'ils appellent d'ailleurs alors impédances sans que les grandeurs qu'ils définissent ainsi ne prennent pour autant en compte les aspects capacitifs -potentialité de stockage de l'eau- des systèmes) : la résistance interne de la plante et la résistance du sol enraciné au sens où GARDNER l'avait définie en 1960. La seconde apparaît comme facteur pouvant limiter les transferts dans des sols secs et, de toutes façons, même en sol humide, la résistance de sol reste prépondérante devant la résistance interne de la plante. A l'époque, les auteurs soulignent déjà en conclusion qu'une amélioration importante serait de pouvoir prendre en compte les fluctuations journalières de transpiration. En 1963, GARDNER et EHLIG soulignent le fait que la limite inférieure de disponibilité en eau pour la transpiration est en fait inférieure aux -15 bars couramment acceptés comme point de flétrissement permanent ; leurs mesures de succion foliaire suggèrent plutôt des valeurs autour de -30 à -50 bars. Ceci induit peu de différence pour des sols à gros grains mais fait une réelle différence dans le cas d'argiles. Enfin, le même auteur [GARDNER, 1964] propose finalement une discrétisation en temps et en espace (couches de sol), essentiellement pour pouvoir prendre en compte une distribution racinaire non uniforme ; ses conclusions sont cette fois plus nuancées quant à la comparaison des résistances de sol et de racines qui sembleraient dépendre du diamètre des racines conductrices.

4.2- DES COMPARAISONS CONTROVERSEES ENTRE LES DIFFERENTES ZONES RESISTIVES

Certaines approches pour évaluer la résistance sol-racine sont purement empiriques ; elles nécessitent dans ce cas des mesures très délicates pouvant rendre la procédure hasardeuse ; ainsi, que mesurent réellement FAIZ et WEATHERLY (1978) lorsqu'ils obtiennent des mesures de potentiel racinaire utilisables dans le cadre du formalisme de GARDNER à partir de coupes de racines ? Ils concluent de leurs expérimentations que l'interface sol-racine induit une très forte chute de potentiel, que la zone effectivement absorbante des racines varie avec la demande transpiratoire et ils suggèrent l'existence d'une forte rétraction racinaire en régime de stress hydrique (l'espace apparaissant dans ce cas entre le sol et la racine, en atténuant l'aire de l'interface, joue un rôle de barrière). Nous ne remettons nullement en cause tous ces phénomènes mais la "preuve" qui en est faite ici.

La résistance membranaire de l'épiderme racinaire au xylème racinaire fait également l'objet d'études et de tentatives d'évaluations chiffrées. Des résistances significatives au transport latéral dans les tissus sont trouvées par TAYLOR et KLEPPER (1974) sur des plants de coton ; leur approche semi-empirique se base sur un modèle de type Gardner où le flux transféré vers les racines s'écrit en fonction du rayon du cylindre de sol dans lequel la racine pompe et du rayon de la racine, de k_s , la conductivité hydraulique du sol, des potentiels du sol et de la surface de la racine. Comme le potentiel à la surface de la racine est difficilement mesurable, ce potentiel est remplacé par le potentiel du xylème racinaire, ce qui induit le passage, dans l'écriture du flux, du rayon racinaire au rayon de la stèle et de la conductivité du sol à une conductivité équivalente pour l'ensemble du trajet sol-racine. Ils arrivent alors à la conclusion que les plus fortes zones de résistances sont dans la racine elle-même ou au niveau des zones de contact sol-racine mais pas dans le sol. Ils soulignent toutefois qu'il est difficile de trancher et ce pour plusieurs raisons : ils ont comparé deux types de populations totalement différentes - racines du sol et racines de plants en solution de culture-, les racines du sol constituant un groupe hétérogène en taille et en âge avec, de plus, certaines parties subérisées ; la conductivité hydraulique équivalente du système sol-plante a été calculée avec beaucoup d'hypothèses, les relations conductivité de sol en fonction de la teneur en eau ont dû être prises dans la littérature et des erreurs de mesures sont à craindre sur les densités racinaires et les flux transférés vers les racines.

Cette étude les amène aussi à conclure que la résistance longitudinale dans la racine est négligeable devant la résistance radiale.

Contrairement aux auteurs précédents, HERKELRATH *et al.* (1977a) mettent en évidence de façon expérimentale une faible résistance entre les racines et les feuilles comparée à celle entre le sol et le xylème racinaire ; le taux d'extraction racinaire semble même être extrêmement dépendant de la teneur en eau du sol dès que le potentiel du sol ψ_s est inférieur à -0.1 bar, ce qui semble en contradiction avec les premières observations de GARDNER (1960). Dans la seconde partie de cet article [W.N. HERKELRATH, E.E. MILLER, W.R. GARDNER, 1977b], les auteurs montrent que ce changement de taux de prélèvement racinaire ne peut s'expliquer par des variations de conductivité hydraulique du sol ou de potentiel du sol, mais résulte probablement de zones de mauvais contact entre le sol et les racines. Ils soulignent alors la nécessité d'un autre modèle prenant en compte les effets de contact sol-racine ; en effet, pour représenter correctement leurs résultats d'expériences (à enracinements compartimentés) par l'analyse standard de GARDNER, une solution consiste à imposer dans la simulation une densité racinaire cent fois inférieure à celle mesurée. La rétraction racinaire est-elle, pour autant, la seule explication envisageable ?

Déjà, dans deux articles, NEWMAN (1969a, 1969b) évoque la difficulté à conclure sur ces problèmes de prélèvement au niveau du système racinaire. Par exemple, selon l'auteur, il n'y a

pas dans la littérature de preuve réelle d'un pompage différencié selon les parties du système racinaire. Or la question est fondamentale dans le cadre d'une comparaison des différentes zones résistives puisque la densité racinaire (dans sa fraction effectivement responsable du prélèvement) intervient directement dans l'évaluation de la résistance de rhizosphère. Il cite ainsi les travaux de KRAMER et BULLOCK [KRAMER et BULLOCK, 1966 in NEWMAN, 1969] sur du pin qui mettent en évidence des flux transférés similaires pour des racines subérifiées ou non, les conditions de succion étant par ailleurs maintenues égales. Rappelons toutefois que TAYLOR et KLEPPER (1974) mettent en avant la même notion de subérification pour expliquer certaines différences de comportement entre la situation de terrain et les cultures sur solutions. Pour NEWMAN ce sont les variations de teneur en eau avec la profondeur qui favorisent dans un premier temps une alimentation hydrique de surface et non le caractère des racines.

Sa comparaison entre la résistance du sol et celle de la plante pour différentes valeurs de densités racinaires et de flux transférés a le mérite d'être abondamment chiffrée mais le but de la démonstration est clair : prouver que la résistance pararhizale est pratiquement toujours largement supérieure à la résistance de rhizosphère et les données utilisées ne couvrent pas tous les cas de figure possibles (en particulier, des conditions forestières contredisent certaines de ces conclusions) ; d'autre part, ces chiffres (mais aussi tous les résultats précédemment évoqués) sont interprétés selon un formalisme purement résistif qui occulte tous les phénomènes de type capacitif pouvant fournir d'autres analyses et d'autres interprétations. La thèse de NEWMAN (1969a) s'appuie sur les arguments suivants :

- les distances à parcourir dans la zone pararhizale sont beaucoup plus grandes que dans la zone rhizosphérique (il considère ici essentiellement le cas où les transferts se font depuis une nappe phréatique à travers un sol nu vers la zone enracinée proche de la surface).
- la résistance pararhizale est indépendante de la densité racinaire ; or, plus celle-ci est grande et plus la résistance rhizosphérique est faible ; le facteur adaptatif est ici clairement sous-entendu : la plante peut jouer sur la densité racinaire pour minimiser la résistance de rhizosphère mais n'a aucune action possible sur la résistance pararhizale. Il conclut donc ainsi qu'une résistance rhizosphérique appréciable est chose beaucoup moins courante que ce que la littérature ne laisse penser ; au contraire, pour de nombreuses espèces la résistance rhizosphérique serait même inférieure à la résistance de la plante jusqu'au point de flétrissement permanent et, pour des potentiels de sol supérieurs ou égaux à -1 bar, la résistance rhizosphérique serait généralement toujours négligeable. NEWMAN critique les nombreuses expérimentations qui tendent à prouver que la résistance rhizosphérique est a priori importante et ce, à seule fin, selon lui, de concorder avec le modèle. Dans une seconde partie de la publication (NEWMAN, 1969b), il passe ainsi au crible un certain nombre de ces expérimentations mais le lecteur au troisième niveau que nous sommes alors n'a pas les moyens objectifs de trancher.

4.3- MODELES PLUS RECENTS : PRISE EN COMPTE DE LA CAPACITE DE STOCKAGE

Ces discussions sont loin d'être closes aujourd'hui puisque récemment encore des modèles mécaniques de résistance de sol enraciné ont été développés. Les travaux de MOLDRUP *et al.* (1992) proposent, à partir d'un modèle de racine unique, isolée, et en supposant la conductivité hydraulique du sol constante, de prendre aussi en compte, et c'est ce qui est nouveau, la capacité capillaire du sol ; les effets capacitifs du sol (aptitude du sol à stocker de l'eau) sont pris en compte soit par l'intermédiaire de la pente de la courbe de conductivité hydraulique en fonction de la teneur en eau en échelle Log-Log, soit, si cette courbe n'est pas disponible, par l'intermédiaire de la pente de la courbe de pression capillaire toujours en échelle logarithmique. Ces courbes sont supposées suivre des formes types : modèles de CAMPBELL (1974) ou ALEXANDER et SKAGGS (1986). Les calculs de résistance de sol doivent être faits sur des incréments de temps successifs. Ce modèle n'a pas été confronté à des données expérimentales mais nous le citons ici comme preuve de l'actualité du problème, et parce que c'est une des rares propositions pour considérer les mécanismes de stockage.

Quoiqu'il en soit, il ne serait guère constructif de multiplier indéfiniment les exemples de cette polémique ; il nous semble impossible de construire un tableau synoptique à partir des résultats publiés clarifiant la position de chacun quant à l'évaluation des différentes zones résistives. Le terme de résistance de sol n'a évidemment pas le même sens selon que ce sol contient des racines actives ou non, la résistance sol-racine peut être entendue comme celle développée au passage de la membrane ou celle développée dans le sol voisin de racines actives, ... Les conditions géologiques, hydromorphiques, la nature des espèces étudiées, sont autant de facteurs excluant une comparaison rigoureuse des résultats de la littérature. Il nous paraît plus fructueux de tirer un enseignement de ce chaos apparent en en dégagant les causes (ce que nous avons fait en évoquant les problèmes de terminologie, d'hypothèses, et d'instrumentation) et c'est à la lumière de ces écueils que nous présenterons nos propres modèles et résultats, en espérant qu'ils aient au moins le mérite d'être exposés de manière à donner à chacun les moyens de conclure pour les cas considérés.

5- LES MODELES GLOBAUX DE FONCTIONNEMENT DU SYSTEME SOL-PLANTE-ATMOSPHERE (SPA)

La description de l'interface sol-racine peut être intégrée dans des approches macroscopiques plus globales ; c'est alors à travers l'étude des flux transférés à l'échelle du système complet SPA que la résistance développée au niveau des racines est quantifiée.

5.1- EXPERIMENTATIONS DE GRANDE TAILLE A L'ECHELLE DU SYSTEME SPA

Certaines études reposent sur des expérimentations très fournies ; l'évaluation des termes résistifs et des flux transférés reposant sur la mesure directe de toutes les grandeurs mises en jeu ou presque. Ainsi, J.U. NNYAMAH *et al.* (1978) étudient les résistances de sol et de racines au transfert hydrique sur deux parcelles d'une forêt de Douglas. Les mesures prises couvrent une large gamme : potentiels sol, potentiels du xylème racinaire, flux évaporés, densités racinaires, ... De ces expérimentations ils concluent à une faible résistance de sol (comprise du sol à la surface de la racine) comparée à la résistance racinaire (comprise de la surface de la racine au xylème racinaire). La composante sol-racine de leur modèle est basée sur le modèle de GARDNER (1960) et est insérée dans un modèle de fonctionnement du système entier.

G.K. HANSEN (1974) a le même type de méthodes sur des céréales : un important jeu de mesures couplé à des approches modélisatrices de type résistif l'amène à conclure que la plus grande résistance dans le continuum SPA est la résistance à la diffusion en phase gazeuse au niveau des sites d'évaporation. Il observe, malgré tout, que la résistance du sol, fortement dépendante de la conductivité hydraulique du milieu, augmente largement si la teneur en eau chute. Par contre, il trouve que la résistance du sol dépend fort peu de la transpiration potentielle (transpiration se produisant pour un potentiel de sol voisin de -0.1 bar). Il nuance cependant ses conclusions sur le peu d'importance de la résistance de sol comparée à la résistance de plante en soulignant le fait que ces résistances ont été estimées à partir d'expériences où le potentiel sol et la densité racinaire sont distribués uniformément ; ce n'est évidemment pas le cas en situation de terrain et, pour le simuler, un modèle devrait inclure, selon lui, les changements de profils de distribution d'eau ainsi que les distributions de système racinaire. Nous pensons, quant à nous, que le point le plus important est certainement la nécessité d'introduire un modèle dynamique transitoire prenant en compte les variations de teneurs en eau et donc de potentiel du sol.

Dès que la plante dans son ensemble est considérée, l'hypothèse de régime permanent apparaît plus clairement sursimplificatrice dans la mesure où il faut bien considérer une transpiration variable. Les conditions de régime permanent existant rarement dans une plante, les résistances apparentes des différents passages, et, en particulier, les racines, doivent varier avec le taux de transpiration. Cependant le concept de VAN DEN HONERT (1948) reste la base de beaucoup de raisonnements remettant en cause l'hypothèse de régime permanent. En particulier, de nombreux auteurs l'itèrent temporellement pour simuler des fonctionnements transitoires [FEDERER, 1979 ; LAFOLIE *et al.*, 1991a et b], à moins qu'ils ne préfèrent travailler sous forme intégrale à l'aide de bilans hydriques [ROSE et STERN, 1967 ; FEDDES et RIJTEMA, 1972].

5.2- LES MODELES GLOBAUX...

5.2.1- ...SOMME DE MODELES LOCAUX

Le travail de FEDERER (1979) que nous venons d'évoquer est un exemple type d'une certaine manière d'aborder le problème global du continuum SPA par la mise en série de modèles préexistants pour les différents niveaux de ce système : sol, sol-racine, plante, sites d'évaporation. Ce modèle SPA à plusieurs couches combine en fait la théorie de COWAN (1965) pour le pompage racinaire à l'équation de MONTEITH (1965) pour la diffusion vapeur au niveau des feuilles ; le sol est compartimenté en différentes couches avec différentes densités racinaires et un potentiel sol moyen dans chaque couche. La résistance sol-racine est une résistance classique de type GARDNER (1960) et la résistance interne des racines est supposée constante par unité de longueur. La réponse des stomates est, quant à elle, limitée par quatre facteurs : la lumière, l'humidité, la température, et le potentiel hydrique.

Dans beaucoup de travaux appliqués, l'évapotranspiration réelle* (ETR) est estimée comme étant une fraction de l'évapotranspiration potentielle* (ETP) qui dépend de la teneur en eau dans la zone racinaire. Les résistances sol et sol-racines ne sont pas directement calculées mais si cette fraction (ETR/ETP) est inférieure à l'unité, on dit alors que le sol devient facteur limitant pour la transpiration et la croissance de la plante. La fonction disponibilité en eau a été donnée sous différentes formes sur des bases empiriques ; cependant, la compréhension théorique des phénomènes de dépendance de la transpiration avec les propriétés du continuum SPA devrait permettre de mieux évaluer, dans le cas général, la disponibilité en eau. Le modèle présenté par FEDERER (1979) a pour but d'étudier le contrôle de la transpiration par l'eau du sol afin d'évaluer des fonctions simples de disponibilité en eau du sol. D'un point de vue dynamique, le modèle calcule une série de densités de flux stationnaires sur des intervalles de temps courts et réévalue le stock après chaque intervalle pour le réinjecter au pas de temps suivant.

Remarquons que les modèles à couches de canopée* sont habituellement combinés avec des modèles de sol dans lesquels le sol est supposé uniformément humide, ou avec un gradient uniforme d'humidité selon la profondeur, tandis que les modèles à couches de sol supposent que l'interaction canopée-atmosphère peut être représentée par l'équation de PENMAN-MONTEITH (comme c'est le cas dans FEDERER, 1979) ou par un unique gradient d'humidité feuille-air. Les modèles à couches simultanées ne semblent pas exister sans doute à cause du grand nombre de paramètres qu'ils requéreraient. Quoiqu'il en soit, les modèles du type de celui de FEDERER (1979) nous paraissent déjà trop compliqués, non pas du point de vue de la description physique et de la modélisation des phénomènes mais par la surabondance de paramètres qu'ils nécessitent ; ils expliquent peu les mécanismes physiques en jeu et les comportements des systèmes. Ce sont des modèles qui se veulent prédictifs, et ils sont peu explicatifs des fonctionnements fondamentaux du système SPA ; enfin, en cas de divergence

avec les résultats d'expérience, il est difficile de tirer quelque conclusion que ce soit de par la multitude des paramètres introduits.

5.2.2- UN EXEMPLE D'ÉVALUATION DU POTENTIEL RACINAIRE PAR MÉTHODE INVERSE À L'ÉCHELLE DU SYSTÈME SPA

Les travaux de LAFOLIE *et al.* (1991a) vont véritablement dans le sens d'une compréhension des interactions sol-racines et des phénomènes régissant les flux hydriques dans cette zone. Leur modèle évalue, à chaque pas de temps, le potentiel racinaire permettant de minimiser l'écart entre la variation de stock d'eau dans le sol et l'évaporation atmosphérique, soit la quantité

$$\left| \frac{1}{S} \int_{\Omega} \frac{\partial \theta(\omega, t)}{\partial t} d\omega - E(t) \right|^2 \quad (1)$$

avec Ω domaine de contrôle, ω variable spatiale et E l'évaporation atmosphérique.

Ils imposent comme conditions limites des flux nuls (horizontalement et verticalement aux bornes du domaine Ω) et le potentiel racinaire en chaque point où se trouve une racine (le résultat de l'optimisation est donc une condition limite interne du problème). Les contacts sol-racines étant des conditions limites, les racines constituent les noeuds du maillage et leur distribution irrégulière rend la méthode des éléments finis particulièrement bien adaptée au problème. L'objectif de cette étude est de combiner plusieurs mécanismes supposés prédominants dans le transfert sol-racine en un modèle cohérent. Trois nouveaux points principaux sont à souligner : la transpiration est contrôlée par le potentiel racinaire, les racines peuvent être actives ou inactives selon le niveau hydrique du milieu les entourant, la distribution bidimensionnelle des racines dans le plan est prise en compte. Cependant, soulignons que l'hypothèse faite ici consistant à assimiler les racines à des points implique un emploi critique du modèle (il faut en particulier s'assurer qu'elle n'entraîne pas des flux infinis au niveau des racines).

Il apparaît alors que la transpiration est voisine de la demande atmosphérique pour les jours sans stress alors qu'on retrouve un comportement asymétrique typique, comme celui observé sur la conductance stomatique, pour les jours où la plante est stressée. Cette dissymétrie est expliquée par TARDIEU (1987) par la diminution du transport d'eau dans le sol.

Le sol autour des racines est réhumidifié partiellement durant la nuit et pompé le jour ; on peut ainsi obtenir une différence très significative entre le potentiel racinaire calculé et le potentiel sol moyen, pour des conditions de sécheresse, si le rééquilibrage n'a pas le temps de se faire au cours de la nuit. Des phénomènes d'hystérésis ont souvent été observés dans la relation transpiration-potentiel foliaire ; ces phénomènes ont été interprétés alors par un réservoir interne à la plante vidé le jour et réempli la nuit. Ce modèle suggère que la déshydratation et la réhydratation du sol autour des racines peut avoir un effet analogue.

Les auteurs laissent finalement ouverte la question de savoir si le potentiel racinaire peut effectivement rester le même pour des racines de zones sèches et de zones humides.

Cela dit, il paraît difficile, comme le fait remarquer MOLZ (1981), de développer des modèles de transport dans un sol avec enracinement si le flux transféré vers chaque racine individuellement doit être pris en compte de manière différenciée ; la géométrie détaillée du système racinaire est pratiquement impossible à mesurer et est, de plus, dépendante en temps. Ce sont ces considérations qui ont favorisé, dans les années 70, l'émergence de nombreux modèles utilisant des fonctions d'extraction construites à partir d'une approche macroscopique.

5.3- MODELES BASES SUR UNE FONCTION D'EXTRACTION

A la suite de WHISLER *et al.* (1968), MOLZ et REMSON (1970) ont suggéré d'utiliser l'équation de DARCY-RICHARDS avec un terme puit représentant l'extraction racinaire

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla(k_s \nabla \psi_s) - S \quad (2)$$

où S est la fonction d'extraction.

De nombreux auteurs se sont ensuite attachés à proposer diverses relations pour ce terme d'extraction racinaire. Ces relations, pour la plupart empiriques ou semi-empiriques, peuvent parfois faire intervenir un nombre très important de paramètres (parfois intercorrélés) ; ainsi, NIMAH et HANKS (1973) proposent une fonction d'extraction dépendant du temps et de la variable spatiale verticale qui fait intervenir, outre les données classiques du problème (conductivité hydraulique et potentiel hydrique par exemple), le potentiel dans la racine à la hauteur considérée (dont le calcul prend en compte les pertes gravitaires et les pertes par friction), le potentiel osmotique, la proportion de racines actives sur l'ensemble du système racinaire, ... Les variations en temps et en espace sont calculées numériquement par des incréments successifs ; le modèle demande un apport important de données d'entrée ; le potentiel racinaire est ajusté pour faire coïncider le bilan hydrique du sol avec la transpiration potentielle.

D'autres travaux ont été plus largement repris et sont moins ambitieux (mais aussi à notre sens plus réalistes) relativement au nombre de paramètres requis.

FEDDES *et al.* (1974) construisent la fonction d'extraction par analogie avec le modèle de GARDNER (1960) à un niveau macroscopique ; le flux transféré est supposé être proportionnel à la conductivité hydraulique du sol et à la différence de potentiel sol et racines. Les auteurs présentent eux-mêmes leur modèle comme une simplification de l'approche de NIMAH et HANKS (1973), simplification rendue indispensable par l'inadéquation entre un grand nombre de degrés de liberté et la complexité du système et des phénomènes étudiés.

Cette approche peut évidemment être étendue au cas bidimensionnel ; NEUMAN *et al.* (1975) résolvent l'équation instationnaire, bidimensionnelle, avec terme source par une méthode

d'éléments finis de type Galerkin ; ils comparent leurs résultats à ceux que fournirait une analyse monodimensionnelle du problème pour évaluer l'importance respective des différents transferts dans le complexe sol-racine.

Plutôt que d'écrire la fonction d'extraction dépendant du temps et de l'espace, il est possible de l'exprimer comme une fonction de la teneur en eau ; FEDDES *et al.* (1976) présupposent la forme de la fonction $S(\theta)$ sur des bases semi-empiriques : si la teneur en eau est inférieure au point de flétrissement ou supérieure au point d'anaérobie, l'extraction est nulle ; l'extraction est supposée constante et maximale sur une gamme de potentiels hydriques compris entre -400 et -50 cm d'eau ; du point de flétrissement permanent jusqu'à cette valeur de -400 cm d'eau, puis, de -50 cm d'eau au point d'anaérobie*, S est supposée varier linéairement. Un modèle fortement basé sur des observations empiriques donc, observations peu généralisables dans leur aspect quantitatif et parfois même remises en cause dans la littérature (en particulier la notion de point de flétrissement permanent à -15 bars est fortement contestée et contredite par plusieurs expérimentations). L'équation du transport est ensuite résolue par une méthode implicite de différences finies.

Enfin, pour ne pas faire intervenir explicitement le potentiel racinaire, ROWSE *et al.* (1978) préfèrent définir la fonction d'extraction à partir du potentiel de la plante ; le flux transféré s'exprime alors comme le ratio de la différence de potentiel sol-plante et des résistances du sol et de la plante mises en série. La résistance de la plante est fixée, celle du sol est calculée par analogie avec le modèle de diffusion en régime permanent entre deux cylindres concentriques avec une conductivité hydraulique moyenne calculée à partir des conductivités hydrauliques du sol et de la surface racinaire.

Conclusion

L'examen de la morphologie et de la physiologie puis des recherches exposées dans la littérature a prouvé l'impossibilité de prendre en compte l'ensemble des réalités complexes du système SPA ; l'expérimentation directe est techniquement difficile ; l'exploitation et l'analyse des résultats expérimentaux sont assujettis au mode opératoire ; la modélisation se révèle donc un complément indispensable. Mais chaque modèle est développé, sous certaines hypothèses (justifiées par la connaissance préalable de la complexité de la réalité), pour un champ d'application restreint qui est celui de la question initialement posée. La carence globale de la majeure partie des études semble toutefois être la non-prise en compte des phénomènes transitoires (si ce n'est, dans de rares cas, par des processus itératifs numériques), et c'est donc dans ce sens que peuvent porter les efforts de modélisation.

**TRANSFERTS HYDRIQUES DANS LE SYSTEME SOL-ARBRE :
ETUDE A L'ECHELLE DE LA PARCELLE**

Les transferts dans les sols et matériaux géologiques ont été assez largement abordés de façon quantitative sur la base de mécanismes physiques ; mais l'analyse du système que constitue un sol enraciné n'a pas connu le même développement, vraisemblablement pour deux types de raisons : la première, historique, est que ces questions ont été essentiellement traitées par des scientifiques ayant davantage une formation en biologie au sens large qu'en physique, ce qui a conduit à une description plus qualitative et une approche semi-empirique des systèmes. La seconde raison est liée à la complexité accrue pour la modélisation que représente un sol enraciné comparé à un sol nu. D'autant que la prise en compte du réseau racinaire implique en fait de considérer tout le système sol-plante. Et nous avons pu voir que ces problèmes suscitent encore beaucoup de discussions dans la littérature sans aboutir à des conclusions fermes.

Pourtant, la compréhension des mécanismes régissant ce système est fondamentale car la voie sol-racine-tige (ou tronc) est une composante majeure du système hydrologique souterrain et le besoin est grand pour les agronomes, les forestiers ou les hydrologues de développer une compréhension quantitative du transport d'eau dans le système sol-plante.

L'évaluation des différentes zones résistives mises en jeu lors du transport d'eau peut permettre, entre autres, d'identifier le ou les facteurs limitants en conditions de stress hydrique et donc de comprendre certains facteurs d'adaptation ou, au contraire, de dépérissement mais aussi, éventuellement, d'expliquer les processus de régulation stomatique.

Pour répondre aux questions que nous nous sommes initialement posées (voir Introduction) nous adoptons une démarche analytique fondée sur la décomposition de l'ensemble étudié en éléments séparés, suivie de leur étude et de celle de leurs interactions réciproques. Quoique purement artificielle, cette démarche répond aux difficultés d'une représentation globale, complète et détaillée d'un système aussi complexe. La description physique d'un système vivant, aussi réductionniste soit-elle, trouve sa justification, à nos yeux du moins, dans la recherche d'explications à des problématiques rémanentes à l'approche globale de l'écophysiologiste. L'approche physique que nous choisissons est une façon de comprendre les mécanismes mis en jeu par le biais d'une modélisation, acceptable à notre degré de connaissance actuel, et qui soit en accord avec les observations et mesures. Cette voie nous semble être la seule capable de quantifier la part respective des différents mécanismes impliqués dans les processus de transport.

Notre propre approche est exposée dans les deux chapitres suivants. Un modèle analytique original en régime transitoire d'interface sol-racine est d'abord développé (chap.III, §1, 2, 3) puis inséré à un modèle global de fonctionnement (chap.IV, §4, 5, 6). Les données de terrain disponibles pour la modélisation sont donc ensuite rappelées (chap.IV, §1), pour pouvoir exploiter le modèle, identifier des paramètres hydriques inconnus et conclure sur les questions posées (chap.IV, §2).

CHAPITRE III

MODELISATION DE L'INTERFACE SOL-RACINE ET INSERTION DANS UN MODELE GLOBAL

Introduction

Un formalisme physique de description d'un sol enraciné est tout d'abord présenté (§1) : ce formalisme permet dans un premier temps de définir, dans le cas du régime permanent, une résistance sol-racine de manière plus rigoureuse que le modèle de GARDNER classiquement retenu (§2) ; le cas du régime transitoire est ensuite traité (§3) ; deux approches sont proposées et comparées selon que l'on prend en compte (§3.1) ou non (§3.2) l'influence mutuelle des racines.

Ce modèle physique d'interface sol-racine est ensuite appliqué au cas précis étudié dont nous rappelons les données (§4) avant de poser les équations constitutives du modèle global de fonctionnement du système sol-arbre (§5). Une représentation électrique équivalente du système est finalement proposée (§6).

1- HYPOTHESES ET FORMALISME PROPOSES

La solution décrivant les transferts d'eau dans un sol avec un enracinement est écrite de façon classique sous la forme d'une équation de diffusion comprenant un terme puits S [$L^3.L^{-3}.T^{-1}$] traduisant le pompage local par les racines (flux volumique extrait)

$$c \frac{\partial \psi_s}{\partial t} = k_s \nabla^2 \psi_s + S(x, t) \quad (1)$$

où c est la capacité capillaire [L^{-1}], k_s la conductivité hydraulique [$L.T^{-1}$], ψ_s le potentiel hydrique du sol [L] et x la variable spatiale ; l'hypothèse d'un régime linéaire (non-dépendance des propriétés physiques du sol avec la teneur en eau) a été faite ici pour écrire l'équation sous cette forme (la conductivité hydraulique du sol k_s pourra, dans ces conditions, être prise égale à la valeur à saturation ou encore à la moyenne sur l'étendue des teneur en eau θ). La pertinence de cette hypothèse sera vérifiée une fois le calcul abouti (§3). Les conditions aux limites et la condition initiale associées au problème sont

$$\begin{aligned} t = 0, \quad \psi_s &= \psi_{initial} \text{ a priori fonction de l'espace} \\ x = 0, \quad -k_s \vec{\nabla} \psi_s \cdot \vec{n} &= \varphi(t) \\ x \rightarrow \infty, \quad \psi_s &\text{ fini, ou densité de flux nulle} \end{aligned}$$

L'échelle à laquelle les phénomènes sont accessibles (échelle des mesures) est une échelle macroscopique où les grandeurs sont des moyennes spatiales sur un volume élémentaire représentatif (VER) de l'équation précédente

$$c \frac{\partial \langle \psi_s \rangle}{\partial t} = k_s \nabla^2 \langle \psi_s \rangle + \langle S(x,t) \rangle \quad (2)$$

avec les mêmes conditions

$$\begin{aligned} t = 0, \quad \langle \psi_s \rangle &= \langle \psi_{initial} \rangle \\ x = 0, \quad -k_s \bar{\nabla} \langle \psi_s \rangle \cdot \bar{n} &= \varphi(t) \\ x \rightarrow \infty, \quad \langle \psi_s \rangle &\text{ fini} \end{aligned}$$

L'échelle du VER est prise grande devant la distance interracinaire moyenne de manière à ce que le terme $\langle S(x,t) \rangle$ (qui est le flux moyen prélevé par unité de volume de sol) ait un sens statistique. Le passage de (1) à (2) est exact quel que soit le volume sur lequel on effectue la moyenne pourvu qu'on le translate (sans le tourner) d'un point à un autre. La condition en $x=0$ de l'équation (2) (passage de $-k_s \bar{\nabla} \psi_s \cdot \bar{n}$ à $-k_s \bar{\nabla} \langle \psi_s \rangle \cdot \bar{n}$) est guidée par la conservation du flux entrant dans le système vue selon le formalisme microscopique de l'équation (1) et macroscopique de l'équation (2).

Le problème est alors d'évaluer ce terme source moyen $\langle S(x,t) \rangle$. Il est possible de le faire en remarquant que la différence entre les deux équations précédentes (1) et (2) traduit les phénomènes de transport à l'échelle microscopique des interactions sol-racines ; on pose

$$\tilde{\psi}_s = \psi_s - \langle \psi_s \rangle \quad (3)$$

et on obtient alors par différence de (1) et (2)

$$c \frac{\partial \tilde{\psi}_s}{\partial t} = k_s \nabla^2 \tilde{\psi}_s + S(x,t) - \langle S(x,t) \rangle \quad (4)$$

avec

$$\begin{aligned} t = 0, \quad \tilde{\psi}_s &= 0 \text{ (si l'on suppose qu'à } t=0 \text{ on est en équilibre local } \psi_s = \langle \psi_s \rangle)^1 \\ x = 0, \quad -k_s \bar{\nabla} \tilde{\psi}_s \cdot \bar{n} &= 0 \\ x \rightarrow \infty, \quad \tilde{\psi}_s &\text{ fini} \end{aligned}$$

Pour pouvoir formuler le problème local, il faut supposer qu'à l'échelle locale $S(x,t) - \langle S(x,t) \rangle$ est spatialement périodique, c'est-à-dire en pratique que $\langle \psi_s \rangle$ et ψ_r ne varient pas significativement à l'échelle du VER. Le problème local est alors résolu sur chaque cellule élémentaire du milieu supposé spatialement périodique, avec des conditions de

¹ On suppose l'équilibre local à $t=0$ par commodité de calcul. Le cas général est simplement obtenu dans le développement qui suit en prenant l'origine des convolutions temporelles non plus à $t=0$ mais à $t=-\infty$.

périodicité (égalité des potentiels et des densités de flux normales entrant et sortant aux points correspondants de la cellule) sur la frontière de chaque cellule qui assurent que le flux transféré à chaque cellule est en valeur moyenne nul de façon à satisfaire les conditions en $x = 0$ et $x = +\infty$. Si les frontières de chaque cellule coïncident avec les axes de symétrie deux à deux orthogonaux du problème, ces conditions de périodicité sont remplacées par des conditions de flux nul.

A cette échelle, le flux extrait $\langle S(x,t) \rangle$ s'écrit sous forme du produit de convolution (c'est-à-dire qu'à un instant t donné c'est une fonction de l'histoire i.e. de tous les instants τ précédant t) entre la différence de potentiel racine-sol et une fonction traduisant la notion non pas seulement de résistance mais d'impédance (c'est-à-dire regroupant à la fois les aspects résistifs et capacitifs du sol)

$$-\langle \psi_s \rangle + \psi_r = -\int_{\tau=0}^{\tau=t} \langle S \rangle (\tau) Z(t - \tau) d\tau \quad (5)$$

Plus particulièrement, dans les espaces de Laplace (variable p) ou Fourier (pulsation ω), $\langle \bar{S} \rangle$ s'écrit

$$\langle \bar{S} \rangle = \frac{-\langle \bar{\psi}_s \rangle + \bar{\psi}_r}{\bar{Z}(p \text{ ou } \omega)} \quad (6)$$

Pour déterminer explicitement l'impédance Z , un certain nombre d'hypothèses modélisatrices doivent être faites :

- les racines de rayon moyen a sont supposées être réparties périodiquement ; on peut alors par exemple se ramener à l'étude des transferts sur une cellule unité carrée (figure 1) ;
- afin de pouvoir poursuivre les calculs analytiquement, les cellules de base sont ramenées à des cellules cylindriques (cette approximation géométrique n'a que très peu d'influence sur les résultats et permet de s'affranchir de calculs numériques beaucoup plus lourds) ; pour les calculs à cette échelle, on retiendra donc la géométrie cylindrique (variable d'espace r dans chaque plan de coupe) ;
- on introduit b , la demi-distance moyenne entre deux racines ; compte-tenu des approximations précédentes, elle est reliée à la densité racinaire L_a (qui est la longueur de racine par unité de volume de sol [$L.L^{-3}$]) par la relation

$$b = \frac{1}{\sqrt{\pi L_a}} \quad (7)$$

Pour des raisons de symétrie, la condition limite à retenir sur le bord externe de chaque cellule est une condition de flux nul, et, d'autre part, en $r=a$ le flux est imposé comme étant une fraction du flux total transféré (c'est-à-dire la transpiration de la plante), fraction déterminée par la densité racinaire L_a

$$\langle S \rangle = -L_a Q \quad (8)$$

où Q est le flux volume transféré par unité de longueur de racine [$L^3.T^{-1}.L^{-1}$].

La résolution exacte, en régime permanent ou transitoire, en coordonnées cylindriques, de l'équation du transport permet alors d'expliciter l'impédance Z . Les résultats obtenus ainsi pourront être comparés aux résultats classiques de la littérature précédemment évoqués.

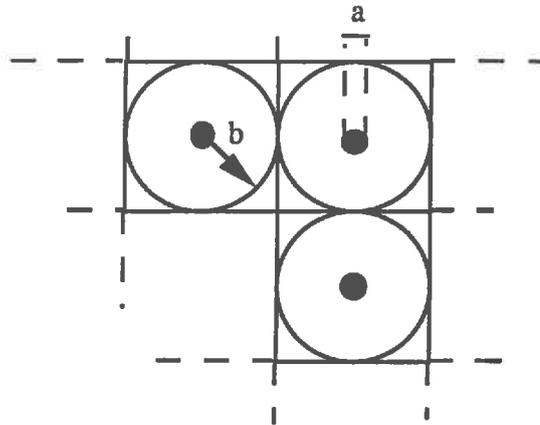


FIGURE 1- Modélisation d'une zone de sol enraciné sous la forme d'une répartition racinaire uniforme (définition d'une cellule unité carrée), et approximation par une géométrie cylindrique. Les grandeurs a et b désignent respectivement le rayon racinaire moyen (supposé constant) et la distance interracinaire moyenne.

2- CAS PERMANENT AVEC INFLUENCE MUTUELLE DES RACINES EN COMPARAISON AU MODELE DE GARDNER

En régime stationnaire, pour une cellule unité finie (chaque racine prélève dans une zone cylindrique déterminée par la demi-distance moyenne b aux racines l'entourant), l'équation de la diffusion s'écrit à une échelle microscopique.

GARDNER (1960) associe à cette équation des conditions limites mixtes, à savoir, potentiel imposé en $r=b$, et flux imposé (déterminé par la transpiration et la densité racinaire) en $r=a$, soit le système

$$\begin{aligned}
 k_s \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial \psi_s}{\partial r} \right) &= 0 \\
 \text{avec : } \psi_s &= \psi_b \text{ en } r = b, \\
 \text{et } -k_s (2\pi a) \frac{d\psi_s}{dr} \Big|_{r=a} &= Q \text{ en } r = a
 \end{aligned}
 \tag{9}$$

et il définit la résistance sol-racine par rapport au potentiel en b ; on obtient alors aisément

$$R_G = \frac{\psi_s(b) - \psi_s(a)}{Q} = \frac{1}{4\pi k_s} \text{Ln}\left(\frac{b^2}{a^2}\right) \quad (10)$$

En vue d'inclure cette résistance sol-racine dans des transferts globaux à l'échelle de l'horizon de terrain ou du plant, il nous paraît physiquement plus rigoureux de la définir par rapport au potentiel moyen $\langle \psi_s \rangle$ dans la couronne de sol allant de a à b , potentiel moyen introduit précédemment ; en reprenant les notations et le formalisme présentés en introduction de cette partie, les transferts sur une cellule unité sont alors décrits par l'équation

$$k_s \frac{1}{r} \frac{d}{dr} \left(r \frac{d\bar{\psi}_s}{dr} \right) = \frac{Q}{\pi(b^2 - a^2)} \quad (11)$$

dont la solution

$$\bar{\psi}_s = \frac{Q r^2}{4k\pi(b^2 - a^2)} + C_1 \ln(r) + C_2 \quad (12)$$

fait intervenir deux constantes d'intégration C_1 et C_2 ;

Les conditions limites associées à (11) sont : d'une part, une condition de flux imposé en $r=a$ (comme Gardner) qui conduit à

$$C_1 = \frac{-Q}{2k\pi} \left(\frac{b^2}{b^2 - a^2} \right) \quad (13)$$

d'autre part, nous ne retenons pas le potentiel imposé en $r=b$ comme seconde condition limite acceptable ; la seconde condition adéquate est une condition de flux nul en $r=b$ (pour raisons de symétrie), condition qui est automatiquement vérifiée ici ; la détermination de la seconde constante d'intégration se fait donc en vérifiant que la moyenne spatiale du potentiel tildé (qui est la différence entre le potentiel exact et sa moyenne spatiale sur le VER considéré) est bien nulle, c'est-à-dire

$$\langle \tilde{\psi}_s \rangle = \frac{2\pi}{\Omega} \int_a^b \tilde{\psi}_s r dr = 0 \quad (14)$$

soit, à résoudre

$$\int_a^b \left[\frac{Q r^2}{4k\pi(b^2 - a^2)} + C_1 \ln(r) + C_2 \right] r dr = 0 \quad (15)$$

avec C_1 déjà explicité selon (13).

Finalement, on obtient donc

$$C_2 = \frac{Q}{k\pi(b^2 - a^2)} \left[-\frac{b^2 + a^2}{8} - \frac{b^2}{4} + \frac{b^2}{b^2 - a^2} \left(\frac{b^2}{2} \ln(b) - \frac{a^2}{2} \ln(a) \right) \right] \quad (16)$$

ce qui conduit à l'expression de la résistance suivante

$$R = \frac{-\tilde{\psi}_s(a)}{Q} = \frac{-1}{4\pi k_s} \left\{ \frac{a^2 - 3b^2}{2(b^2 - a^2)} - \left(\frac{2b^2}{b^2 - a^2} \right)^2 \text{Ln} \left(\frac{b^2}{a^2} \right) \right\} \quad (17)$$

L'application numérique des résultats venant d'être présentés nécessite de fixer les valeurs d'un certain nombre de paramètres ; les possibilités d'essais sont multiples et nous avons donc dû retenir un choix cohérent. Pour cela, on définit deux sols types dont les paramètres hydrauliques sont donnés dans le tableau 1 et qui seront utilisés pour diverses simulations ; le premier, correspond à un sol limono-argileux (d'après LAFOLIE *et al.*, 1991), et le second à un sol limoneux (d'après TAMARI *et al.*, 1993) ; les valeurs moyennes constantes de conductivité et de diffusivité hydrauliques sont alors calculées pour $\theta = 3/4 \theta_s$ et indiquées également dans le tableau 1.

	A Limono-argileux (LAFOLIE <i>et al.</i> , 1991)	B Limon (TAMARI <i>et al.</i> , 1993)
θ_s	0.369	0.267
θ_r	0.001	0.047
α (m ⁻¹)	0.842	0.170
n	1.18	2.580
k_{sat} (m.s ⁻¹)	10 ⁻⁶	6.10 ⁻⁸
λ	0.5	0.5
Valeurs moyennes	$\bar{\theta} = 0.276$ $\bar{D} = 6.4 \cdot 10^{-8} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ $= 55.3 \text{ cm}^2 \cdot \text{j}^{-1}$ $\bar{k} = 5.25 \cdot 10^{-10} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ $= 4.5 \cdot 10^{-3} \text{ cm} \cdot \text{j}^{-1}$	$\bar{\theta} = 0.200$ $\bar{D} = 3.8 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ $= 328.3 \text{ cm}^2 \cdot \text{j}^{-1}$ $\bar{k} = 7.6 \cdot 10^{-9} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ $= 6.6 \cdot 10^{-2} \text{ cm} \cdot \text{j}^{-1}$

TABLEAU 1- Définition des paramètres hydrauliques de deux sols exemples A et B à partir de données de la littérature.

Pour les valeurs de densités racinaires, nous utiliserons les ordres de grandeurs donnés par NEWMAN (1969a) à partir d'un grand choix de données de la littérature ; nous les résumons dans le tableau 2. Nous pourrions également utiliser la valeur de densité racinaire obtenue à

partir des mesures d'impacts racinaires réalisées par N. BREDA à Champenoux et qui figure dans la même table. La distance interracinaire moyenne b se déduit aisément de la densité racinaire selon la relation (7).

<u>Herbes, Graminées</u> de 13 à 270 cm de racines/cm ³ de sol
<u>Herbes, Non graminées</u> de 0.8 à 10 cm de racines/cm ³ de sol
<u>Arbres</u> de 0.14 à 3.5 cm de racines/cm ³ de sol
<u>Couvert forestier de Champenoux</u> 0.1 cm/cm ³ pour le premier horizon et 0.016 cm/cm ³ pour le second.

(NEWMAN, 1969)

TABLEAU 2- Plage de variations de densités racinaires courantes (selon le couvert considéré) trouvées dans la littérature.

Les évolutions respectives des deux résistances R_G et R (celle, classique, de Gardner, et celle que nous venons de présenter), exprimées par unité de longueur de racine, en fonction de la densité racinaire (ou de la distance moyenne inter-racinaire, ce qui revient au même) sont données figures 2a et 2b, pour les deux sols types sus-mentionnés ; la plage de variation de densité racinaire étudiée correspond à une gamme raisonnable compte tenu des valeurs relevées dans la littérature et qui apparaissent dans le tableau 2 : au sol limono-argileux, correspondent des densités racinaires d'arbres (de 10^{-2} à 1 cm/cm³, valeur moyenne de 0.1) tandis qu'au sol limoneux on associe des densités racinaires plus fortes comme celles des herbes données tableau 2 (de 1 à 100 cm/cm³, valeur moyenne de 10) ; les valeurs des rayons racinaires sont également ajustées en conséquence (0.1 cm dans le premier cas et 0.05 cm dans le second).

La divergence aux densités racinaires élevées (fig.2b) provient des deux types de conditions limites choisies pour les deux modèles ; la différence fondamentale entre les deux calculs est que, dans le calcul de GARDNER le sol joue un simple rôle résistif, d'autant moins important que la distance ($b-a$) est petite (densité racinaire forte), alors que dans le modèle proposé, en régime permanent (donc, sans que la capacité capillaire du milieu n'intervienne), il s'agit de la limite aux temps longs d'un prélèvement au sein de la zone $a \leq r \leq b$. Remarquons que les mêmes résultats peuvent être présentés sous la forme de résistances ramenées à l'unité de volume de sol (en divisant les premières par la densité racinaire) et que dans ces conditions les deux fonctions sont des fonctions décroissantes de la densité racinaire.

Pour des densités racinaires courantes en couvert forestier (fig.2a), les résultats restent, cependant, en ordre de grandeur assez proches.

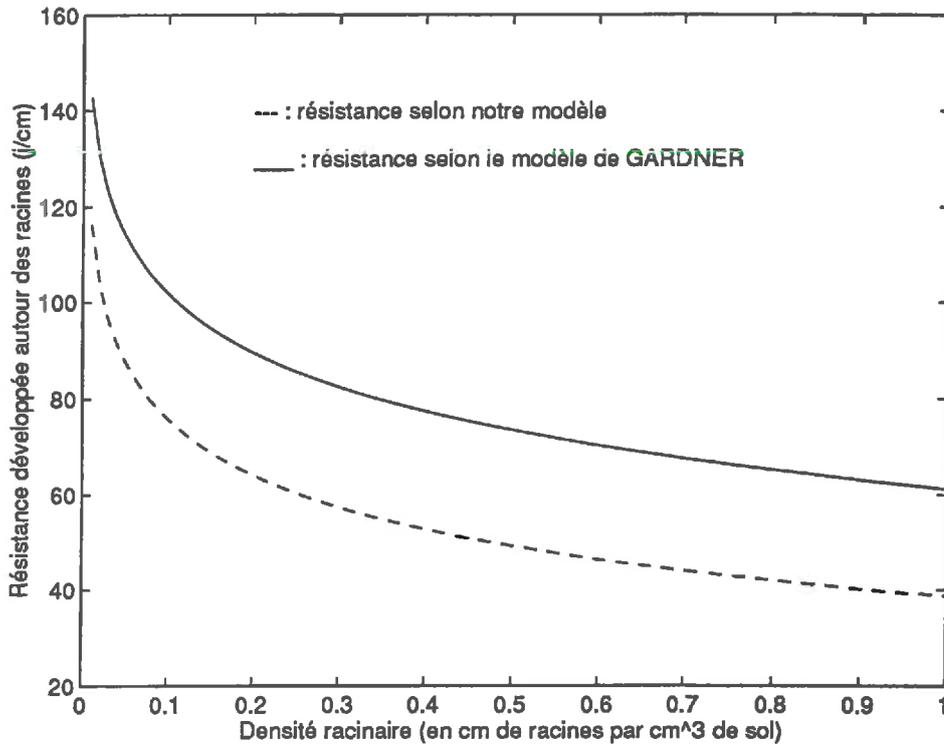


FIGURE 2a- Comparaison des résistances développées autour d'une racine selon notre modèle et selon le modèle de GARDNER pour un sol limono-argileux de type A avec un couvert forestier.

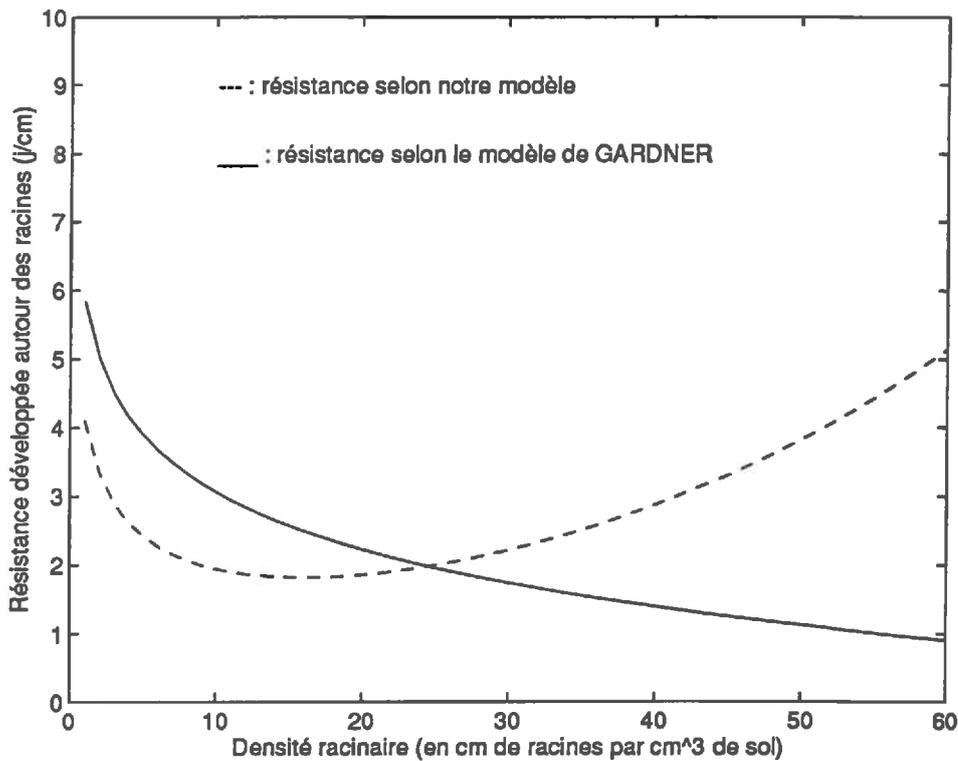


FIGURE 2b- Comparaison des résistances développées autour d'une racine selon notre modèle et selon le modèle de GARDNER pour un sol limoneux de type B avec un couvert herbacé.

La limite de ces approches est toutefois évidente si l'on considère l'aspect fortement transitoire des phénomènes et la compréhension des mécanismes nécessite, à notre sens, la prise en compte rigoureuse de cet aspect transitoire.

3- ETUDE EN REGIME TRANSITOIRE DE L'INTERFACE SOL-RACINE

La relation classique donnant la succion (valeur absolue du potentiel Ψ_s) $\Delta\tau$ créée par une ligne source

$$\Delta\tau = \frac{Q}{4\pi k_s} \left[\text{Ln} \left(\frac{4Dt}{r^2} \right) - \gamma \right] \quad (18)$$

où γ est la constante d'Euler ($\gamma = 0.5772$), qui permet aussi à Gardner de déterminer une résistance "en régime transitoire"

$$R_{G.T} = \frac{\Delta\tau(r=a)}{Q} = \frac{1}{4\pi k_s} \left[\text{Ln} \left(\frac{4Dt}{a^2} \right) - \gamma \right] \quad (19)$$

ne résoud pas ce problème puisque la dépendance en temps y est limitée par l'hypothèse d'un flux transféré vers la racine Q constant ce qui est contradiction évidente avec la forme réelle de l'évapotranspiration faisant intervenir une alternance jour-nuit. D'autre part, cette relation, qui n'est rien d'autre que la solution correspondant à la différence de potentiel créée par une ligne source continue, suppose chaque racine isolée en milieu semi-infini c'est-à-dire qu'elle ne voit pas ses voisines du point de vue du pompage.

Un premier modèle transitoire a été développé avec cette même approximation (ce qui permet de vérifier que dans le cas particulier -et totalement fictif- d'une transpiration constante il y a quasi-concordance des deux modèles) ; puis le calcul complet, en transitoire, et en prenant en compte l'influence mutuelle des racines, est effectué.

3.1- RACINE ISOLEE EN MILIEU SEMI-INFINI

On écrit cette fois l'équation du transport en terme de potentiel "microscopique exact" sans terme source

$$\frac{\partial \psi_s}{\partial t} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(rD \frac{\partial \psi_s}{\partial r} \right) \quad (20)$$

avec les conditions limites en potentiel suivantes

Partie B - Etude à l'échelle de la parcelle

$$\begin{aligned} \text{en } r = a, \psi_s &= \psi_r \\ \text{en } r \rightarrow \infty, \psi_s &= \langle \psi_s \rangle \end{aligned}$$

associées à la condition initiale

$$\text{à } t = 0, \psi_s = \psi_{initial} = \langle \psi_s \rangle = \text{constante}$$

La diffusivité étant supposée constante, on applique une transformation de Laplace sur (20) ; l'équation du transport, dans cet espace transformé s'écrit alors

$$\frac{1}{D}(p\bar{\psi}_s - \psi_{initial}) = \frac{1}{r} \frac{d}{dr} \left(r \frac{d\bar{\psi}_s}{dr} \right) \quad (21)$$

Les barres supérieures indiquent qu'il s'agit des fonctions transformées dans l'espace de Laplace, c'est-à-dire, pour toute fonction f(t)

$$\bar{f}(p) = L[f(t)] = \int e^{-pt} f(t) dt \quad (22)$$

La solution de (21) s'exprime en fonction des deux fonctions de Bessel I_0 et K_0

$$\bar{\psi}_s(r, p) - \psi_{initial}/p = A I_0 \left(\sqrt{\frac{p}{D}} r \right) + B K_0 \left(\sqrt{\frac{p}{D}} r \right) \quad (23)$$

Le terme en I_0 doit être nul pour que le potentiel reste fini à l'infini. Il reste donc une unique constante à déterminer ; son expression est fournie en écrivant la condition de flux imposé au niveau de la surface racinaire

$$\bar{Q} = -k_s(2\pi a) \left(\frac{d\bar{\psi}_s}{dr} \right)_{r=a} \quad (24)$$

où Q est le flux par unité de longueur de racine, ou

$$\bar{q} = -k_s(2\pi a) L_a \left(\frac{d\bar{\psi}_s}{dr} \right)_{r=a} \quad (25)$$

pour l'expression q du flux par unité de volume de sol.

On définit alors l'impédance Z_∞ , dans l'espace de Laplace, comme le ratio de la différence de potentiel sol-racine et du flux transféré, soit

$$Z_\infty = \frac{-\bar{\psi}_r + \langle \bar{\psi}_s \rangle}{\bar{Q}} = \frac{-\bar{\psi}_s(r=a, p) + \psi_{initial}}{\bar{Q}} = \frac{1}{k_s \sqrt{\frac{p}{D}} (2\pi a) K_1 \left(\sqrt{\frac{p}{D}} a \right)} \frac{K_0 \left(\sqrt{\frac{p}{D}} a \right)}{\left(\sqrt{\frac{p}{D}} a \right)} \quad (26)$$

où K_1 est l'opposé de la dérivée de K_0 . On a supposé dans l'écriture de (26) que les transferts sur la petite zone proche de la racine ne perturbent pas les valeurs moyennes i.e. que l'on peut écrire

$$\langle \psi_s \rangle = \psi_\infty = \psi_{initial} \quad (27)$$

Pour une transpiration constante (sa valeur n'a ici pas d'incidence et a été fixée à 0.1 cm³/cm de racine/j, valeur moyenne pour le couvert forestier de Champenoux) et des valeurs de diffusivité et conductivité hydrauliques du sol données (valeurs calculées pour le sol témoin A du tableau 1 avec $\bar{\theta} = 2/3 \theta_s$ afin de laisser s'exprimer des succions significatives), on compare (figure 3) l'évolution de la succion autour d'une racine au cours du temps selon le modèle de la ligne source continue (18) et selon celui que nous venons de développer : le très léger décalage vient de l'approximation inhérente au modèle de GARDNER qui suppose, dans un premier temps, la racine infiniment mince pour calculer la différence de potentiel et définit ensuite la résistance par rapport à une distance a représentant fictivement le bord de la racine mais se trouvant, en fait, être un point du sol.

Mis à part ce décalage, on note globalement une forte similarité entre les deux types de résultats ; dans le cas totalement fictif où le flux transféré est supposé constant, la plus grande rigueur physique du modèle proposé ici conduit cependant à le préférer. Le modèle venant d'être présenté a surtout l'avantage d'être un modèle en régime transitoire permettant de simuler ou de prendre en compte des cinétiques réelles de transpiration. Avant d'observer de telles simulations, on développe un modèle un peu plus sophistiqué, toujours en régime transitoire, mais tenant compte de l'influence mutuelle des racines.

3.2- PRISE EN COMPTE DE L'INFLUENCE MUTUELLE DES RACINES

L'équation du transport est écrite en terme de $\bar{\psi}_s$ sur une cellule unité cylindrique (selon le formalisme décrit précédemment) et avec un terme source ; partant de (4) écrite en coordonnées cylindriques, en explicitant le terme source par rapport au flux transféré, et en appliquant une transformation de Laplace, on arrive à

$$pc \bar{\psi}_s = \frac{k_s}{r} \frac{d}{dr} \left(r \frac{d\bar{\psi}_s}{dr} \right) - \frac{\bar{Q}}{\pi(b^2 - a^2)} \quad (28)$$

dont la solution est encore une combinaison linéaire des fonctions de Bessel I_0 et K_0 à laquelle s'ajoute une solution particulière

$$\bar{\psi}_s = A I_0(\alpha r) + B K_0(\alpha r) - \frac{\bar{Q}}{\pi(b^2 - a^2)} \quad (29)$$

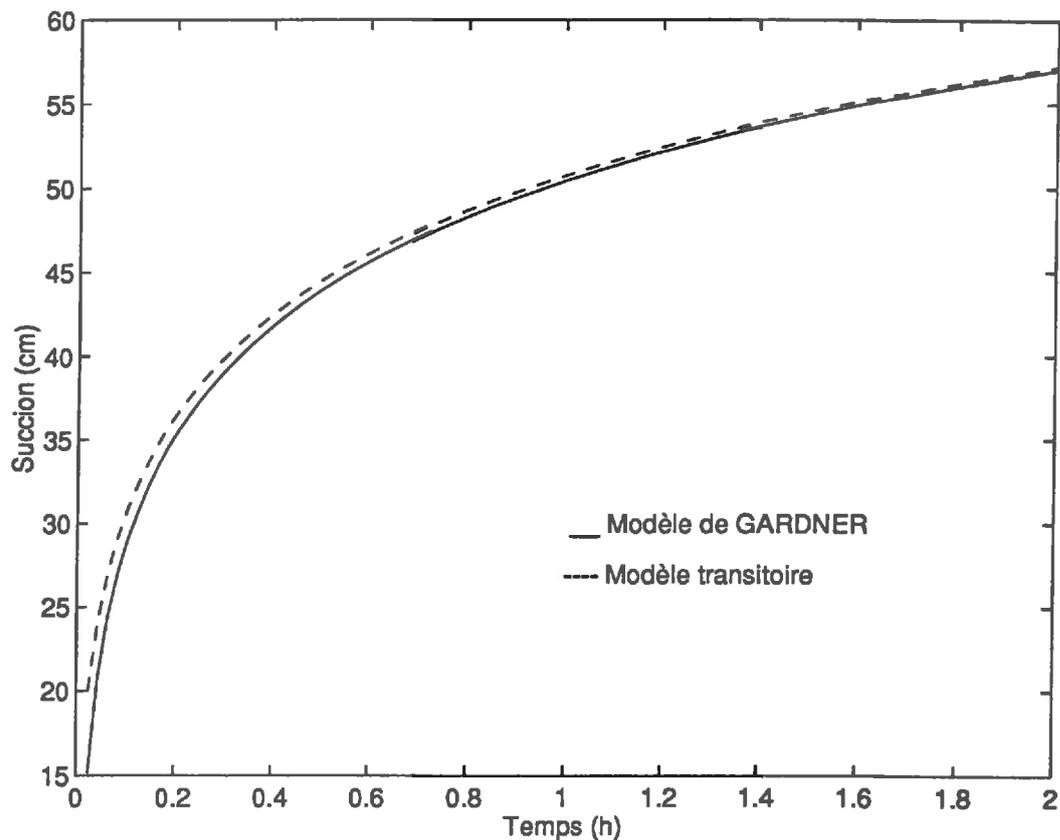


FIGURE 3- Evolution temporelle de la succion développée autour d'une racine pour un flux transféré constant ; cas d'un sol A (dont les paramètres hydrauliques moyens sont calculés pour $\bar{\theta} = 2/3 \theta_s$) avec un couvert forestier ($L_a=0.1 \text{ cm.cm}^{-3}$).

avec $\alpha = \sqrt{\frac{p}{D}}$; (30)

En écrivant les conditions aux limites

en $r=b$, $\bar{Q}(r=b) = 0 = -k_s(2\pi b) \frac{d\bar{\psi}_s}{dr} \Big|_b = -k_s(2\pi b)[A I_1(\alpha b) - B K_1(\alpha b)]$
 en $r=a$, $\bar{Q}(r=a) = \bar{Q} = -k_s(2\pi a) \frac{d\bar{\psi}_s}{dr} \Big|_a = -k_s(2\pi a)[A I_1(\alpha a) - B K_1(\alpha a)]$

on obtient

$$A = \frac{\bar{Q}}{k_s \alpha (2\pi a)} \frac{K_1(\alpha b)}{K_1(\alpha a) I_1(\alpha b) - I_1(\alpha a) K_1(\alpha b)} = A' \bar{Q}$$

$$B = \frac{\bar{Q}}{k_s \alpha (2\pi a)} \frac{I_1(\alpha b)}{K_1(\alpha a) I_1(\alpha b) - I_1(\alpha a) K_1(\alpha b)} = B' \bar{Q}$$
(31)

et on peut alors exprimer explicitement l'impédance Z

$$Z = \frac{\bar{\psi}_s(r=a)}{\bar{Q}} = \{A' I_0(\alpha a) + B' K_0(\alpha a)\} - \frac{1}{cp} \frac{1}{\pi(b^2 - a^2)}$$
(32)

où les expressions de A' et B' sont définies par (31).

On peut aisément vérifier analytiquement que Z tend vers Z_∞ pour b tendant vers l'infini ; on vérifie aussi que pour b tendant vers a , l'impédance Z tend vers zéro et que, pour p tendant vers zéro (c'est-à-dire pour des temps infiniment longs), l'impédance Z tend vers la résistance du régime permanent avec influence mutuelle des racines R (ces calculs sont brièvement proposés en annexe 3).

On compare les impédances Z et Z_∞ pour les deux types de sols tests A (figure 4) et B (figure 5) en fonction des conditions de densités racinaires. La comparaison est exprimée sous trois formes : modules des impédances rapportées au volume de sol ($|Z|/L_a$ et $|Z_\infty|/L_a$) sur les figures 4a et 5a, écart relatif entre les modules des impédances ($(|Z_\infty| - |Z|)/|Z_\infty|$) sur les figures 4b et 5b, et phases des deux impédances sur les figures 4c et 5c. Précisons que nous représentons cette fois des impédances par unité de volume de sol (contrairement au cas permanent où l'on travaillait par unité de longueur de racine).

L'influence mutuelle des racines s'exprime évidemment d'autant plus que la densité racinaire est plus élevée (fig.5a et 5b). Pour le sol limono-argileux et pour des densités racinaires inférieures ou égales à 0.1 cm.cm^{-3} , les deux impédances restent cependant proches en module (fig.4a et 4b). Les phases des deux impédances tendent vers la même limite pour des densités racinaires

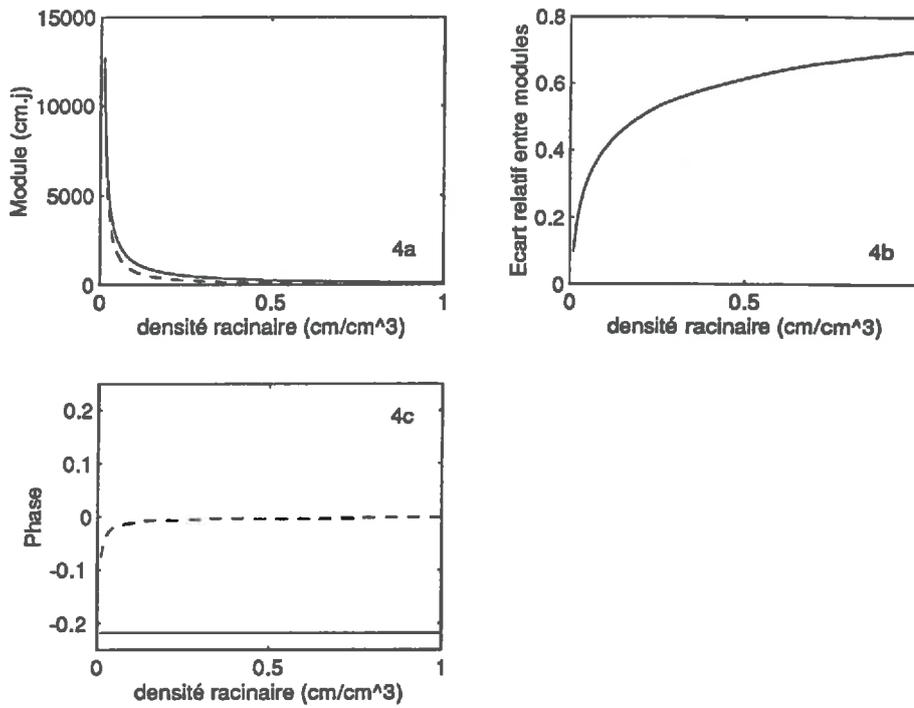


FIGURE 4- Sol A, couvert forestier : comparaison des impédances selon les deux modèles développés (avec - trait pointillé - ou sans - trait plein - influence mutuelle des racines) en fonction de la densité racinaire.

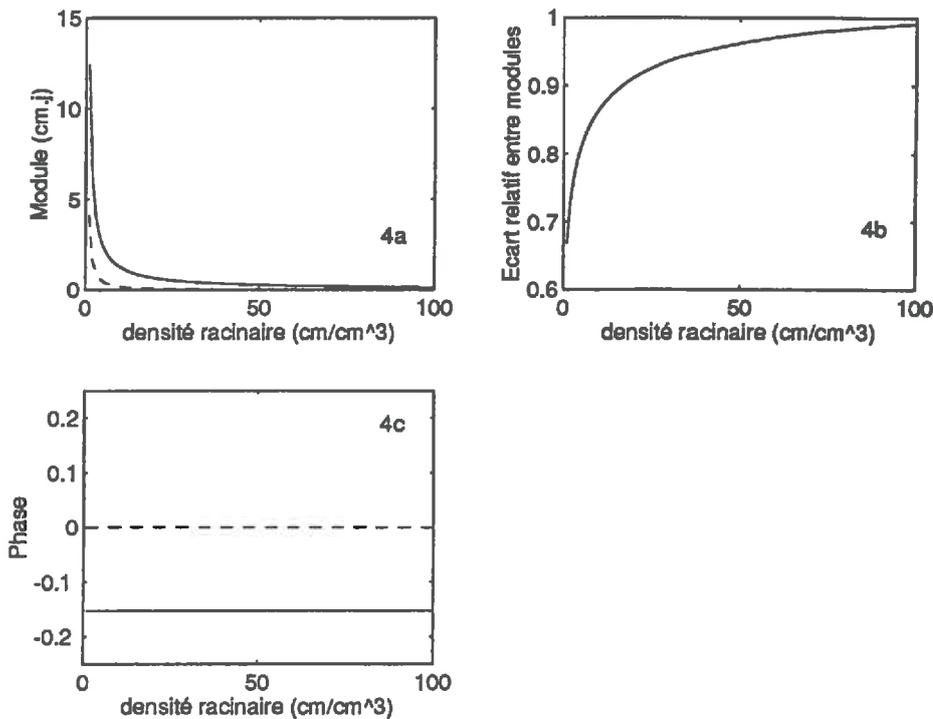


FIGURE 5- Sol B, couvert herbacé : comparaison des impédances selon les deux modèles développés (avec - trait pointillé - ou sans - trait plein - influence mutuelle des racines) en fonction de la densité racinaire.

faibles (fig.4c) mais pour observer réellement la limite il faudrait étendre la gamme des densités racinaires à des domaines irréalistes. De manière générale, la non prise en compte de l'influence mutuelle des racines induit un déphasage.

Soulignons aussi que même si la phase de Z tend vers zéro pour des densités racinaires croissantes, son module est toujours une fonction de la pulsation ω .

On peut également comparer les différentes approches en terme de succion développée sur une journée pour une transpiration réelle donnée (figure 6). Le sol est toujours le sol forestier A avec les paramètres hydrauliques moyens du tableau 1 et une densité racinaire de 0.1 cm/cm^3 ; la transpiration utilisée pour l'essai est une donnée expérimentale de Champenoux (connue sous forme tabulée - 48 valeurs pour une journée - et décomposée en série de Fourier pour la simulation).

La comparaison entre le modèle de GARDNER et celui que nous proposons pour des racines isolées en milieu semi-infini, n'appelle pas beaucoup de commentaires puisque, la réponse selon le modèle classique doit être simulée en entrant la valeur moyenne de la transpiration réelle (le modèle imposant un flux transféré constant) et que dans ces conditions, le modèle proposé ici apparaît évidemment préférable. Il est plus intéressant d'étudier l'apport de la prise en compte de l'influence mutuelle des racines par rapport au modèle où les racines sont supposées isolées. L'écart entre les deux modèles s'exprime évidemment dans des proportions variables selon les jeux de données utilisés ; pour un essai moyen comme celui présenté ici (figure 6), l'écart sur les succions induites est au plus de 20% en amplitude ; on retrouve un déphasage en accord avec les résultats de la figure 5 (pratiquement nul pour le modèle prenant en compte l'influence mutuelle des racines, et marqué lorsque la racine est supposée isolée). Cette figure permet de plus de valider l'hypothèse de linéarité (paramètres hydrauliques du sol constants, indépendants de la teneur en eau) à l'échelle de la journée : on constate en effet que la succion maximale développée est de 6 m d'eau environ ; or cette variation de potentiel induit de faibles variations de teneur en eau, compte-tenu des courbes de rétention capillaires caractéristiques des horizons de sol considérés (ces courbes sont présentées chap.IV, fig.IV-3a et 3b). L'hypothèse de linéarité se trouve ainsi justifiée, à condition toutefois d'utiliser le modèle linéaire sur des échelles de temps adéquates.

4- APPLICATION AU CAS DE TERRAIN ETUDIE : DONNEES ET HYPOTHESES

Le sol de Champenoux est formé de trois horizons distincts (BREDA, 1993) comme le montre la description pédologique en termes de composition granulométrique par 10 cm de profondeur (fig.7a), et de densité apparente sèche qui est le rapport de la masse sèche d'un échantillon sur son volume apparent (fig.7b). L'horizon supérieur est un horizon limono-argileux (noté A2

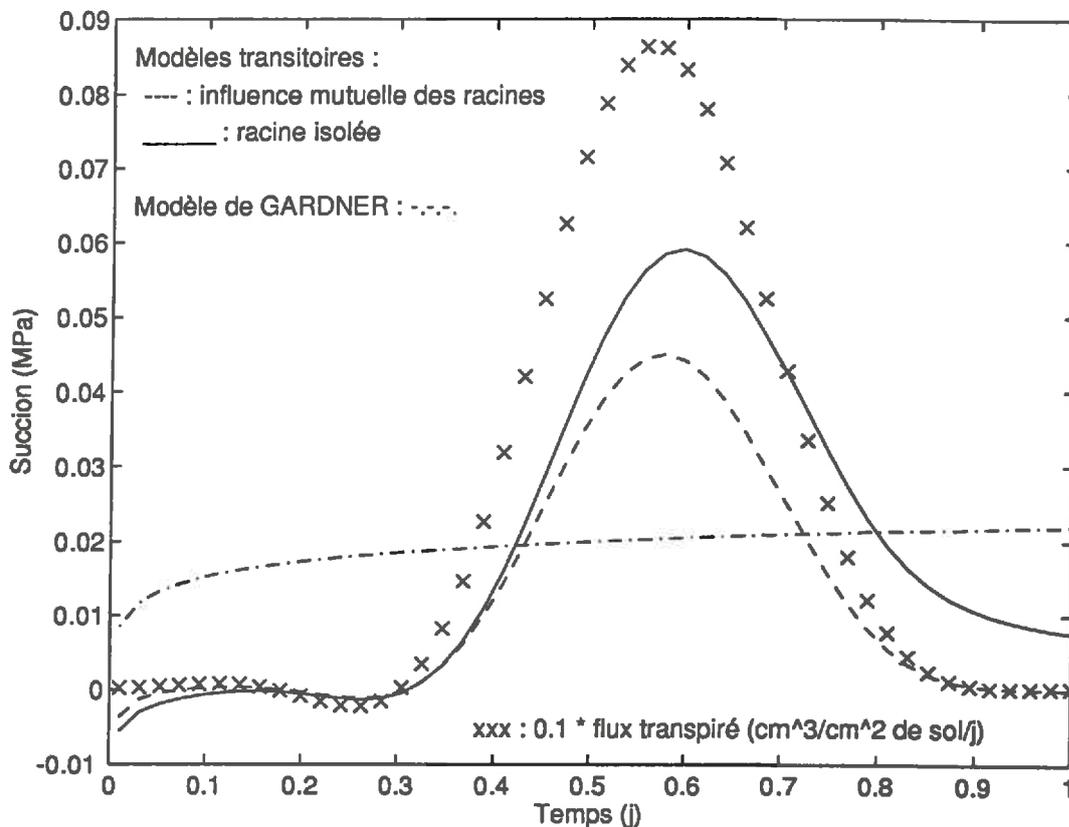


FIGURE 6- Evolution temporelle de la succion (à l'échelle d'une journée) pour une transpiration réelle donnée (mesures de flux de sève à Champenoux) dans le cas d'un sol forestier (sol A à une teneur en eau de 0.215) avec une densité racinaire de 0.1 cm/cm³ : comparaison des trois approches (GARDNER et modèles développés transitoires avec, ou non, influence mutuelle des racines).

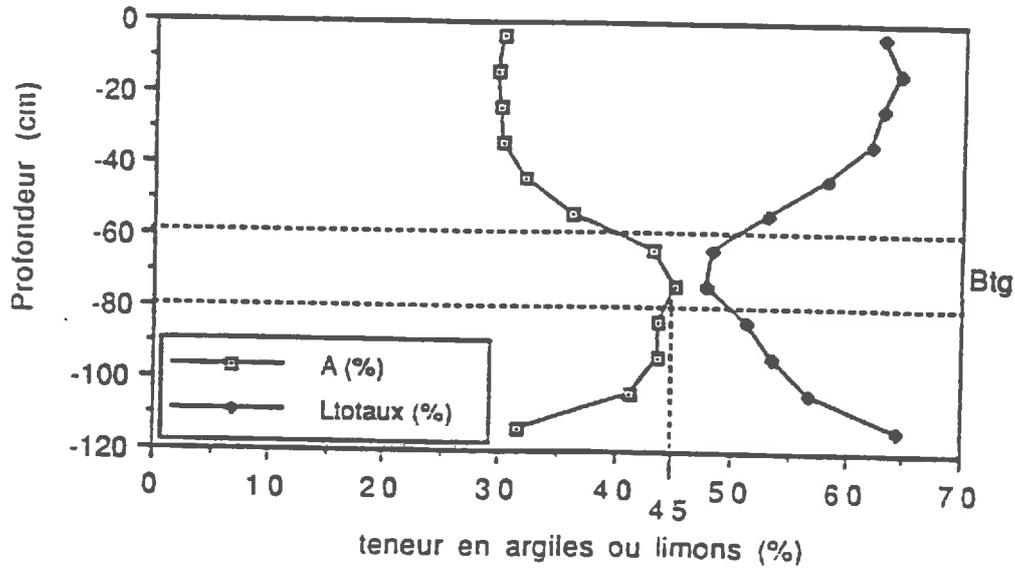


FIGURE 7a- Composition granulométrique du sol par 10 cm de profondeur ; d'après N. BREDA (1990)

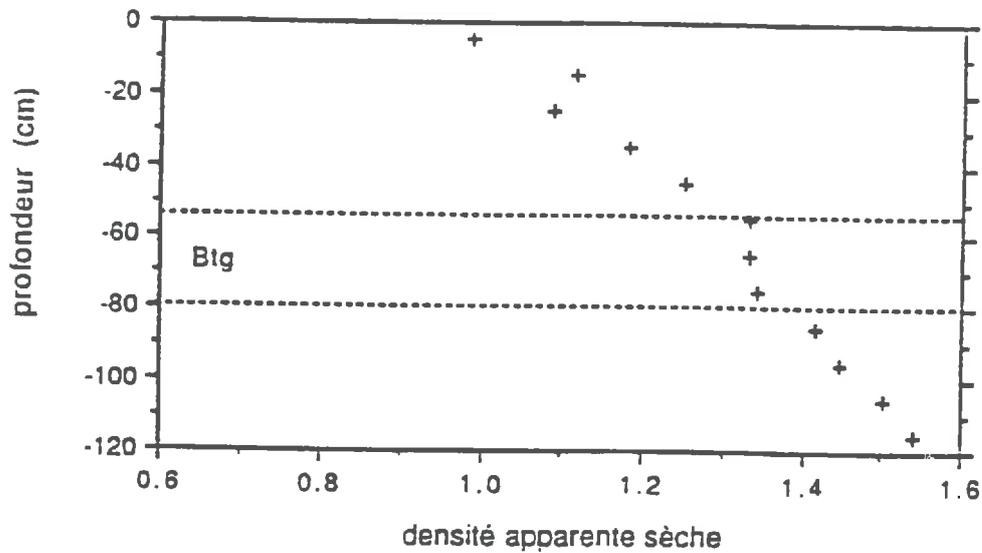


FIGURE 7b- Modification de densité apparente sèche en fonction de la profondeur d'après N. BREDA (1990)

selon la norme de classification française des sols) ; il est limité par un horizon d'accumulation d'argile à 60 cm de profondeur environ (appelé pseudogley et noté Btg) ; un dernier horizon limono-argileux (noté C1) vient finalement compléter le profil ; l'horizon A2 est constitué essentiellement de limons bien structurés alors que l'horizon C1 est plus compact.

Le système racinaire est donc séparé en deux compartiments par une couche fine à haute teneur en argile. L'étude de la densité racinaire (longueur de racines sous une surface unité d'horizon) peut se faire par pesée (et il s'agit, dans ce cas, d'un procédé destructif) ou par comptages d'impacts de racines sur des plans verticaux, méthode retenue dans cette étude ; les tranchées de la cuve ont donc été utilisées pour ces comptages. Les comptages sont faits à l'aide de grilles (maillage de fil de fer de 10 x 10 cm sur cadre en bois) de 80 cm de long sur 40 cm de haut. Ils montrent que 60% de l'enracinement est localisé dans les trente premiers centimètres et 75% du nombre total de racines se trouvent avant l'horizon d'accumulation. Il reste donc un nombre non négligeable de racines ayant colonisé le Btg et, par suite, le second horizon. D'autre part, l'examen de la distribution latérale du nombre de racines de chaque coté du tronc d'un chêne (figure 8) prouve que la densité racinaire peut être considérée uniforme pour la configuration étudiée.

Du point de vue de la modélisation on retiendra donc la présence de deux compartiments limono-argileux ($i=1, 2$) possédant chacun des propriétés hydrodynamiques (k_i, D_i, c_i) et des caractéristiques d'enracinement (La_i) distinctes, séparés par une ligne imperméable à l'eau mais néanmoins traversée par le réseau racinaire (figure 9).

On fait les hypothèses suivantes (étayées par les observations précédentes) :

- Dans un sol nu de profondeur e , le transport est unidirectionnel selon la direction verticale z .
- La parcelle de chênes est suffisamment dense et la distribution latérale de racines à partir des troncs est telle que la densité racinaire dans chacun des horizons peut être supposée uniforme. Cette densité est évaluée à partir des comptages sus-cités (les valeurs ont été données dans le tableau 2, le moyen de les calculer à partir des comptages est explicité en annexe 4).
- Le terme source est décrit selon le formalisme exposé précédemment (§1), pour lequel nous rappellerons que la racine est assimilée à un cylindre de rayon uniforme et de propriétés d'absorption hydrique uniformes (c'est-à-dire que l'apex n'est pas distingué des autres zones de la racine) ; la membrane racinaire est supposée être perméable c'est-à-dire qu'il n'y a pas de résistance au transport de l'eau à travers cette membrane vers le xylème (quel que soit le sens de ce transport).
- La diffusivité et la conductivité prennent des valeurs constantes moyennes, représentatives des variations sur l'étendue des teneurs en eau admissibles.
- La partie aérienne de l'arbre ainsi que les racines elles-mêmes sont purement résistives ; on pourrait aisément introduire une capacitance pour prendre en compte l'eau stockée par l'arbre ; cependant, cela revient à introduire un paramètre, a priori inconnu, supplémentaire, sans apporter pour autant de compréhension physique. Notre questionnement portant prioritairement

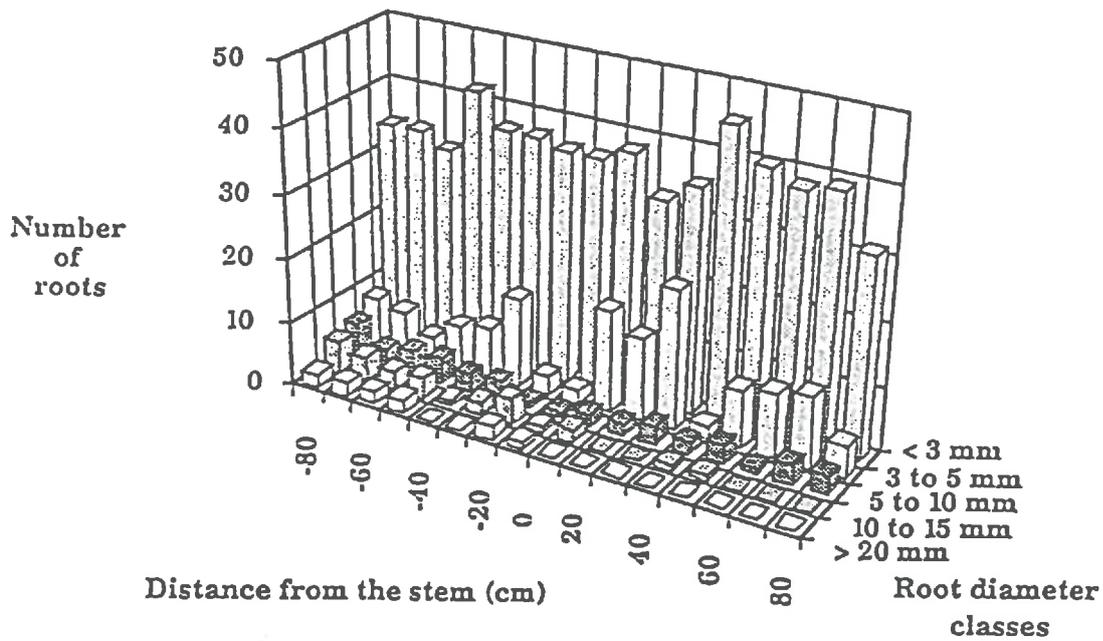


FIGURE 8- Distribution latérale du nombre de racines de chaque coté du tronc d'un chêne sessile. La description a été faite tous les 10 cm à partir du tronc. Les racines sont subdivisées en cinq classes de diamètres.

D'après N. BREDA, 1995

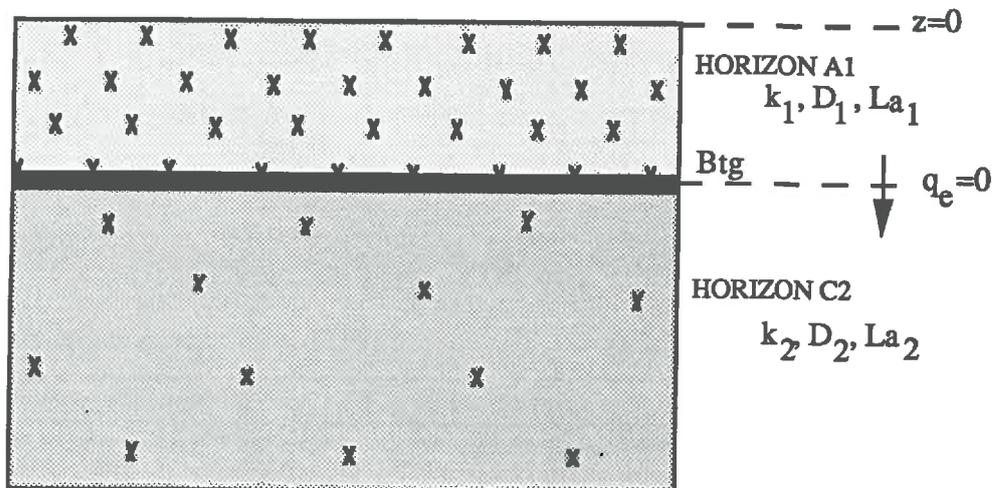


FIGURE 9- Modélisation du sol de Champenoux en deux zones à propriétés hydrauliques et à densité racinaire (uniforme) distinctes, séparées par une ligne imperméable.

sur la zone sol-racine cette possibilité n'est pas retenue dans l'étude, d'autant que l'on sait que cette capacitance est faible pour le chêne (GRANIER, communication personnelle).

- Les transferts de masse se font en phase liquide uniquement et le potentiel foliaire est considéré comme étant le potentiel de la chambre sous-stomatique.
- Enfin, l'éventualité d'une discontinuité d'air à l'interface sol-racine n'est pas retenue dans le modèle bien que ce phénomène puisse constituer une explication possible de certains résultats de terrain (BREDA *et al.*, 1995).

5- ETUDE DES TRANSFERTS GLOBAUX A L'ECHELLE DU TERRAIN : EQUATIONS DESCRIPTIVES

L'équation de continuité combinée à la loi de DARCY généralisée s'écrit ici

$$c \frac{\partial \psi_s}{\partial t} = k_s \frac{\partial^2 \psi_s}{\partial z^2} + S(z,t) \quad (33)$$

On rappelle que $S(z,t)$ est le flux d'eau volumique prélevé par unité de volume de sol, encore noté q .

En appliquant à (33) une transformation de Laplace (22) en temps, et en introduisant la diffusivité hydraulique D , on obtient

$$D \left[\frac{d^2 \bar{\psi}_s}{dz^2} + \frac{1}{k_s} \bar{q}(z,p) \right] = p \bar{\psi}_s - \psi_{ini}(z) \quad (34)$$

Le terme source a été déterminé par l'étude précise de l'interface sol-racine ; cette étude a fait apparaître la notion d'impédance sol-racine ainsi que ses expressions Z et Z_∞ selon que l'on prenne en compte ou non l'influence mutuelle des racines (§3). On peut donc réécrire (34) sous la forme

$$\frac{d^2 \bar{\psi}_s}{dz^2} - \frac{1}{D} \left(p + \frac{1}{Z/L_a c} \right) \bar{\psi}_s = -\frac{1}{D} \left(\psi_{ini} + \frac{\bar{\psi}_r}{Z/L_a c} \right) \quad (35)$$

En posant
$$\xi^2 = \frac{1}{D} \left(p + \frac{1}{Z/L_a c} \right) \quad (36a)$$

et
$$Z_l = Z/L_a \quad (36b)$$

la solution de l'équation (35) s'écrit

$$\bar{\psi}_s(z) = C_1 \cosh(\xi z) + C_2 \sinh(\xi z) + y \quad (37)$$

où y est une solution particulière qui peut être obtenue sous forme d'une série infinie (DEGIOVANNI, 1988)

$$y = \frac{DZ_{lc}}{1+pZ_{lc}} \frac{\bar{\psi}_r}{DZ_{lc}} + \frac{Z_{lc}}{1+pZ_{lc}} \left[\psi_{ini}(z) + \frac{DZ_{lc}}{1+pZ_{lc}} \psi_{ini}''(z) + \left(\frac{DZ_{lc}}{1+pZ_{lc}} \right)^2 \psi_{ini}^{(4)}(z) + \dots \right] \quad (38)$$

Les constantes $C1$ et $C2$ sont définies par les conditions aux limites à la surface du sol (en $z=0$, le potentiel et le flux par unité de surface de sol sont notés $\bar{\psi}_0$ et \bar{q}_0) et au fond de l'horizon (en $z=e$, potentiel et flux sont notés $\bar{\psi}_e$ et \bar{q}_e) ; en chacun de ces endroits, on a

$$\begin{aligned} \bar{\psi}(z=0,e) &= \bar{\psi}_{0,e} \\ \bar{q}(z=0,e) &= -k_s \frac{d\bar{\psi}_s}{dz} \Big|_{z=0,e} \end{aligned} \quad (39)$$

Après résolution, le résultat est écrit sous forme matricielle comme suit

$$\begin{bmatrix} \bar{\psi}_e \\ \bar{q}_e \end{bmatrix} = \Gamma \begin{bmatrix} \bar{\psi}_0 \\ \bar{q}_0 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} X_1 \\ X_2 \end{bmatrix} \quad (40)$$

avec

$$\Gamma = \begin{bmatrix} \cosh(\xi e) & -\frac{\sinh(\xi e)}{k_s \xi} \\ -k_s \xi \sinh(\xi e) & \cosh(\xi e) \end{bmatrix} \quad (41)$$

et

$$\begin{aligned} X_1 &= -\cosh(\xi e) y(0) + y(e) - \frac{\sinh(\xi e)}{\xi} y'(0) \\ X_2 &= k_s \xi \sinh(\xi e) y(0) + k_s \cosh(\xi e) y'(0) - k_s y'(e) \end{aligned} \quad (42)$$

Remarquons que l'écriture matricielle de la relation entrée-sortie contient l'hypothèse de linéarité du problème faite lorsqu'on suppose D et k_s constants.

Il reste à exprimer la quantité d'eau extraite par les racines ; ce mouvement d'eau du sol environnant vers le xylème de l'arbre, noté \bar{q}_r , est écrit par unité de surface de sol à partir du flux relatif à l'unité de volume de sol q

$$\bar{q}_r = -\int_0^e \bar{q} dz = -\frac{e}{Z_l} \left(\bar{\psi}_r - \frac{1}{e} \int_0^e \bar{\psi}_s dz \right) \quad (43)$$

En notant Y une primitive de y , l'équation (43) donne

$$\bar{q}_r = \frac{e}{Z_l} \left\{ -\bar{\psi}_r + (\bar{\psi}_0 + \bar{\psi}_e) \frac{\cosh(\xi e) - 1}{\xi e \sinh(\xi e)} \right. \\ \left. - [y(0) + y(e)] \frac{\cosh(\xi e) - 1}{\xi e \sinh(\xi e)} - \frac{Y(0) - Y(e)}{e} \right\} \quad (44)$$

Pour résoudre le système d'équations (40) et (44), des hypothèses modélisatrices doivent être faites concernant le profil initial de potentiel (c'est-à-dire qu'il faut expliciter y dans (38)). Etant donné le nombre de données expérimentales disponibles et surtout, leur dispersion, on choisit d'approximer le profil initial par le cas simple d'une distribution linéaire

$$\psi_{ini} = a_{ini}z + b_{ini} \quad (45)$$

La fonction y s'écrit alors

$$y = \frac{Z_l c}{1 + pZ_l c} \left(\psi_{ini} + \frac{\bar{\psi}_r}{Z_l c} \right) \quad (46)$$

et on a donc

$$\begin{bmatrix} \bar{\psi}_e \\ \bar{q}_e \end{bmatrix} = \Gamma \begin{bmatrix} \bar{\psi}_0 \\ \bar{q}_0 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} X_{10} \\ X_{20} \end{bmatrix} \quad (47)$$

avec

$$X_{10} = \frac{\bar{\psi}_r}{1 + pZ_l c} (1 - \cosh(\xi e)) \\ - \cosh(\xi e) h(0) + h(e) - \frac{\sinh(\xi e)}{\xi} h'(0) \quad (48)$$

$$X_{20} = \frac{k_s \xi}{1 + pZ_l c} \sinh(\xi e) \bar{\psi}_r \\ + k_s \cosh(\xi e) h'(0) - k_s h'(e) + k_s \xi \sinh(\xi e) h(0)$$

$$\text{où } h(z) = y(z) - \frac{\bar{\psi}_r}{1 + pZ_l c} \quad (49)$$

a été introduit pour distinguer le terme en $\bar{\psi}_r$ lors de la résolution ultérieure du système. On explicite également l'expression (44) donnant \bar{q}_r à l'aide de la relation (46), soit

$$\bar{q}_r = \frac{e}{Z_l} \left\{ -\frac{\bar{\psi}_r}{1 + pZ_l c} \left(pZ_l c + 2 \frac{\cosh(\xi e) - 1}{\xi e \sinh(\xi e)} \right) + (\bar{\psi}_0 + \bar{\psi}_e) \frac{\cosh(\xi e) - 1}{\xi e \sinh(\xi e)} \right. \\ \left. + \frac{Z_l c}{1 + pZ_l c} \left[\psi_{ini}(0) \left(1/2 + \frac{\cosh(\xi e) - 1}{\xi e \sinh(\xi e)} \right) + \psi_{ini}(e) \left(1/2 - \frac{\cosh(\xi e) - 1}{\xi e \sinh(\xi e)} \right) \right] \right\} \quad (50)$$

6- REPRESENTATION ELECTRIQUE EQUIVALENTE

Afin de donner une représentation illustrée et de simplifier les résultats précédents, une représentation électrique équivalente est proposée.

6.1- SOL NU

Dans le cas d'un sol nu (dans ce cas $\xi^2 = p/D$), la représentation équivalente est la représentation quadripolaire classique (figure 10), fréquemment utilisée dans l'analyse des systèmes linéaires (DEGIOVANNI, 1988). Dans cette représentation, le point d'entrée caractérise le potentiel du sol en surface et le point de sortie le potentiel au point le plus profond de la couche considérée ; \bar{q}_0 et \bar{q}_e sont respectivement les flux d'entrée et de sortie (pluie, évaporation, infiltration, ...). L'expression des impédances Z_1 et Z_3 est un résultat maintenant classique de l'analyse linéaire

$$\begin{aligned} Z_3 &= \frac{\sinh(\xi e)}{k_s \xi} \\ \frac{1}{Z_1} &= pc \frac{\cosh(\xi e) - 1}{\xi \sinh(\xi e)} \end{aligned} \quad (51)$$

On montre aisément qu'aux temps longs (régime quasi-permanent), l'impédance Z_3 tend vers une résistance pure (moitié de celle établie en régime permanent) tandis que l'impédance Z_2 tend vers une capacitance pure, traduisant le stockage par le sol, et dont la limite aux temps infinis est nulle.

6.2- SOL ENRACINE

Le problème pour un sol enraciné est plus compliqué ; il est résolu en utilisant la notion de tétrapôle ; un tétrapôle est un réseau à quatre points d'entrée, qui sont ici la surface du sol, le fond de l'horizon considéré, le système racinaire, et la ligne de base (figure 11). Tout tétrapôle peut être représenté à l'aide de six impédances ; pour raisons de symétrie, les impédances Z_1 et Z_4 apparaissent en réalité deux fois (ce qui est aisément vérifié par le calcul). Les termes sources comportent l'information sur les conditions initiales en termes de potentiel. Les impédances correspondant aux caractéristiques du sol, Z_1 et Z_3 , ne sont modifiées par rapport aux expressions (51) (correspondant au sol nu) que par la définition de la variable ξ (définie à nouveau par (36a)) ; on peut le vérifier, tout comme on calcule les deux autres impédances Z_2 et Z_4 :

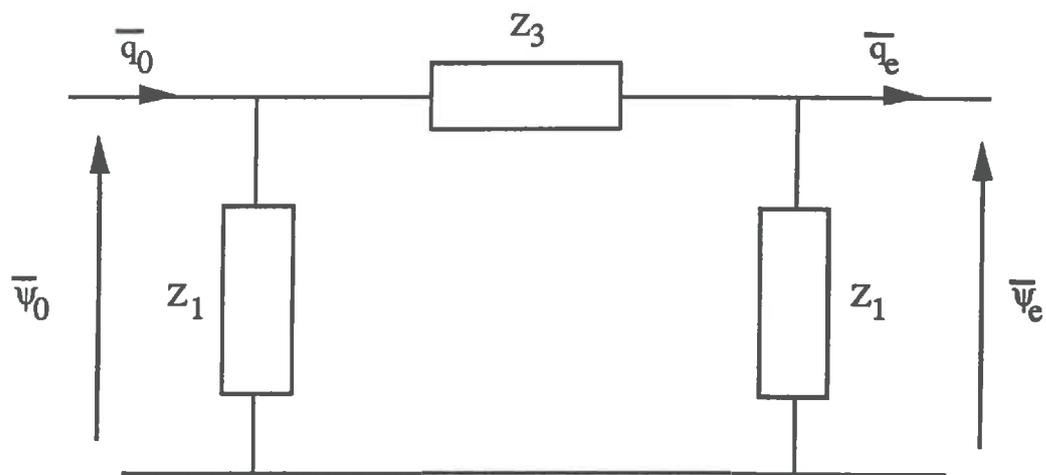


FIGURE 10- Schéma électrique équivalent pour une couche de sol nu de propriétés hydrauliques et d'épaisseur données traduisant la relation linéaire (notion de quadripôle) liant les grandeurs flux et potentiels d'entrée et de sortie.

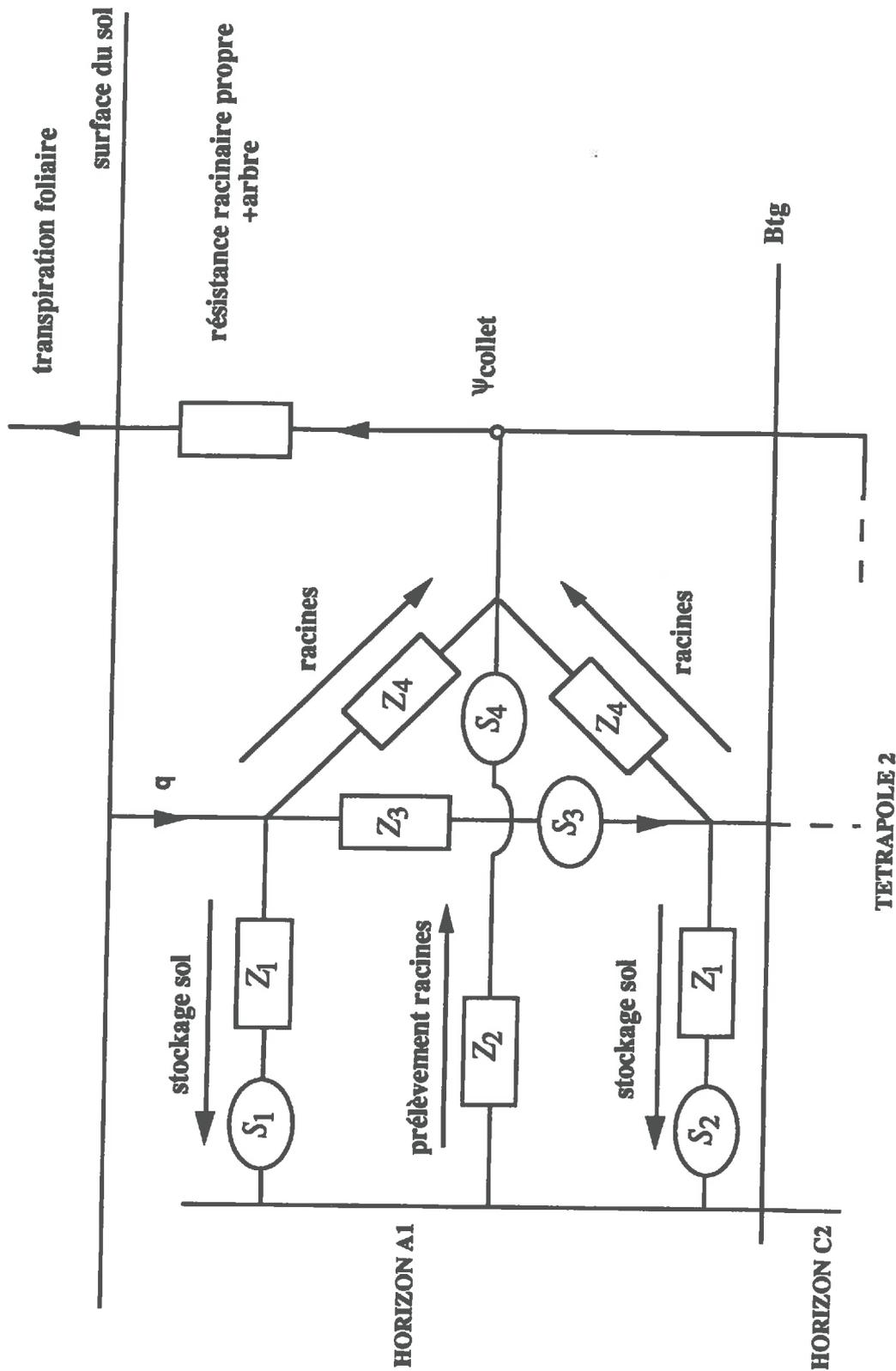


FIGURE 11- Représentation électrique équivalente pour un sol enraciné à deux horizons séparés par une ligne imperméable ; le second tétrapôle n'est pas détaillé sur le schéma car il est identique dans sa structure à celui de l'horizon supérieur ; les indications de stockages et de prélèvements ne sont que des approximations devant aider la compréhension du schéma qui est, lui, exact (en réalité les interactions sont plus complexes que la lecture qui en est donnée)

En écrivant les lois de KIRCHOFF

$$\begin{aligned}
 \bar{q}_r &= \frac{\bar{\psi}_0 - \bar{\psi}_r}{Z_4} - \frac{\bar{\psi}_r - \bar{\psi}_e}{Z_4} - \frac{\bar{\psi}_r}{Z_2} \\
 \bar{q}_0 &= \frac{\bar{\psi}_0 - \bar{\psi}_r}{Z_4} + \frac{\bar{\psi}_0 - \bar{\psi}_e}{Z_3} + \frac{\bar{\psi}_0}{Z_1} + S_1 + S_3 \\
 \bar{q}_e &= \frac{\bar{\psi}_r - \bar{\psi}_e}{Z_4} + \frac{\bar{\psi}_0 - \bar{\psi}_e}{Z_3} - \frac{\bar{\psi}_e}{Z_1} + S_3 - S_2
 \end{aligned} \tag{52}$$

et en comparant avec l'expression des flux \bar{q}_0 , \bar{q}_e et \bar{q}_r obtenues :

- pour \bar{q}_0 et \bar{q}_e en réarrangeant le système (47) sous la forme

$$\begin{aligned}
 \bar{q}_0 &= \frac{k_s \xi}{\sinh(\xi e)} \left[\cosh(\xi e) \bar{\psi}_0 - \bar{\psi}_e + X_{10} \right] \\
 \bar{q}_e &= \left[-k_s \xi \sinh(\xi e) + \frac{k_s \xi}{\sinh(\xi e)} \cosh^2(\xi e) \right] \bar{\psi}_0 - k_s \xi \frac{\cosh(\xi e)}{\sinh(\xi e)} \\
 &\quad + X_{20} + X_{10} \frac{\cosh(\xi e)}{\sinh(\xi e)} k_s \xi
 \end{aligned} \tag{53}$$

- et pour \bar{q}_r donnée par la relation (49),

il s'ensuit, tout calcul fait¹,

$$\begin{aligned}
 Z_4 &= Z_1 \frac{\xi \sinh(\xi e)}{\cosh(\xi e) - 1} \\
 \frac{1}{Z_2} &= \frac{e}{Z_1} \frac{pZ_1 c}{1 + pZ_1 c} \left[1 - 2 \frac{\cosh(\xi e) - 1}{\xi e \sinh(\xi e)} \right]
 \end{aligned} \tag{54}$$

Les termes sources S_1 , S_2 et S_3 doivent obéir eux à un système à deux équations (obtenu en identifiant les termes sources dans chacune des expressions (52) et (53) pour \bar{q}_0 et \bar{q}_e) et il y a donc clairement une infinité de solutions ; nous en proposons une ici qui satisfait aux propriétés requises de symétrie

$$\begin{aligned}
 S_1 &= -\frac{k_s \xi}{\sinh(\xi e)} h(0) [\cosh(\xi e) - 1] - k_s h'(0) \\
 S_2 &= -\frac{k_s \xi}{\sinh(\xi e)} h(e) [\cosh(\xi e) - 1] + k_s h'(e) \\
 S_3 &= \frac{k_s \xi}{\sinh(\xi e)} [h(e) - h(0)]
 \end{aligned} \tag{55}$$

¹ Z_4 est trouvé immédiatement en identifiant le terme en $\bar{\psi}_0$ (ou $\bar{\psi}_e$) dans \bar{q}_r ; Z_2 s'en déduit immédiatement en identifiant le terme en $\bar{\psi}_r$ dans le même \bar{q}_r . Z_1 et Z_3 se calculent ensuite en identifiant dans les expressions de \bar{q}_0 et \bar{q}_e .

Le terme source S_4 est simplement obtenu en identifiant les deux restes dans les expressions (49) et (52) de \bar{q}_r ; on trouve

$$S_4 = \frac{Z_{1c}}{1 + pZ_{1c}} \left[\psi_{ini}(0) \left(1/2 + \frac{\cosh(\xi e) - 1}{\xi e \sinh(\xi e)} \right) + \psi_{ini}(e) \left(1/2 - \frac{\cosh(\xi e) - 1}{\xi e \sinh(\xi e)} \right) \right] \quad (56)$$

Ces termes sources correspondent simplement aux conditions initiales du sol (sol seul pour les termes S_1 , S_2 et S_3 , et complexe sol-racine pour le terme S_4).

Conclusion

En conclusion, les modèles transitoires présentés permettent de simuler des cinétiques de potentiel réalistes à partir d'une transpiration donnée. Le modèle avec influence mutuelle des racines peut constituer un bon outil d'analyse des phénomènes de répartition racinaire à condition de disposer de données pour les paramètres hydrauliques du sol, pour les densités racinaires et pour les cinétiques de flux transpirés. Cela dit, pour le cas de terrain étudié, il nous a paru inutile d'alourdir les calculs par l'amélioration de la prise en compte de l'influence mutuelle des racines et l'impédance Z_∞ semble pouvoir décrire suffisamment correctement les phénomènes à l'échelle globale de la parcelle.

Il est fondamental de rappeler qu'il s'agit là de modèles de compréhension et non de simulation. Il est absolument impossible d'utiliser ces modèles en aveugle c'est-à-dire sans connaître préalablement les ordres de grandeur acceptables devant être observés. C'est cette connaissance préalable qui doit permettre de choisir des conditions réalistes et cohérentes de simulations parmi le grand nombre de données nécessaires à la modélisation.

La forte limitation de ces modèles est due à l'hypothèse de linéarité (valeurs de diffusivité et conductivité hydrauliques constantes) ; cette hypothèse, correcte à l'échelle de la journée, impose de limiter temporellement les simulations. C'est de plus une hypothèse qui nécessite le choix de grandeurs moyennes devant représenter le comportement non-linéaire réel.

Le modèle d'interface sol-racine a ensuite été inséré dans un modèle global de fonctionnement tenant compte des propriétés pédologiques particulières du terrain étudié. La prise en compte du régime transitoire impose de remplacer la notion classiquement utilisée de résistance par la notion d'impédance ; dans ce cadre, la représentation électrique équivalente qui donne une idée intuitive des processus se trouve encore compliquée par l'existence des termes puits que sont les racines (il faut dans ce cas considérer des représentations en tétrapôle et non en quadripôle). Le choix a été fait d'une approche globale pour répondre à des questions soulevées par les observations de terrain. Dans tous les cas la résolution analytique est poursuivie le plus loin possible ; ce choix impose certaines simplifications du problème mais permet des résolutions rapides pouvant être menées pour un grand nombre de configurations différentes.

CHAPITRE IV

APPLICATION À L'ETUDE DES TRANSFERTS GLOBAUX À L'ECHELLE DU TERRAIN

Introduction

On rappelle tout d'abord certains points fondamentaux du travail écophysologique ayant précédé notre propre démarche ainsi que les données de terrain disponibles, utiles pour notre modélisation (§1). Après explication de la façon dont nous résolvons les équations du chapitre précédent (§2.1), le modèle, utilisé dans le sens direct (§2.2), permet de vérifier le réalisme des résultats. Ceci nous autorise alors à déterminer, par méthode inverse, certains paramètres hydrauliques du sol inconnus (§2.3) ; cette identification par méthode inverse est ensuite validée sur des données indépendantes.

L'ensemble de ces simulations doit permettre finalement de conclure sur les deux problématiques initiales : importance de l'interface sol-racine et rôle de l'horizon profond du point de vue de l'alimentation hydrique.

1- RAPPEL DU TRAVAIL ECOPHYSIOLOGIQUE ANTERIEUR ET DONNEES DE TERRAIN DISPONIBLES (POUR LA MODELISATION)

1.1- DESCRIPTION GLOBALE DU TRAVAIL ECOPHYSIOLOGIQUE

La parcelle étudiée se trouve en forêt de Champenoux (à 15 km à l'est de Nancy, dans la zone "plateau lorrain" de Meurthe et Moselle) : la forêt, exploitée par l'ONF, est constituée à 88% en volume de chênes sessiles et pédonculés, à 10% de charmes et divers, à 1% de hêtres et à 1% de frênes. Les chênes sont de bonne qualité et leur croissance est satisfaisante. Anciennement traitée en taillis-sous-futaie, la forêt est aujourd'hui exploitée selon le principe de la reconversion en futaie à base de chênes. Le peuplement de la parcelle est issu de régénération naturelle par la glandée de 1949 et son âge moyen a été estimé à 32 ans par N. BREDA en 1993.

Du point de vue topographique, la parcelle est située dans le fond d'un petit talweg ; les pentes sont faibles mais suffisantes pour permettre un drainage correct.

A la suite d'une convention passée avec l'ONF en 1986, la gestion et l'aménagement de la parcelle ont été confiés à la station de Sylviculture et de Production du Centre de Recherches Forestières pour une durée de 15 ans.

L'objectif général du travail de N. BREDA est de décrire et de quantifier les flux d'eau dans l'écosystème : pour cela, trois axes de travail ont été définis :

- (1) la description fine des mécanismes de transfert de l'eau dans l'arbre et le sol, et l'évaluation des diverses résistances à ce transfert ;
- (2) l'évaluation de l'influence des contraintes hydriques sur la croissance ;
- (3) enfin, des études fonctionnelles à l'échelle de l'arbre, ou du peuplement, ont été intégrées dans le contexte pédoclimatique pour quantifier les flux hydriques globaux.

(1) Mécanismes de transfert d'eau : la description des flux de vapeur (transpiration foliaire) et de liquide (flux de sève), en l'absence de contraintes hydriques, puis, l'analyse des mécanismes de régulation et de dysfonctionnements susceptibles d'intervenir en conditions d'alimentation hydrique limitante, devant permettre de répondre au premier objectif fixé, un équipement lysimétrique a été mis en place. Ce plateau couvert, et isolé du reste de la parcelle par un système de tranchées, a permis d'étudier, en comparaison à un traitement témoin irrigué, les effets d'un stress hydrique prolongé (dessèchement imposé au cours de toute la saison de végétation, après réhumidification en début de saison de végétation, et ce, sur plusieurs années). Le traitement témoin a dû être, quant à lui, irrigué afin de contrer les épisodes de sécheresse estivale non rares en Lorraine.

(2) L'influence des contraintes hydriques sur la croissance a été étudiée de façon extensive à l'échelle du peuplement cette fois. Trois facteurs sont classiquement supposés contrôler la croissance : l'alimentation minérale (supposée bonne et non limitante ici), l'éclairement (qui n'est pas considéré comme critère de différenciation dans ce travail) et l'alimentation hydrique. L'éclaircie effectuée sur une partie de la parcelle a été interprétée sous l'angle exclusif des différences d'alimentation hydrique induites (même si les différences d'interception de lumière ont été prises en compte dans les calculs de bilans hydriques, elles ne sont pas considérées comme des critères explicatifs en tant que tels).

(3) Une approche de type PENMAN-MONTEITH (1965) a été retenue pour modéliser la consommation en eau du couvert et décrire les interactions arbre-milieu, puis, un modèle de bilan hydrique a été développé dans le but de quantifier les réserves hydriques du sol et d'obtenir un outil prévisionnel des niveaux de contrainte hydrique subis par les arbres, en fonction de paramètres d'entrée climatiques et de relations fonctionnelles calibrées expérimentalement.

1.2- CONCLUSIONS DE L'APPROCHE ECOPHYSIOLOGIQUE⁽¹⁾

Des observations phénologiques, nous ne retiendrons que le retard au débournement significatif des arbres de la cuve lysimétrique par rapport aux témoins après deux années de sécheresse consécutives. Les différences entre espèces (développement plus précoce du sessile et

(1) On ne retient que ce qui est en rapport avec les problèmes d'alimentation hydrique ; par contre, dans ce cadre, des informations parfois non utilisées par la suite sont citées, et ce, afin de relativiser le champ d'application des modèles développés et de montrer l'ampleur des paramètres à prendre a priori en compte si l'on cherche à intégrer la globalité du comportement du peuplement dans son milieu.

sensibilité à la sécheresse plus grande du pédonculé), au sein de la cuve, sont plus marquées après deux années consécutives d'expérimentation et donc de stress hydrique.

Alors qu'en conditions de couvert fermé avec une bonne alimentation hydrique, la variabilité inter-arbre est faible, cette variabilité augmente en conditions de sécheresse et avec l'ouverture du couvert.

La conductance stomatique a été suivie afin de déterminer des seuils de sécheresse du sol induisant une régulation de la transpiration. Cette régulation stomatique doit permettre de maintenir la tension de l'eau à l'intérieur du xylème à un niveau inférieur au seuil de dysfonctionnement évitant ainsi la cavitation et l'embolie des vaisseaux du xylème.

En cas de stress hydrique important, la conductance stomatique, après avoir accusé une chute brutale, atteint des valeurs minimales, sur arbres adultes, encore significatives qui permettent une transpiration et une assimilation carbonée non négligeables. La première phase de dessèchement du sol ne modifie pas la conductance stomatique.

D'autre part, il est apparu que le potentiel hydrique de base reflète le potentiel hydrique du sol, là où la teneur en eau est la plus forte et il ne traduit donc pas l'état hydrique de l'horizon de surface qui se dessèche en premier.

Finalement, la fraction disponible de la réserve hydrique du sol semble être un paramètre plus pertinent que le potentiel de base pour la régulation stomatique, probablement influencée par le dessèchement des horizons superficiels.

Certain travaux expliquent les phénomènes de régulation stomatique par la production d'un signal racinaire biochimique produit en cas de situation hydrique limitante et transporté par la sève jusqu'aux stomates ; mais cette hypothèse n'a pu être étayée par les expérimentations réalisées sur le site de Champenoux, peut-être pour des raisons techniques.

Au terme de cette partie, il faut donc conclure que "le mode d'action de l'état hydrique du sol sur la conductance stomatique des chênes adultes reste inexpliqué".

L'étude de la conductance hydraulique totale (définie par rapport à l'écart potentiel hydrique foliaire-potentiel de base) ne permet pas de mettre en évidence d'effets de capacitance significatifs (l'arbre serait incapable de stocker de l'eau à la manière d'un réservoir contrairement aux espèces résineuses) ; cette observation justifiera, pour la modélisation, l'hypothèse de voies racinaires et aériennes purement résistives.

Les résultats expérimentaux mettent aussi en évidence une diminution de conductance au transfert de l'eau du sol aux feuilles, diminution qui intervient lors du dessèchement alors que le potentiel de base n'est pas encore affecté. Le facteur limitant du point de vue des transferts hydriques ne semble alors pas être intrinsèque à l'arbre. Cette remarque mérite d'être retenue car c'est un des points ayant appelé un complément d'explication en terme de modélisation.

Enfin, il est également intéressant de relever que l'éclaircie a induit des cinétiques journalières de densités de flux de sève très asymétriques. Un autre cas de figure conduisant à des courbes

de densités de flux non symétriques par rapport à midi solaire est celui de journées à fort déficit de saturation de l'air ce qui se traduit par des dépressions de midi, ou plutôt avec un maximum de la cinétique de densité de flux atteint en fin de matinée).

Nous n'exposerons pas ici les deux autres parties du travail de N. BREDA et A. GRANIER qui a consisté en (1) une étude comparative des contributions des paramètres phénologiques et des contraintes édaphiques et climatiques aux variations inter- et intra-annuelles de transpiration du peuplement, (2) la calibration et la validation d'un modèle de bilan hydrique global. Concernant ces aspects, il convient donc de se reporter à la thèse de N. BREDA, notre contribution en termes de physique s'étant limitée au premier axe présenté.

Nous citerons, pour finir, la conclusion de N. BREDA dans sa synthèse : "Malgré sa lourdeur expérimentale, l'approche écophysiological en conditions naturelles se montre irremplaçable pour quantifier les fonctions essentielles à la modélisation des flux de masse et d'énergie des écosystèmes", mais en soulignant que cette "lourdeur expérimentale" nous est apparue d'emblée comme une source de données et matière à réflexions d'une grande richesse. L'analyse physique et la modélisation ne trouvent leur justification et ne sont rendues possibles que par ce travail écophysiological ; les deux approches nous apparaissant comme fondamentalement complémentaires.

Les moyens expérimentaux et les mesures effectuées ont été utilisés à trois niveaux pour la modélisation : en tant qu'hypothèses, en tant que paramètres d'entrée ou encore comme critères de validation. Nous donnons ci-après les principaux résultats utiles à la modélisation.

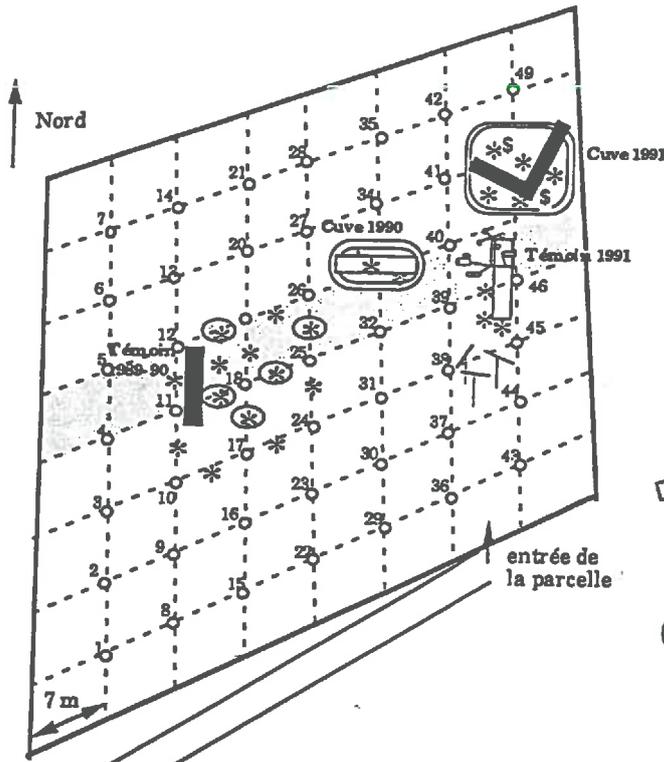
1.3- RESULTATS DE TERRAIN UTILES A LA MODELISATION

Le plan de l'équipement est donné figure 1.

Le dispositif expérimental consiste concrètement en le maillage en 64 placettes élémentaires de 50 m² chacune environ ; initialement mis en place pour permettre de modéliser la variabilité spatiale du niveau d'eau dans le sol par analyse géostatistique des variations de stock, ce maillage a ensuite servi de support, à différentes échelles, aux autres mesures :

- le suivi des stocks, les inventaires (densités, surfaces terrières), les mesures de pluies sous couvert, la détermination de l'indice foliaire, les relevés phytoécologiques ; toutes ces mesures sont effectuées sur l'ensemble de la parcelle ;
- le suivi de l'accroissement en circonférence des arbres selon un transect Ouest/Est de 16 placettes élémentaires ;
- les mesures d'humidité sur différents blocs de 4 à 6 placettes élémentaires ;
- l'étude physiologique fine et des mesures microclimatiques sur un bouquet d'arbres à proximité d'un échafaudage ;

(a) 1990 et 1991



- Légende
- pluviomètre + bac à litière
 - ▭ échafaudage
 - * tube de sonde à neutrons
 - batterie de tensiomètres
 - \$ batterie de micropsychromètres
 - cuve de dessèchement
 - ☼ poste météorologique
 - └ thermopile linéaire
 - ▨ suivi de croissance

(b) 1992 et 1993

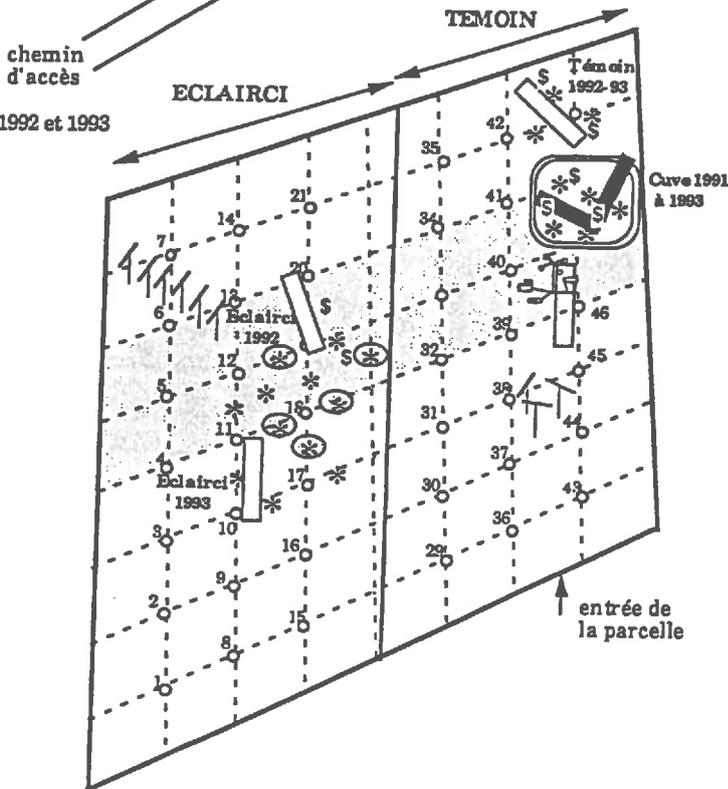


FIGURE 1- Equipements du dispositif expérimental de Champenoux (Parcelle 52); d'après N. BREDA (1994)

- une cuve de dessèchement dans laquelle sont faites des études d'enracinement et de réaction à la sécheresse ;

1.3.1- RESULTATS RELATIFS AU SOL

L'analyse granulométrique et l'évolution de la densité apparente sèche en fonction de la profondeur ont permis de modéliser le sol du point de vue des caractéristiques hydriques (chap.3, §4).

Des mesures à la sonde à neutrons permettent de déterminer les profils d'humidité volumique en fonction de la profondeur, tout au long de la saison, dans la cuve ou en conditions naturelles.

Enfin des valeurs de potentiel sol, en différentes profondeurs et tout au long de la saison, sont fournies par des mesures réalisées avec des tensiomètres, ou des micropsychromètres en cas de stress hydrique important.

1.3.2- RESULTATS RELATIFS AU PEUPELEMENT

- La transpiration par mesure de flux de sève est obtenue selon une méthode thermique (GRANIER, 1985, 1987) ; les cinétiques sont des fonctions tabulées en 48 points correspondant à une mesure par demi-heure sur une journée. Ces mesures existent sur des arbres en conditions de stress hydrique ou non, en situation d'éclaircie ou non, et tout au long de la saison de végétation.
- Les cinétiques de potentiel foliaire sont obtenues par mesures à la chambre à pression de SCHOLANDER en différents jours sur un lot d'arbres du traitement témoin, de l'éclaircie, et de la cuve.
- La section transversale de bois d'aubier, calculée arbre par arbre ou rapportée à l'hectare, représente un paramètre écophysiological plus intéressant que la surface terrière en terme d'échanges hydriques dans le système sol-arbre (BREDA, 1991). Pour la calculer, une série de 10 sondages à la tarière de PRESSLER a été réalisée ; la limite aubier-bois de coeur a été déterminée visuellement par observation des carottes sur table lumineuse en différenciant les zones poreuses obstruées par des thylls du bois de coeur des zones poreuses libres du bois d'aubier. Une relation liant la circonférence à 1.3 m de hauteur et la largeur d'aubier est obtenue par régression linéaire. A partir de cette relation, il est possible de calculer la surface d'aubier par classe de diamètre puis, connaissant l'inventaire du peuplement par classes de diamètres, la surface d'aubier moyenne du peuplement.

Les valeurs chiffrées (densités racinaires, rayon racinaire moyen) et les courbes expérimentales (que ce soit de densité de flux de sève, de potentiel foliaire ou de potentiel du sol) seront indiquées au fur et à mesure qu'elles apparaîtront nécessaires dans l'exposé.

2- EXPLOITATION DU MODELE

2.1- RESOLUTION

La quantité d'eau prélevée par les racines d'un arbre donné est déterminée à partir des mesures de flux de sève ; la mesure est corrigée par la surface d'aubier à l'hectare pour obtenir des flux volumes par unité de surface de sol. Ce prélèvement racinaire est donc connu sous la forme d'une fonction tabulée (une mesure par demi-heure) que l'on peut décomposer en série de Fourier (un nombre réduit d'harmoniques suffit) pour obtenir une fonction continue.

A l'échelle de la journée les problèmes à résoudre sont des problèmes à conditions initiales données (en potentiel) ; ils sont donc naturellement résolus par analyse de Laplace.

Pour travailler à des échelles temporelles plus longues (quelques dizaines de jours), le problème se pose différemment.

La transpiration peut toujours être écrite comme la somme d'une partie moyenne et d'une partie fluctuante : la solution générale (c'est-à-dire chaque potentiel du sol et de l'arbre) s'exprime alors comme la somme de trois termes : La solution de Laplace (ψ_L) au problème à transpiration moyenne (premier terme du développement en série de cette transpiration) qui est un problème à condition initiale constante ($\langle \psi_0 \rangle$), la solution de Fourier obtenue pour chaque harmonique suivant de la transpiration (ψ_F), et le potentiel correspondant à la situation initiale (ψ_{CI}). Les équations donnant les potentiels et flux dans le sol et le flux transféré vers les racines sont à écrire pour chaque harmonique (en substituant $i\omega$ où ω est la pulsation à la variable de Laplace p dans les relations du paragraphe précédent).

Pour résoudre ce problème nous avons négligé le troisième terme (ψ_{CI} induit par la condition initiale), c'est-à-dire que nous avons supposé le régime périodique établi ; cette hypothèse est justifiée par l'estimation du temps d'établissement du régime périodique : pour une situation initiale en cosinus ($\psi_0 = \cos\left(2\pi\frac{x}{L}\right)$), la solution de l'équation de la diffusion dans un sol nu s'écrit

$$\psi = \exp\left(-4\pi^2\frac{Dt}{L^2}\right) \cos\left(2\pi\frac{x}{L}\right)$$

On peut considérer que cette contribution est négligeable lorsqu'elle ne vaut plus que que 10% du maximum, soit

$$4\pi^2\frac{Dt}{L^2} = \ln(10)$$

or $\frac{2\pi}{L} = \left(\frac{\omega}{2D}\right)^{1/2}$, soit $L^2 = 4\pi D t_p$ (où t_p est la période du problème de Fourier, soit une journée) ; il vient alors

$$t \text{ (temps d'amortissement)} = \frac{\ln(10)}{\pi} t_p = 0.73 j$$

Il est donc légitime, pour une simulation sur une durée de quelques jours, d'assimiler la solution aux deux premiers termes uniquement, d'autant que dans ce calcul le temps d'amortissement a été surestimé pour deux raisons : d'une part, parce qu'on n'a considéré qu'un seul harmonique et, d'autre part, parce qu'on a négligé le rôle des racines qui contribuent à la redistribution.

2.2- UN EXEMPLE DE SIMULATION EN SENS DIRECT

On teste le modèle en vérifiant que les évolutions de cinétiques journalières de potentiels à différents niveaux du système (sol à différentes profondeurs, racines, collet ou feuilles) sont cohérentes avec des résultats expérimentaux classiques pour des valeurs réalistes données de diffusivité et de conductivité hydraulique.

La figure 2 présente un de ces tests : il permet de vérifier que la simulation fournit une cinétique au niveau foliaire dont les ordres de grandeur paraissent cohérents ; il permet en outre d'observer les variations de potentiel en différents points du système sol-arbre. Cette simulation prouve seulement que pour des ordres de grandeurs supposés réalistes d'un certain nombre de paramètres (paramètres hydrauliques du sol d'après la littérature, densités racinaires estimées, résistance propre de l'arbre fixée d'après la littérature), le modèle fournit des résultats également cohérents avec les observations de terrain.

2.3- IDENTIFICATION DE PARAMETRES

Le modèle ayant fourni des résultats réalistes avec des valeurs présumées de conductivité et de diffusivité (d'après la littérature), on l'exploite en sens inverse pour identifier ces mêmes grandeurs selon une méthode du simplexe (pour l'identification de paramètres et la méthode du Simplex, voir chap.VII). Plus exactement, on cherche à identifier les paramètres d'un modèle de diffusivité et conductivité, fonction de la teneur en eau.

2.3.1- PASSAGE D'UN MODELE LINEAIRE A L'IDENTIFICATION DE PARAMETRES VARIABLES

La résolution analytique du problème telle qu'elle vient d'être présentée suppose que la conductivité et la diffusivité sont constantes. Cette hypothèse est justifiée à l'échelle journalière par le fait que les variations d'humidité sont faibles sur 24 heures ; l'application du modèle est donc légitime à cette échelle temporelle.

Si l'on se place maintenant à l'échelle de la saison, l'amplitude importante des variations de stocks d'eau entraîne des variations de diffusivité et de conductivité hydrauliques. Le modèle

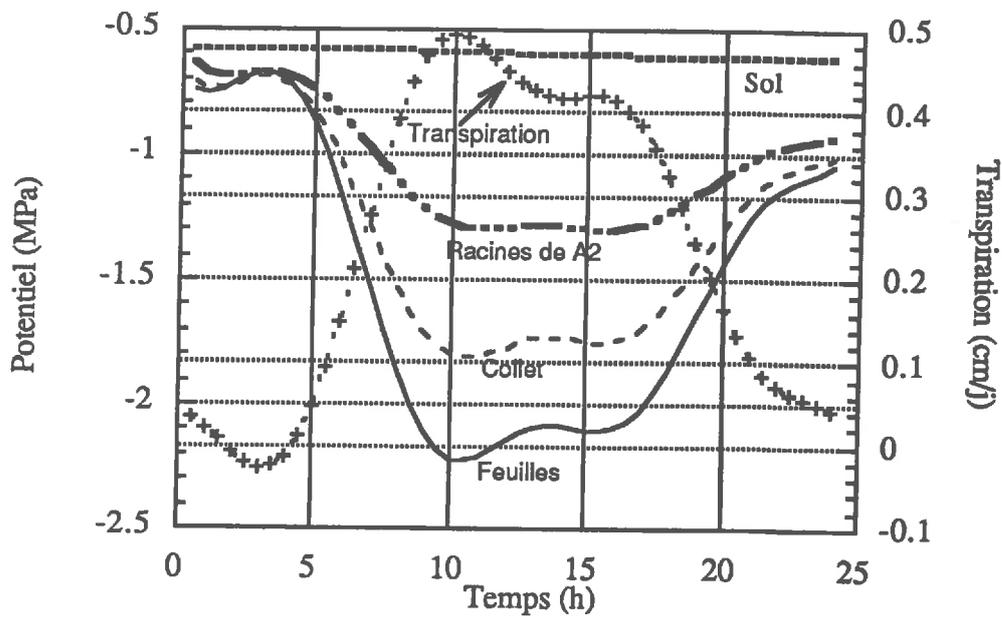


FIGURE 2- Simulation des cinétiques de potentiel à la surface du sol (tirets courts), au niveau des racines de l'horizon A2 (trait mixte), du collet (trait pointillé) et des feuilles (trait plein), pour un arbre de la cuve de sécheresse avec une transpiration expérimentale donnée (+++).

peut donc être utilisé avec des caractéristiques hydrauliques (k et D) constantes pour chaque journée considérée, mais différentes au cours de la saison. De plus, pour traduire de façon cohérente les évolutions comparées de conductivité et de diffusivité, on n'identifie pas leurs valeurs ponctuelles mais plutôt les paramètres d'un modèle.

2.3.2- CHOIX DE LA FONCTION OBJECTIF OU FONCTION A MINIMISER

La comparaison théorie/expérience peut être réalisée, a priori, sur différentes grandeurs (cinétiques complètes de potentiel hydrique ou valeur à un instant donné). Afin de prendre en compte le plus largement possible les différences de traitements et d'individus, ou l'époque de l'année (conditions climatiques et niveau de sécheresse), le potentiel de base des arbres est choisi comme paramètre d'observation sur lequel appliquer la procédure de minimisation. On ne retient donc qu'une valeur caractéristique de chaque cas considéré, ce qui permet de multiplier la variabilité de ces cas. Notons cependant que l'on donne ainsi nettement préférence à l'amplitude plus qu'à la phase des phénomènes (qui aurait été prise en compte par l'utilisation de cinétiques de potentiel).

2.3.3- DEFINITION DES PARAMETRES A IDENTIFIER

On retient le modèle de VAN GENUCHTEN et l'ajustement exponentiel. Le premier constitue une référence de la littérature et est "complet" au sens où il fournit des formes cohérentes de conductivité et de diffusivité hydrauliques. Le second est, a priori, plus simple parce qu'il compte initialement moins de paramètres à identifier mais cet ajustement exponentiel de la diffusivité n'est pas accompagné d'une forme fixée de conductivité ; dans ce cas, il faudra donc utiliser un autre modèle pour la conductivité ou la capacité capillaire (par exemple VAN GENUCHTEN à nouveau). Il s'avère de plus que ce modèle exponentiel compte deux paramètres par horizon, ce qui conduit à identifier au total quatre paramètres sans qu'il soit possible de réduire ce nombre en aucune façon (ce qui n'est pas le cas pour le modèle de VAN GENUCHTEN). Pour ces deux raisons, le modèle de VAN GENUCHTEN semble plus adapté au problème et les résultats seront détaillés selon ce choix. L'identification avec le modèle exponentiel est réalisée malgré tout, uniquement pour permettre, lors de la synthèse finale, une comparaison avec les résultats de laboratoires (pour lesquels le modèle exponentiel est cette fois préférable pour des raisons exposées dans le chapitre correspondant - voir chap.VII).

On s'intéresse donc tout d'abord au modèle de VAN GENUCHTEN et on cherche avant toute chose à réduire le nombre de paramètres à identifier (initialement, au nombre de sept par horizon). Les paramètres figurant dans la relation potentiel-teneur en eau peuvent être déterminés de façon préliminaire à partir de des courbes expérimentales (mesures de N. BREDA) ; les mesures de teneur en eau à la sonde à neutrons, couplées aux mesures de

potentiel (mesurés par tensiométrie) permettent d'établir les courbes de rétention de chacun des deux horizons. Le modèle de VAN GENUCHTEN pour cette fonction (voir tableau I-1) est alors ajusté sur les résultats expérimentaux de terrain (figures 3a et 3b) ; les valeurs des paramètres identifiés sont données dans le tableau 1 (la relation $m=1-1/n$ est, bien entendu, retenue pour pouvoir appliquer les formes classiques simples de rétention capillaire et de conductivité du modèle).

Le paramètre p qui traduit la notion de tortuosité est classiquement fixé à 0.5.

Parmi les paramètres hydrauliques du sol, seules les conductivités à saturation sont donc finalement identifiées à partir du modèle global de fonctionnement sol-arbre.

	HORIZON A2	HORIZON C1
α (m ⁻¹)	0.115	0.105
n	1.34	1.62
θ_s	0.41	0.38
θ_r	0.08	0.23

TABLEAU I- Valeurs des paramètres du modèle de rétention capillaire de VAN GENUCHTEN ajustés sur des points expérimentaux pour chacun des deux horizons A2 et C1.

La résistance propre de l'arbre constitue également un paramètre du modèle ; sa valeur peut être fixée d'après des données courantes de la littérature ou identifiée conjointement à la conductivité à saturation ; nous retenons la première solution toujours dans le souci de réduire le nombre de paramètres inconnus, et parce qu'aucun effort particulier de modélisation n'ayant été fait pour la partie des transferts dans l'arbre lui-même, il paraît illusoire de vouloir affiner cette valeur. COWAN (1965) propose d'estimer cette résistance en se plaçant à la capacité au champ ; le potentiel au niveau de la racine peut alors être considéré égal au potentiel hydrique sol et la résistance de la plante peut être déduite de la mesure du potentiel hydrique du sol, du potentiel foliaire et du taux de transpiration : pour une plante poussant sur un sol à la capacité au champ et pouvant se flétrir temporairement quand le taux de transpiration vaut 3 cm/j avec un potentiel au niveau des feuilles de -15.10^3 cm, on obtient une résistance de plante de 5.10^3 j. Ce calcul, en accord avec certains résultats de GARDNER et EHLIG (1962) pour différentes espèces végétales, est sans doute un peu sous-estimé pour un arbre et une valeur moyenne de 10^4 jours semble acceptable dans ces conditions.

2.3.4- IDENTIFICATION DE LA CONDUCTIVITE A SATURATION

Pour l'identification des conductivités à saturation à partir du modèle global, un certain nombre de données d'entrée simultanées sont nécessaires : flux transpiré pour une journée et un arbre

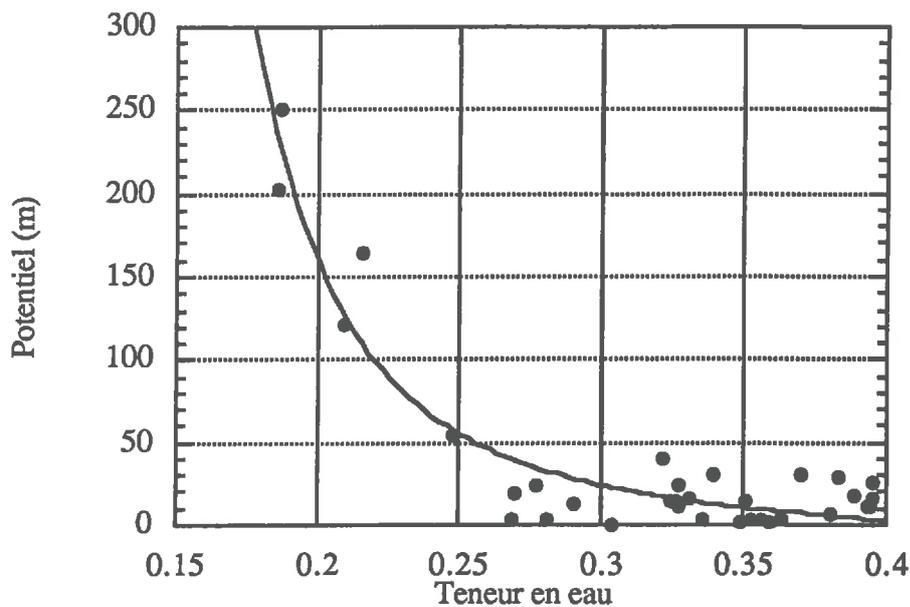


FIGURE 3a- Horizon supérieur A2 - Courbe de rétention capillaire expérimentale ajustée par le modèle de VAN GENUCHTEN (les valeurs des paramètres figurent tableau 1).

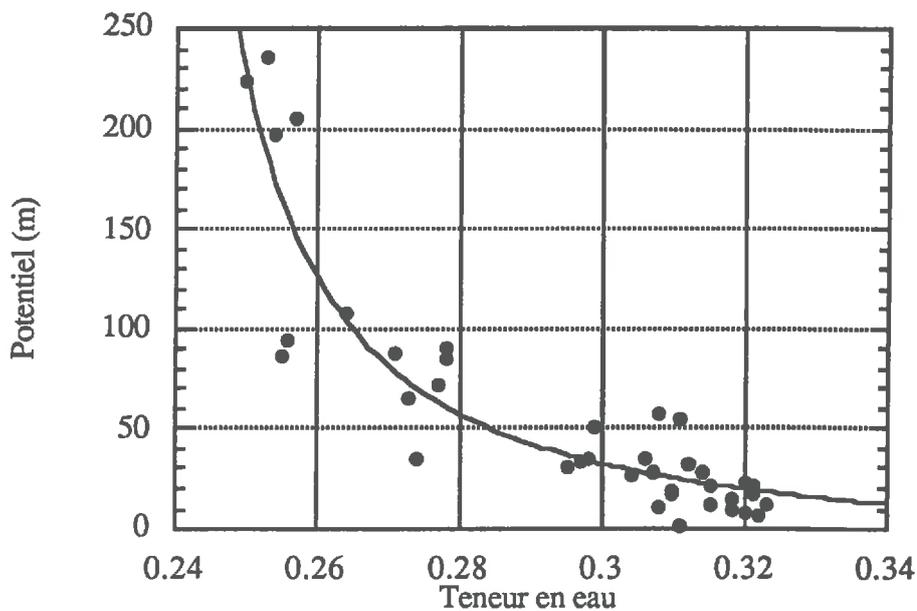


FIGURE 3b- Horizon profond C1 - Courbe de rétention capillaire expérimentale ajustée par le modèle de VAN GENUCHTEN (les valeurs des paramètres figurent tableau 1).

donnés avec le potentiel foliaire minimum correspondant, ainsi que le potentiel initial dans le sol (pour la condition initiale en Laplace) ; en fait, des données de teneur en eau sont converties en terme de potentiels à l'aide des courbes de rétention car on ne dispose pas toujours des mesures de potentiel nécessaires pour une journée considérée. Lorsqu'aucune mesure de teneur en eau n'est disponible pour les journées où des cinétiques de transpiration et des mesures de potentiel foliaires sont utilisables, on interpole les évolutions temporelles de teneur en eau au jour considéré. Malgré le large inventaire de données de terrain disponibles, il est difficile de trouver (vu l'exigence de la procédure) des jeux complets de données ; la faiblesse de l'identification réside donc dans le nombre de points sur lequel elle est réalisée (à savoir, dix points) ; cependant ces points ne sont pas ceux qui fourniraient les meilleurs ajustements du modèle, et ils sont au contraire représentatifs de la plus grande variété possible d'arbres et de période.

On ne connaît pas a priori la grandeur relative des conductivités de chacun des deux horizons ; cependant, on a observé expérimentalement qu'au cours de la saison de végétation l'alimentation hydrique se fait d'abord par l'horizon A2 ; ceci signifie qu'à potentiel hydrique donné, le prélèvement d'eau (caractérisé par l'impédance sol-racine) est plus facile dans A2 que dans C1 ; ce critère devra être vérifié à l'issue de l'identification.

On a ainsi obtenu les valeurs suivantes de conductivité à saturation :

$$k_{s1} = 9.587 \cdot 10^{-3} \text{ cm / j}$$

$$k_{s2} = 4.220 \cdot 10^{-2} \text{ cm / j}$$

La qualité de l'identification est illustrée par la figure 4 qui compare les potentiels minima expérimentaux et calculés pour les valeurs des paramètres identifiés. Un coefficient de corrélation peut être calculé ; il s'écrit

$$1 - r^2 = \frac{\sum (\psi_{exp.} - \psi_{cal.})^2}{\sum (\psi_{exp.} - \langle \psi_{exp.} \rangle)^2}$$

et vaut dans le cas illustré ici $r = 0.90$ ce qui constitue un résultat très acceptable vu la globalité du modèle et les différentes limites de la procédure depuis l'expérimentation jusqu'à l'identification.

2.3.5- VALIDATION ET EXPLOITATION DES RESULTATS DE L'IDENTIFICATION

Ces résultats peuvent alors être utilisés pour simuler des cinétiques journalières de potentiel foliaire, comparées aux données expérimentales (figure 5) ; les quatre figures présentées correspondent à une journée de Juillet (fig.5a et 5b) et une journée de Septembre (fig.5c et 5d) pour des arbres des trois traitements différents (fig.5a et 5b : cuve lysimétrique ; fig.5c : traitement éclairci ; fig.5d : traitement témoin). On note alors une bonne concordance en amplitude bien que dans certains cas (b et d) on constate des écart de phases entre simulation et

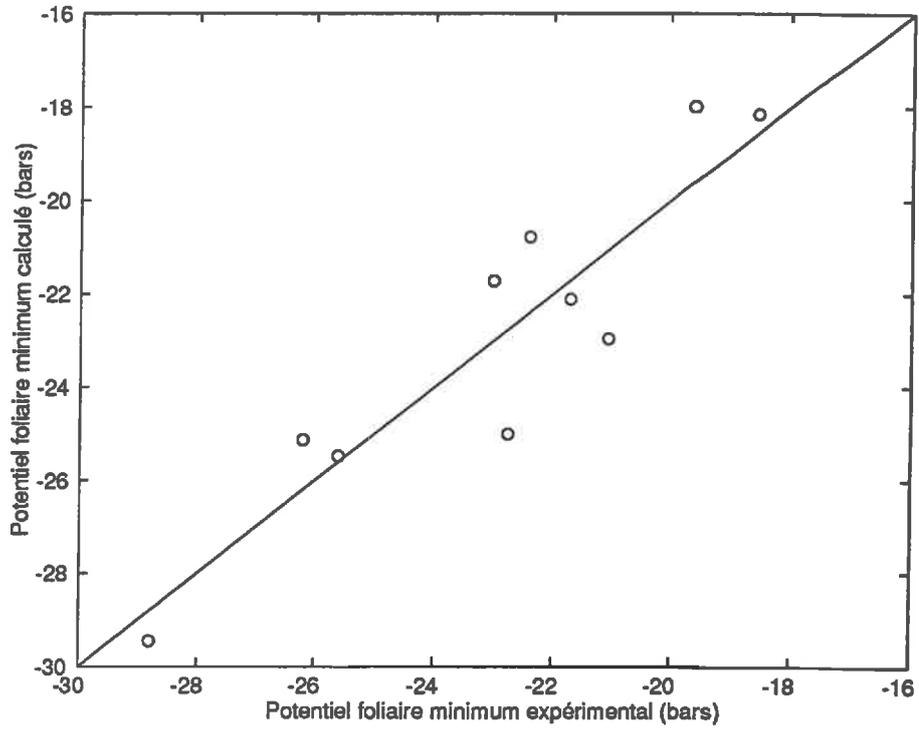


FIGURE 4- Comparaison entre les potentiels mesurés expérimentalement et ceux calculés suite à l'identification des paramètres hydrauliques du sol.

expérience ; l'identification faite uniquement sur le potentiel minimum ne prend effectivement pas en compte le moment où ce potentiel survient mais uniquement sa valeur. Ces déphasages peuvent être éventuellement expliqués par un effet capacitif de l'arbre non inclus dans le modèle présenté. Cependant, étant donné les remarques concernant la faible capacitance observée des espèces étudiées ici, il nous paraît plus réaliste d'expliquer ces déphasages par un biais de la mesure du potentiel arbre consécutif au mode opératoire : les mesures sont réalisées sur des feuilles sur une seule orientation du houppier, ici des feuilles à l'ombre l'après-midi, correspondant au côté où est placé l'échafaudage.

On simule également sur plusieurs jours un dessèchement du sol (figure 6) pour une configuration initiale dans laquelle l'horizon profond C1 possède une plus grande réserve en eau que l'horizon supérieur A2. Dans ces conditions de niveau de stress hydrique moyen, pour une transpiration expérimentale choisie de façon cohérente avec ces hypothèses de départ, on observe les potentiels en différents points du système (fig.6a) ainsi que le flux prélevé par le système racinaire de l'horizon A2 (fig.6b) ; le flux prélevé par le système racinaire de l'horizon C1 est le complément du précédent à la transpiration. On constate que dans ces conditions, la plus grande partie de l'alimentation hydrique est assurée par l'horizon du fond qui joue alors de ce fait un rôle fondamental. L'interface sol/racine dans l'horizon profond constitue dans le même temps une forte barrière (chute de potentiel importante visible sur la figure 6a).

Les valeurs identifiées des paramètres du sol permettent d'évaluer les ordres de grandeur des modules des impédances sol-racine dans chacun des deux horizons A2 et C1 ; ces impédances faisant intervenir les paramètres hydrauliques du sol fonctions de la teneur en eau, leur module dépend lui aussi de la teneur en eau considérée (ou du potentiel) ; il peut être comparé à la résistance propre de l'arbre, supposée égale à 10^4 jours dans cette étude (figures 7a et 7b). On constate ainsi qu'il n'apparaît pas exceptionnel que l'impédance sol-racine soit au moins égale à cette résistance propre ; dans des cas réalistes de teneur en eau, les impédances sont même des facteurs résistifs prépondérants (fig.7a). Représentés en fonction du potentiel (fig.7b) ces mêmes ratios permettent de vérifier qu'à potentiel donné il est effectivement plus facile de prélever de l'eau dans l'horizon du dessus que dans celui du dessous, ce qui explique que l'horizon superficiel soit le premier utilisé au cours de la saison. Nous tenons à souligner à nouveau que les figures 7 ne doivent surtout pas être lues de manière abusive : le modèle suppose les paramètres hydrauliques constants ; on se contente donc ici de regarder, pour différentes configurations hydriques, la valeur du ratio Z/R sans prétendre en donner une représentation continue fonction de la teneur en eau. De même les conclusions restent qualitatives ; nous concluons sur les effets comparés de différentes grandeurs, pas sur leur rapport quantitatif précis.

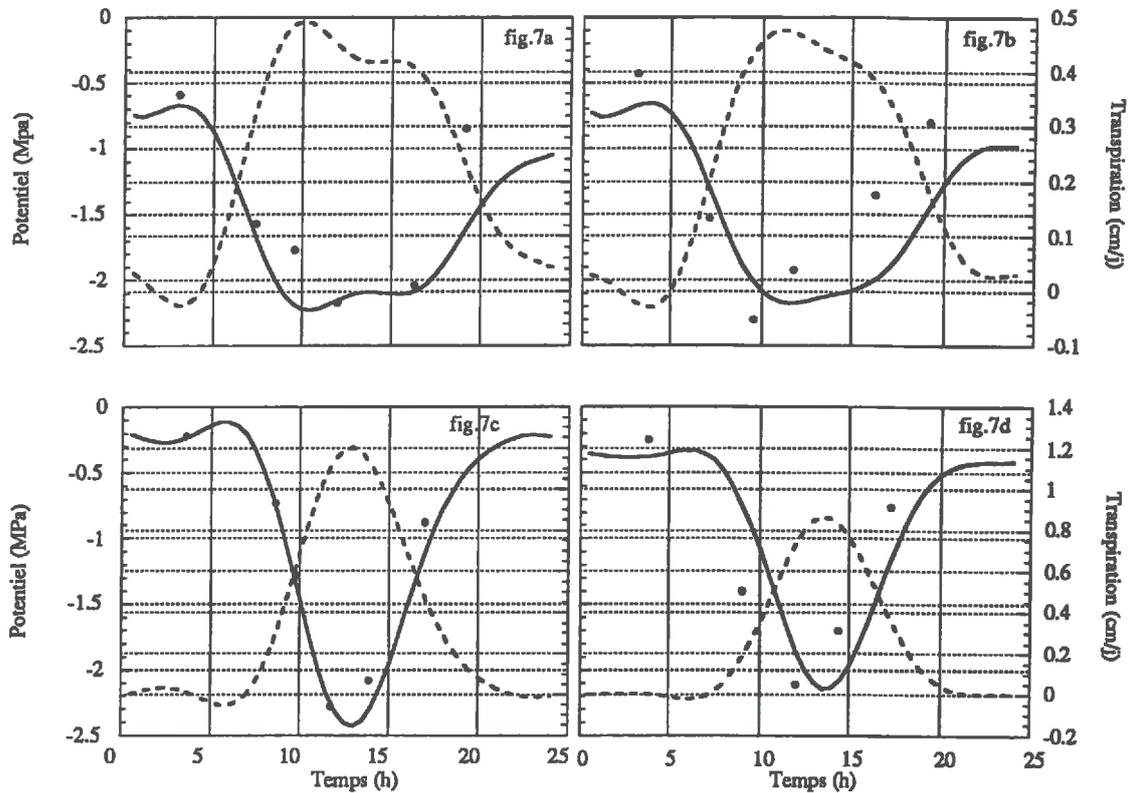


FIGURE 5- Cinétiques journalières de potentiel foliaire pour quatre situations distinctes : les figures a et b correspondent à une journée de Juillet pour des arbres de la cuve de sécheresse tandis que les figures c et d correspondent à une journée de Septembre pour un arbre de l'éclaircie (c) ou du traitement témoin (d). Les courbes en pointillés sont celles de transpiration (décomposition en série de Fourier des courbes expérimentales), les points noirs sont les potentiels mesurés tandis que les courbes en trait plein sont celles des potentiels simulés.

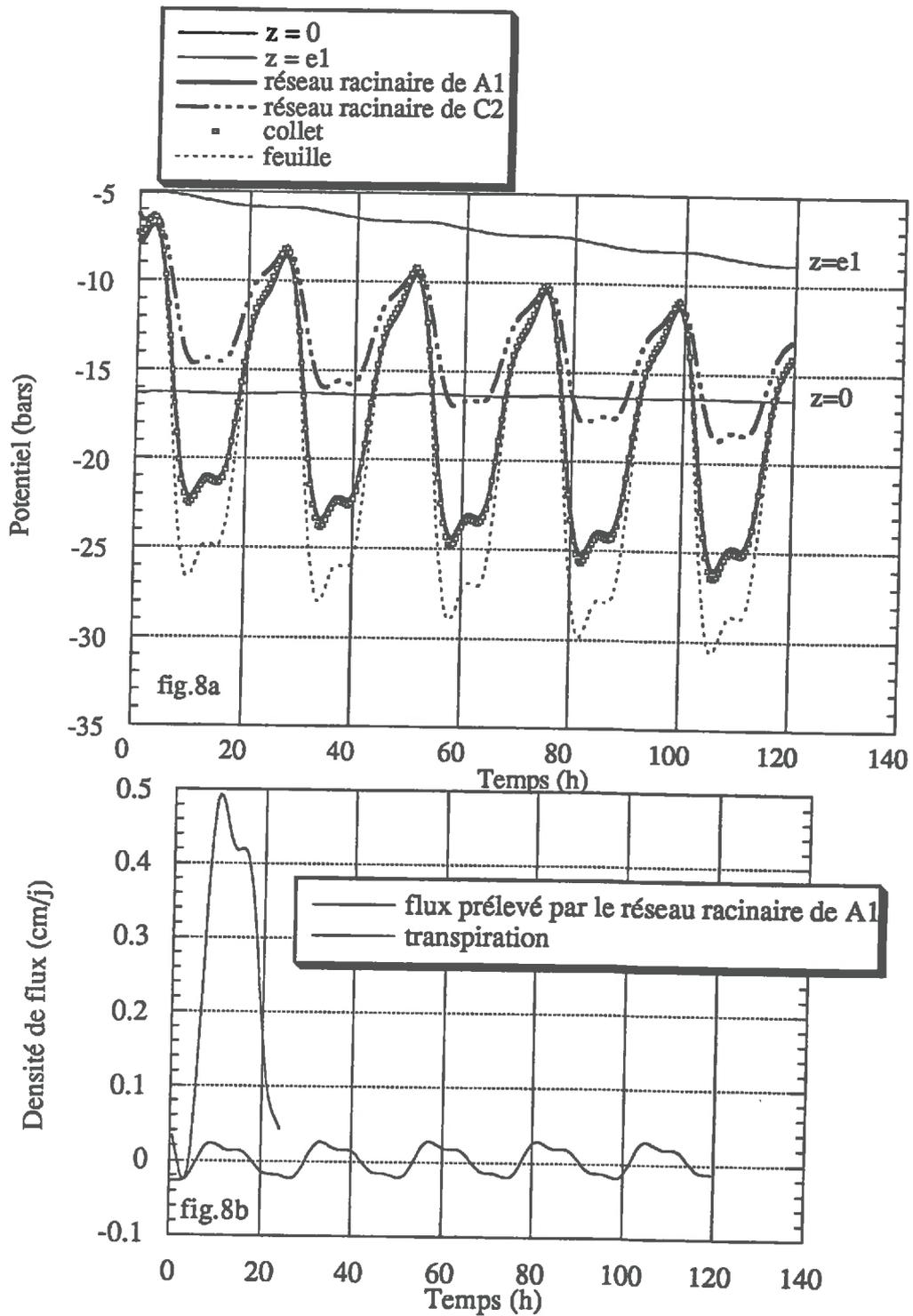


FIGURE 6- Simulation de fonctionnement du système sur quelques jours ;
fig.6a : Cinétiques de potentiels en différents points du système au cours du dessèchement ;
fig.6b : Comparaison entre le flux total transpiré et le flux prélevé par le réseau racinaire de l'horizon supérieur.

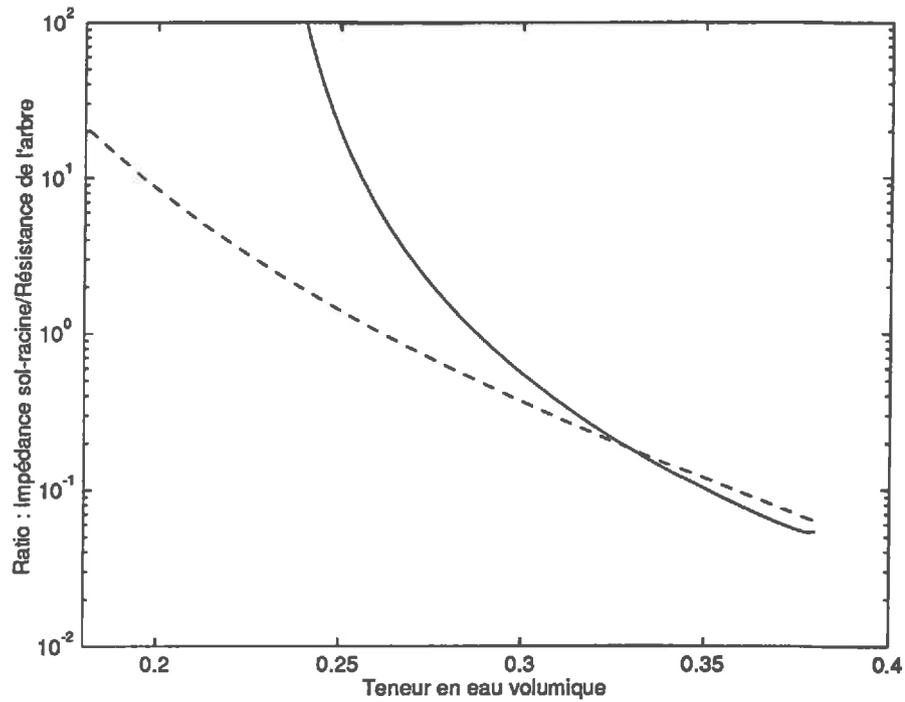


FIGURE 7a- Comparaison entre les impédances sol-racines dans chacun des deux horizons (trait pointillé pour l'horizon supérieur A2 et trait plein pour l'horizon C1) et la résistance propre de l'arbre en fonction de la gamme d'humidité considérée.

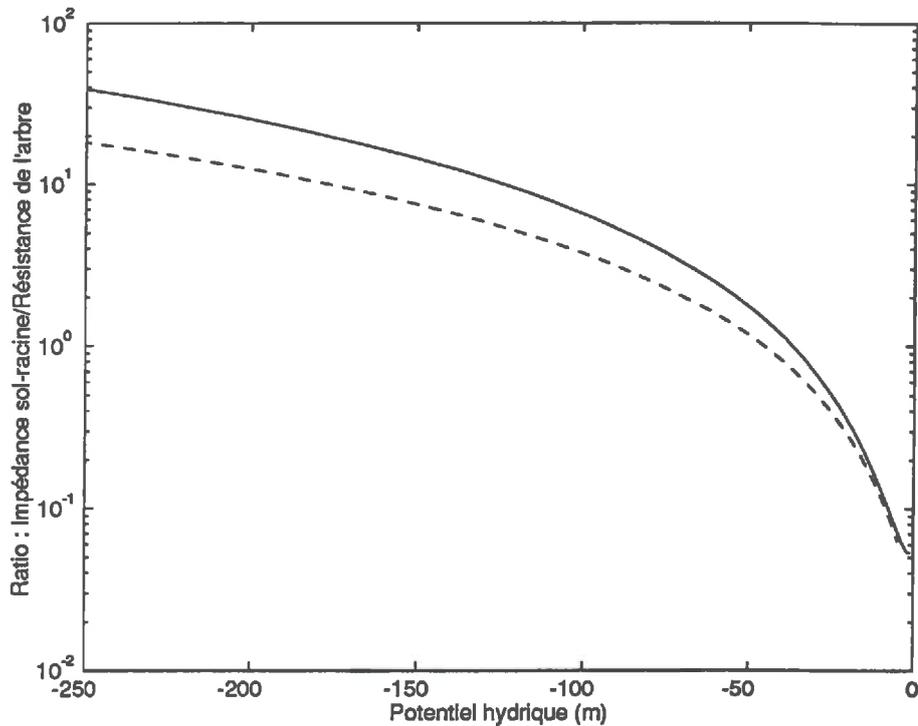


FIGURE 7b- Comparaison entre les impédances sol-racines dans chacun des deux horizons (trait pointillé pour l'horizon supérieur A2 et trait plein pour l'horizon C1) et la résistance propre de l'arbre en fonction du potentiel hydrique.

Conclusion

Le modèle validé à l'aide de données de terrain apparaît comme un bon outil de compréhension des processus globaux impliqués dans l'alimentation hydrique des arbres ; les calculs semi-analytiques qui ont été menés sont donc complémentaires des expérimentations et conduisent finalement à une analyse physique du fonctionnement complexe du système et des interactions de ses différents éléments.

Le modèle de VAN GENUCHTEN a été retenu pour décrire les paramètres hydrauliques caractéristiques du sol ; ce choix est dicté par l'abondance des travaux utilisant ce modèle qui constitue de ce fait une référence en physique des sols ; son adéquation à notre étude n'est pas discutée dans cette partie.

Après réduction du nombre de paramètres inconnus grâce aux relations potentiel-teneur en eau expérimentales, une identification par méthode inverse des conductivités hydrauliques à saturation est conduite. Les résultats mettent en évidence une bonne concordance globale du modèle avec les mesures de terrain.

Les simulations pouvant alors être réalisées permettent de conclure sur deux points :

- La "résistance" développée à l'interface sol-racine peut devenir facteur limitant des transferts hydriques en conditions non exceptionnelles de sécheresse ;
- L'horizon profond peut jouer un rôle fondamental d'alimentation en eau lorsque l'horizon supérieur est desséché.

**CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE DE CAROTTES DE SOL
A L'ECHELLE DU LABORATOIRE**

L'étude à l'échelle du terrain est apparue comme un outil pertinent pour comprendre le fonctionnement du système sol-arbre dans ses interactions. Cependant, la globalité de l'approche implique de prendre en compte un très grand nombre de paramètres et phénomènes ; de ce point de vue, le travail peut utilement être complété par une caractérisation en conditions parfaitement contrôlées du sol. L'échelle du laboratoire répond à cette exigence. L'étude à cette échelle doit alors autant permettre de déterminer la diffusivité hydraulique que conduire à une comparaison entre les deux approches (modèle global à l'échelle du terrain et caractérisation fine du sol au laboratoire) et à une réflexion sur la pertinence de ces approches.

Les carottes de sol (issues du premier horizon A2) sont caractérisées au laboratoire (du point du processus de transport hydriques) par une technique de gammamétrie double-source ; la "mesure de l'atténuation" d'un rayonnement incident à la traversée du milieu étudié permet de déduire les teneurs de ses différents constituants. Le suivi temporel de l'humidité en différents points de la carotte lors d'un processus d'imbibition, couplé à une modélisation adéquate, doit permettre d'évaluer la diffusivité hydraulique du sol considéré par méthode inverse.

La technique gammamétrique est une technique relativement bien connue aujourd'hui dans son utilisation mais pas toujours dans ses principes de base ; c'est, de plus, une technique qui repose sur une électronique importante et complexe. L'utilisation en "boîte noire" de cette technique nous paraît dangereuse dans la mesure où nombre de choix opératoires (en particulier le choix des fenêtres énergétiques sur lesquelles les comptages sont effectués) doivent être dictés à notre sens par l'analyse des phénomènes en jeu. C'est pourquoi, nous nous attachons dans un premier temps à une description relativement fine de la physique sous-tendant les mesures gammamétriques (chap.V). L'application de la technique à la mesure simultanée de teneur en eau et de densité sèche apparente d'un sol est ensuite développée (chap.VI). Les résultats expérimentaux présentés dans le chapitre VII appellent un certain nombre de commentaires, modèles complémentaires ou vérifications qui apparaissent dans ce même chapitre.

CHAPITRE V

LES PRINCIPES PHYSIQUES A LA BASE DE LA GAMMAMETRIE

Introduction

Ce chapitre a pour but de détailler un certain nombre de mécanismes physiques concernant les interactions des rayonnements et de la matière afin de mieux maîtriser les paramètres fondamentaux pour l'utilisation de la technique gammamétrique. Les rayonnements γ sont, comme les rayons X ou la lumière, des rayonnements électromagnétiques formés de photons, c'est-à-dire des quantités discrètes d'énergie électromagnétique possédant une certaine quantité de mouvement (l'énergie des photons γ est 10^4 à 10^6 fois supérieure à celle des photons visibles). Les rayonnements γ sont des rayonnements nucléaires résultant de transitions de désexcitation, les nucléides instables évoluant spontanément vers un état soit moins instable soit vraiment stable (alors que les rayons X par exemple sont d'origine extra-nucléaire puisqu'ils sont issus du cortège électronique).

L'émission puis l'absorption des rayonnements sont d'abord explicitées ; ces phénomènes permettent ensuite d'appréhender les mécanismes de détection et de mesure de ces mêmes rayonnements. Les conclusions les plus importantes pour l'utilisation de la technique sont finalement synthétisées.

1- EMISSION DES RAYONNEMENTS

Les photons γ sont donc émis par un atome excité, le radionucléide, caractérisé par son activité (nombre de transitions subies par unité de temps), encore couramment exprimée en curies (activité d'un gramme de Radium 226) bien que l'unité officielle soit le becquerel (une désintégration par seconde, soit $1 \text{ Ci} = 3.7 \cdot 10^{10} \text{ Bq}$) et son énergie en électron-volts ($1 \text{ eV} = 1.6 \cdot 10^{-19} \text{ J}$) qui est une caractéristique des photons émis ($E = h\nu$ où $h = 6.62 \cdot 10^{-34} \text{ J.s}$ est la constante de Planck et ν la fréquence des photons). Les sources dont nous disposons sont de l'Américium 241, d'activité 1 Ci, émettant à 60 keV et du Césium 137, d'activité 47 mCi, émettant à 662 keV. Le radionucléide est susceptible de retourner à un état plus fondamental, soit directement, soit en passant par des états intermédiaires, soit concurremment en une et plusieurs étapes. Quel que soit le cas on est a priori en présence d'un spectre de raies qui dans le premier cas n'en comporte qu'une. En réalité, toute transition entre niveaux d'énergie d'un système atomique n'est pas rigoureusement monochromatique mais possède une certaine largeur $\Delta\nu$ dans l'échelle des fréquences. Plusieurs phénomènes peuvent contribuer à cet élargissement en fréquence mais seuls deux de ces effets sont à prendre en compte dans le cas nous intéressant (CAGNAC et PEBAY-PEYROULA, 1975) :

• Élargissement naturel : un émetteur parfaitement stationnaire n'étant soumis à aucune perturbation quelle qu'elle soit émet en énergie sur un intervalle spectral fini autour de chaque transition de niveau énergétique. Cet élargissement naturel provient de l'incertitude sur les niveaux exacts E_i et E_j de transition énergétique, incertitude qui est liée au principe d'incertitude d'Heisenberg (les grandeurs quantifiées sont à remplacer par des densités de probabilité) ;

• Élargissement par effet Doppler : les atomes et molécules d'un milieu (absorbant et /ou émettant) ne sont pas stationnaires mais possèdent, au contraire, une distribution de vitesse associée à leur énergie d'origine thermique. Si un atome ou une molécule émet à une longueur d'onde λ_0 et, au même moment, bouge avec une vitesse de composante v_x dans la direction x par rapport à un observateur, l'onde est perçue par cet observateur avec une longueur d'onde

$$\lambda = \lambda_0(1 + v_x/c) \quad (1a)$$

Autrement dit, l'élargissement spectral par effet Doppler est donné par

$$\delta\lambda/\lambda_0 = v_x/c \quad (1b)$$

(formule classique de l'effet Doppler qui n'est valable que pour v_x négligeable devant c). On montre facilement dans un gaz que la largeur d'élargissement à mi-hauteur est proportionnelle à l'énergie incidente ; en extrapolant ce résultat au solide on peut donc déjà s'attendre à obtenir un pic plus large pour le Césium que pour l'Américium¹.

2- ABSORPTION DES RAYONNEMENTS

L'interaction des photons avec un milieu traversé est soumise aux lois du hasard et la probabilité d'interaction est une fonction de l'énergie des photons et de la nature du milieu. L'intensité de l'interaction des rayonnements et de la matière peut être définie au moyen d'un coefficient d'absorption ou d'une section efficace caractéristique. En effet, quand on adopte un point de vue corpusculaire, tout événement (interaction d'un type déterminé) peut être caractérisé par un coefficient de probabilité ou encore par une grandeur qui lui est liée qui est la section efficace. On suppose que les particules incidentes sont sans dimension et que les particules cibles sont remplaçables par des surfaces égales σ , normales au flux incident (ce qui revient à les assimiler à des sphères dont les grands cercles auraient une aire égale à σ) ; et c'est cette grandeur σ qui est appelée section efficace du processus étudié. Elle est reliée au coefficient d'absorption μ par la relation

¹ Il s'agit ici d'explications concernant l'élargissement du spectre d'émission et non du spectre fourni par la chaîne de détection ; ce dernier est expliqué dans la section relative à l'absorption des rayonnements.

$$\mu = N\sigma \quad (2)$$

où N est le nombre de cibles par unité de longueur traversée par le faisceau. L'absorption est alors définie, pour un faisceau monoénergétique strictement canalisé traversant une certaine épaisseur de matière placée normalement à la direction d'incidence, à partir de l'égalité

$$-dn = \mu n dx \quad (3a)$$

qui donne par intégration

$$n = n_0 e^{-\mu x} \quad (3b)$$

Remarquons qu'il peut arriver que, dans une substance absorbante, une partie du rayonnement incident soit diffusée dans des directions quelconques sans qu'il y ait cession d'une énergie notable au milieu ambiant. La fraction diffusée hors de la direction incidente peut être considérée comme "absorbée" au même titre qu'un rayonnement qui abandonne, suivant un processus quelconque, la totalité ou encore une partie de son énergie avec changement de direction. C'est pourquoi on distingue parfois le coefficient d'absorption vraie (qui ne tient compte que des interactions photoélectriques aux énergies nous concernant), du coefficient d'absorption totale (qui prend en compte en sus d'éventuels phénomènes de diffusion, qu'elle soit de type Thomson, c'est-à-dire sans changement de fréquence, ou de type Compton avec décalage fréquentiel).

L'interaction des rayonnements électromagnétiques et de la matière est un phénomène complexe ; elle peut avoir lieu sur le cortège électronique des atomes ou encore, suivant l'énergie des photons, provoquer des transformations du noyau ; des différentes interactions théoriquement possibles, trois sont de très loin les plus importantes : l'effet de matérialisation, l'effet photoélectrique et l'effet Compton. La probabilité d'occurrence de chacun de ces types d'interaction est une fonction de l'énergie des photons incidents ; on donne figure 1 la part des différentes absorptions dans l'absorption totale en fonction de l'énergie pour le cristal de iodure de sodium composant le détecteur. Nous allons maintenant décrire chacun de ces effets successivement.

2.1- EFFET DE MATERIALISATION OU EFFET DE PAIRES

Il se traduit par la création d'un électron et d'un positron et par la disparition du photon incident mais il ne concerne que les rayonnements d'énergie supérieure à 1.02 MeV (c'est-à-dire l'énergie d'une paire électron-positron, soit $2m_0c^2$ où $m_0 = 9.10^{-31} \text{ kg}$ est la masse de l'électron au repos et $c = 3.10^8 \text{ m.s}^{-1}$ la célérité de la lumière) ; c'est un phénomène qui se réaliserait dans un champ électrique intense au voisinage du noyau de l'atome cible. Il ne se

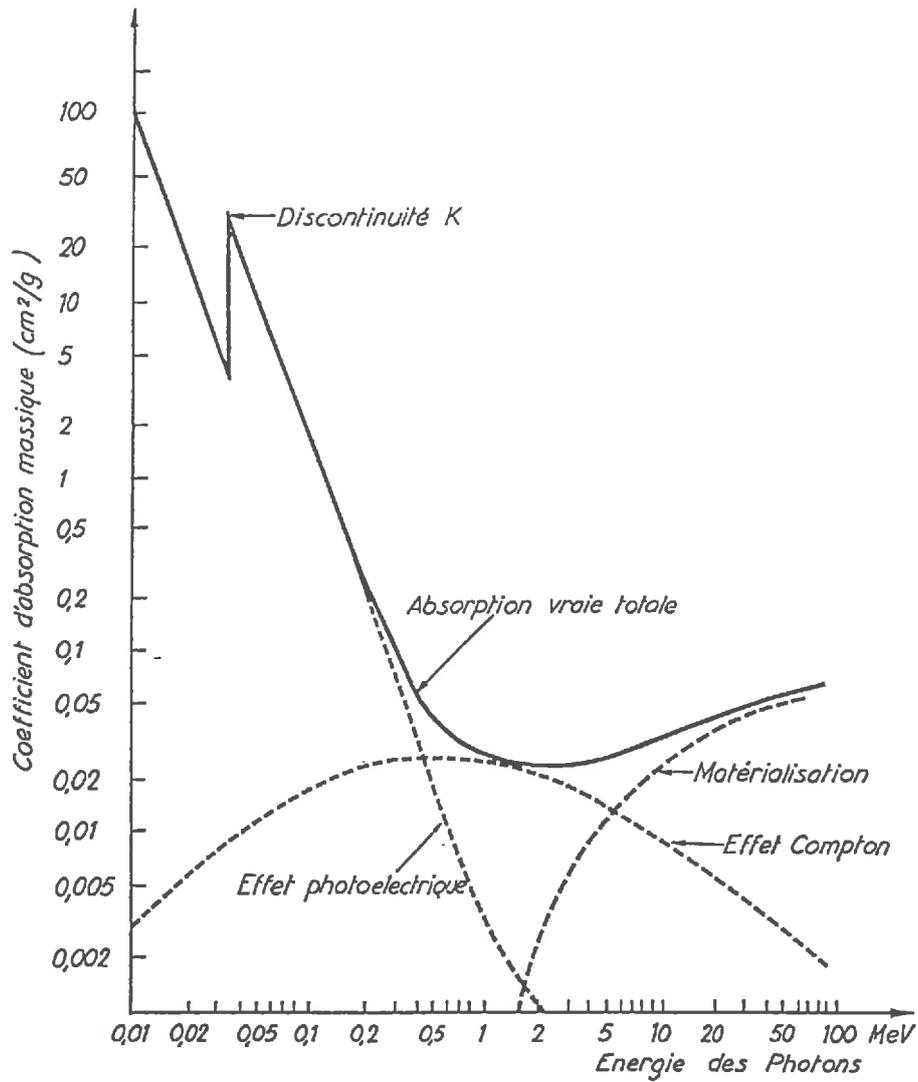


FIGURE 1- Coefficient d'absorption massique de l'INa en fonction de l'énergie des photons.

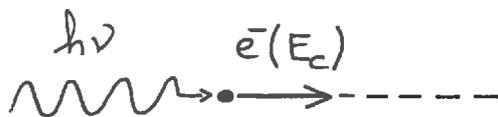


FIGURE 2a- Choc photoélectrique.

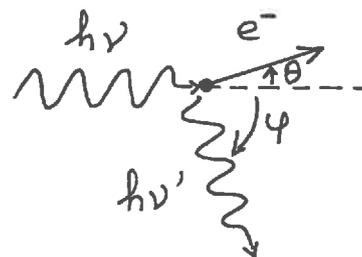


FIGURE 2b- Choc Compton.

produit donc pas avec les sources gammamétriques utilisées (Am et Cs) qui émettent en-deça de 1.02 Mev.

2.2- EFFET PHOTOELECTRIQUE

Au cours d'une collision avec un électron atomique lié, le photon disparaît en transférant la totalité de son énergie $h\nu$ à l'électron qui, arraché à son orbite, est projeté dans une direction θ par rapport à la direction incidente, avec une énergie cinétique E_c (voir figure 2a), calculable en utilisant le principe de conservation de l'énergie ; l'énergie de recul de l'atome étant négligeable, on a $E_c = h\nu - W$ où W est l'énergie de liaison de l'électron considéré. Cet effet est un processus d'absorption totale du photon. Un photon incident possédant une énergie supérieure à l'énergie W_K du niveau K (couche profonde) peut, en principe, extraire un électron de n'importe quelle couche électronique ; cependant, la probabilité du phénomène est beaucoup plus grande quand le photon incident agit sur les électrons les plus fortement liés, c'est-à-dire sur ceux de la couche la plus voisine du noyau (la probabilité croît d'ailleurs avec le numéro atomique de la substance absorbante pour la même raison). L'absorption de la couche K représente à peu près 80% de l'absorption totale (SURUGUE, 1962).

Ce sont les interactions de type photoélectrique au niveau du scintillateur qui restituent les pics principaux des spectres des sources utilisées (lorsque l'énergie de liaison est négligeable devant l'énergie du rayonnement photonique incident, l'énergie cinétique de l'électron est à peu près égale à cette énergie incidente).

Pour un spectre de l'Américium l'influence de l'absorption de la couche K est nettement marquée : en effet, l'énergie W_K de l'iode (qui est la substance absorbante dans le scintillateur) vaut approximativement, selon le modèle de l'atome de BOHR, $R(Z - 1)^2$, R étant la constante de RYDBERG (d'une valeur de 13.5 eV), avec $Z = 53$ (numéro atomique de l'iode), soit une énergie de liaison de 36.5 keV. L'énergie cinétique des électrons émis suite à l'absorption photoélectrique d'un rayonnement incident à 60 keV est donc de 23.5 keV environ ; ce sont ces électrons qui constituent le pic, dit pic de fuite, apparaissant sur tout spectre de la source d'Américium. L'énergie de liaison de la seconde couche de l'iode vaut, très approximativement, $R(Z - 5)^2 / 4 = 7.7 \text{ keV}$ (CURRAN, 1953) ; l'énergie cinétique des électrons éjectés de cette couche (et a fortiori de toutes celles plus périphériques) ne se distingue donc plus suffisamment pour se démarquer sous forme d'un autre pic (d'autant que la probabilité de l'effet photoélectrique est plus faible avec ces couches).

Pour illustrer notre propos, on donne un spectre double-source Américium-Césium (fig.3a) et mono-source Césium (fig.3b) : les pics principaux Américium et Césium sont marqués en traits discontinus figure 3a ; le pic de fuite issu du rayonnement Américium est celui situé immédiatement à gauche du pic principal Américium (fig.3a).

Remarquons que ce phénomène n'est pas visible au Césium (fig.3b) car la différence de 36.5 keV ne se démarque pas du pic principal dont la largeur à mi-hauteur est au mieux de 7%,

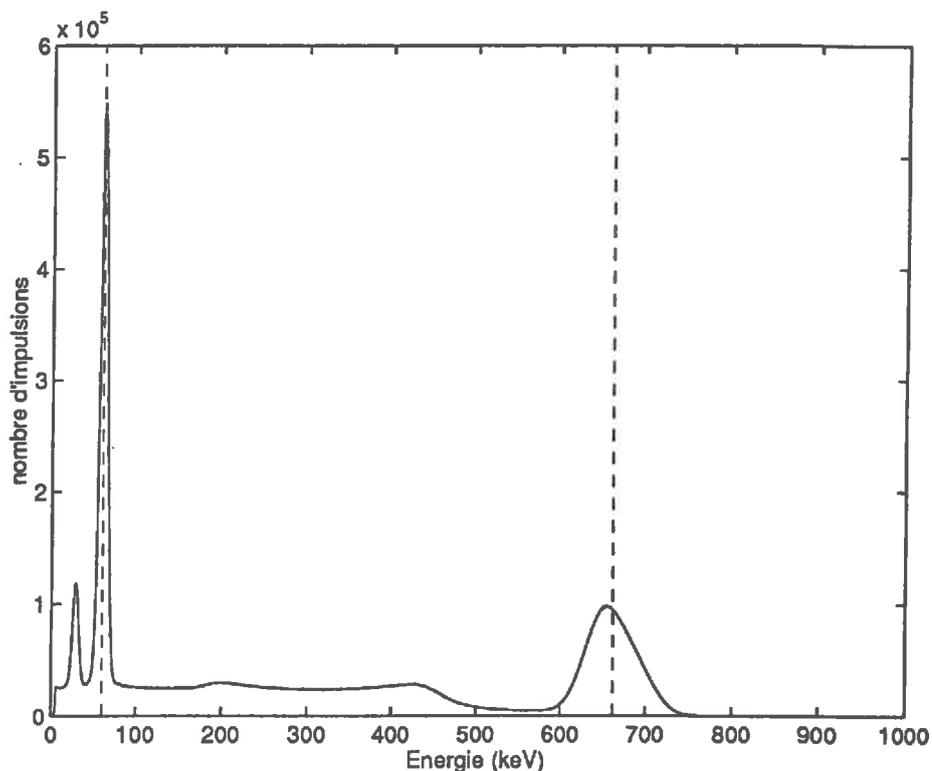


FIGURE 3a- Spectre fréquentiel pour la double source Américium-Césium avec les pics principaux marqués.

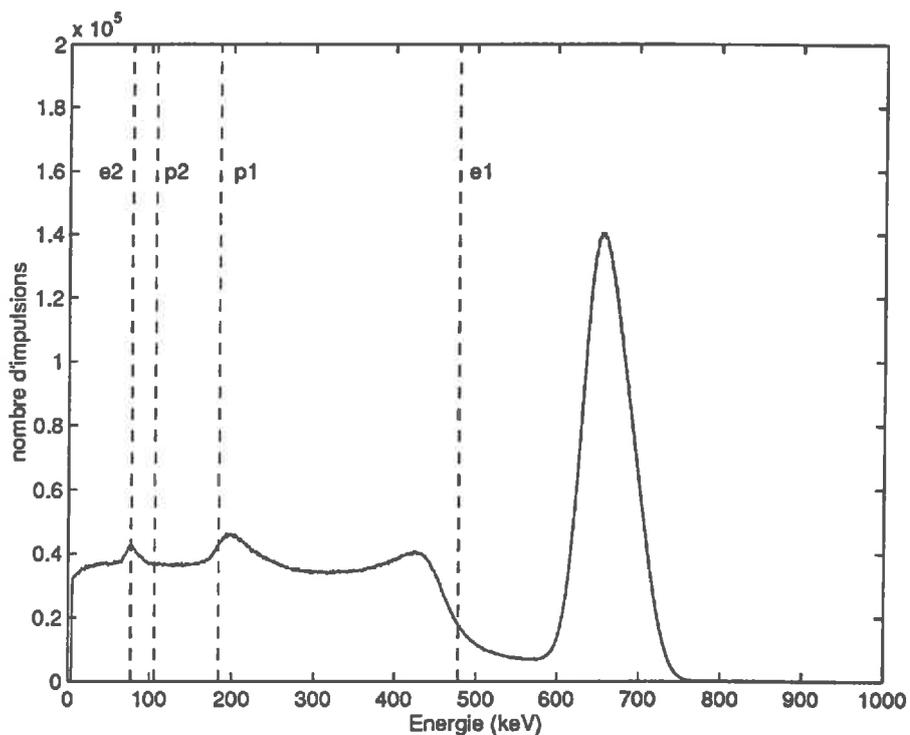


FIGURE 3b- Spectre fréquentiel pour une mono-source Césium ; pics secondaires théoriques marqués (*e1* et *p1* pour les électrons et les photons rétrodiffusés issus d'une première interaction Compton ; de même *e2* et *p2* pour une seconde interaction Compton à partir des photons *p1*).

soit 46 keV environ, lorsqu'un détecteur à scintillation tel que l'iodure de sodium dopé au thallium est utilisé (CHARPAK, in Encyclopedia Universalis). Les pics atténués apparaissant à gauche du pic principal Césium (fig.3b) relèvent eux d'un autre effet expliqué dans le paragraphe suivant.

2.3- EFFET COMPTON

Le photon d'énergie $h\nu$ après rencontre avec un électron orbital périphérique donc peu lié, est diffusé selon une direction faisant un angle φ avec la direction initiale, l'électron étant lui projeté selon une direction θ avec une énergie cinétique E_c (voir figure 2b). C'est un processus qui n'est évidemment possible que si l'énergie de liaison de l'électron est inférieure à l'énergie du photon incident¹ ; généralement l'énergie de liaison est même négligeable devant les autres termes du bilan énergétique et l'énergie du photon Compton vaut alors

$$h\nu' = h\nu - E_c < h\nu \quad (4)$$

Dans ces conditions, l'angle de déviation est donné, en fonction des énergies des photons incidents et déviés, par la relation

$$h\nu' = \frac{h\nu}{1 + \alpha(1 - \cos \varphi)} \quad (5)$$

déduite de la conservation de l'énergie et de la quantité de mouvement, avec $\alpha = \frac{h\nu}{m_0c^2}$.

Par ailleurs, la section efficace différentielle d'un choc Compton (nombre relatif de photons diffusés par électron et par unité d'angle solide pris autour d'une direction φ) a été calculée par Klein-Nishina :

$$\frac{d\sigma_c}{d\Omega} = \frac{e^4}{2m_0^2c^4} \left(\frac{k'}{k}\right)^2 \left(\frac{k'}{k} + \frac{k}{k'} - \sin^2 \varphi\right) \quad (6)$$

Dans cette expression e est la charge de l'électron, k et k' sont les énergies des photons incidents et diffusés, et φ l'angle de diffusion du photon. Pour connaître le nombre relatif des photons diffusés dans l'angle $d\varphi$ par un électron, il faut multiplier la section efficace $\frac{d\sigma_c}{d\Omega}$ par

$\frac{d\Omega}{d\varphi}$; on a alors

$$\frac{d\sigma}{d\varphi} = \frac{d\sigma_c}{d\Omega} 2\pi \sin \varphi \quad (7)$$

¹Dans le cas contraire, il y a encore diffusion des radiations mais sans changement de fréquence et il n'y a pas d'électron de recul.

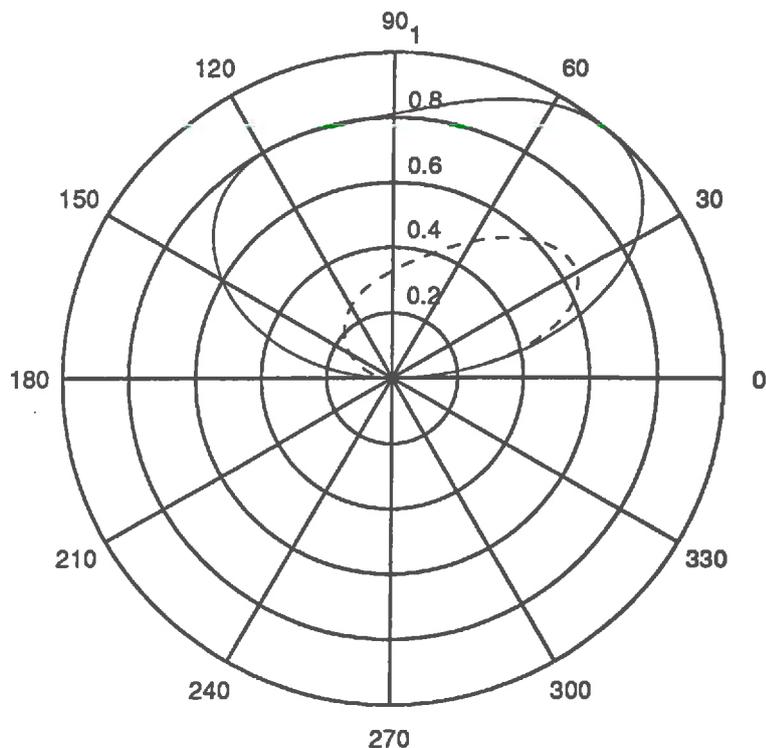


FIGURE 4- Distribution angulaire des photons diffusés pour deux rayonnements incidents correspondant aux sources Américium (trait plein) et Césium (trait discontinu).

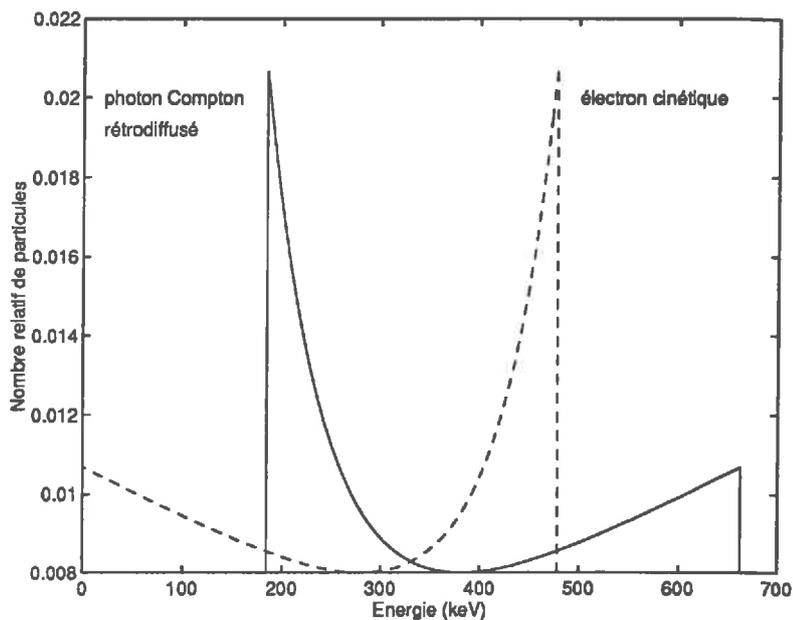


FIGURE 5- Probabilité de distribution en énergie par effet Compton à partir d'un rayonnement incident monoénergétique (Césium- 662 keV).

On donne figure 4, en coordonnées polaires, la distribution angulaire des photons diffusés pour deux rayonnements incidents différents correspondant aux sources d'Américium et de Césium ; pour ces deux sources on trouve respectivement $\alpha_{Am} = 0.12$ et $\alpha_{Cs} = 1.3$.

Pour ces valeurs de α , on constate que les probabilités maximales de diffusion correspondent à des angles de diffusion supérieurs à 30° . Pour qu'un photon Compton diffusé par le milieu traversé parvienne au détecteur, l'angle de diffusion φ doit être tel que

$$\frac{l}{2} = \frac{L}{2} \operatorname{tg}(\varphi)$$

où l est la largeur de collimation (3 mm), et $L/2$ la distance entre le milieu et le détecteur (environ 20 cm) ; on trouve alors $\varphi \approx 0.43^\circ$ ce qui correspond à une probabilité extrêmement minime d'après la figure 4. Ce calcul élémentaire montre d'ores et déjà qu'un dispositif de bonne géométrie ne "voit" pratiquement exclusivement que les photons n'ayant pas interagi en sortie du milieu traversé et dirigés selon l'axe d'incidence et d'observation.

L'application de la relation (5) montre de plus que l'énergie la plus faible pouvant être obtenue par interaction Compton à partir d'un rayonnement incident de 662 keV correspond à une déviation de 180° et vaut alors 183.9 keV (il est donc impossible de compter des photons sur la fenêtre Américium résultant d'une unique interaction Compton à partir d'un rayonnement Césium). On pourrait également imaginer que des interactions successives produisent des photons d'énergie voisine de 60 keV dans l'axe d'incidence mais la probabilité de ce phénomène est également extrêmement faible.

La différenciation de la relation (5) permet d'exprimer la probabilité de distribution énergétique des photons diffusés après un seul choc Compton

$$\frac{d\sigma_c}{dk'} = \frac{d\sigma_c}{d\Omega} \frac{d\Omega}{d\varphi} \frac{d\varphi}{dk'} = \frac{d\sigma}{d\Omega} \frac{k}{\alpha \sin \varphi k'^2} \quad (8)$$

Si on applique cette probabilité de distribution fréquentielle par effet Compton à un flux photonique incident monoénergétique à $h\nu_0 = 662 \text{ keV}$, on trouve la répartition en énergie donnée figure 5 (la fonction de probabilité a été normée par la somme des probabilités sur cette figure). Elle montre que la probabilité maximale correspond à une rétrodiffusion photonique d'énergie $(h\nu)_{\text{rétrodiffusés}}^{(1)} = 183.9 \text{ keV}$; cette rétrodiffusion photonique par effet Compton s'accompagne d'une émission d'électrons ayant pour énergie cinétique $E_c = h\nu_0 - (h\nu)_{\text{rétrodiffusés}}^{(1)} = 478.1 \text{ keV}$. Il peut aussi se produire une nouvelle rétrodiffusion des photons Compton les plus probables après une interaction, c'est-à-dire d'énergie 183.9 keV , rétrodiffusion accompagnée d'électrons de recul ; l'application de la relation (5) pour des photons incidents d'énergie 183.9 keV selon un angle de 180° conduit alors à des photons diffusés d'énergie $(h\nu)_{\text{rétrodiffusés}}^{(2)} = 106.5 \text{ keV}$, tandis que les électrons émis lors du même choc possèdent une énergie cinétique $E_c^{(2)} = 183.9 - 106.5 = 77.4 \text{ keV}$.

Ces différents effets du Compton apparaissent clairement sur le spectre mono-source Césium donné figure 3b. On note sur cette figure trois pics secondaires à gauche du pic principal Césium : le premier (en partant du pic principal dans le sens des énergies décroissantes) correspond donc aux électrons issus d'un premier choc Compton (avec $E_c(\text{théorique}) = 478.1 \text{ keV}$), le second correspond aux photons rétrodiffusés pour ce même choc (où $E(\text{théorique}) = 184.9 \text{ keV}$), tandis que le troisième correspond à une double diffusion Compton (électron ou photon, dont les énergies sont trop proches pour qu'il soit possible de trancher à partir des spectres observés).

En réalité, les pics secondaires ne se situent pas exactement aux valeurs calculées ci-dessus, matérialisées en traits pointillés sur la figure 3b. En effet, le signal calculé doit être convolué par la fonction de transfert du détecteur pour retrouver le spectre observé ; cette fonction est telle qu'à un dirac est associé une courbe de type gaussienne (cas du pic principal). Sans effectuer les calculs précisément, on peut donc comprendre que le maximum soit décalé vers les énergies plus faibles pour le pic secondaire à 478 keV et vers les énergies plus hautes pour celui à 184 keV puisque le signal observé est une "moyenne" (au sens d'une convolution, pas au sens arithmétique) d'un signal prenant des valeurs nulles en-deçà et au-delà des valeurs 184 keV et 478 keV .

Remarquons finalement que l'effet Compton n'est pas marqué par des pics secondaires visibles sur le spectre Américium ; le maximum de probabilité (en énergie) de l'effet Compton pour un rayonnement incident de 60 keV correspond à une rétrodiffusion photonique à 42 keV environ mais la probabilité de l'effet Compton lui-même est faible pour ces énergies d'après la figure 1 et les interactions Compton se confondent dans le bruit constituant le "pied" du spectre.

Les raisonnements venant d'être développés constituent une interprétation des spectres observés sans pour autant permettre de les retrouver exactement par le calcul car il faudrait alors tenir compte des interactions Compton successives possibles, pondérées par leur probabilité d'occurrence (probabilité qui ne peut être calculée qu'en prenant en compte la structure électronique du cristal) et le calcul devient alors très complexe.

3- DETECTION ET MESURE DU RAYONNEMENT

La détection et la mesure des rayonnements sont basées sur les interactions du rayonnement avec le milieu détecteur (ionisation gazeuse ou solide, scintillation, ou encore émulsion photographique, émulsion de type nucléaire ...). Dans le cas de rayonnements photoniques on peut utiliser a priori des détecteurs à semi-conducteurs ou des scintillateurs. Les premiers sont des chambres d'ionisation solide : lorsqu'un électron provenant d'une interaction photon-

matière pénètre dans le semi-conducteur, il cède son énergie à des électrons de valence du milieu parcouru en créant tout au long de sa trajectoire des charges positives ou négatives mobiles (paires électron de conduction/trou). Ces charges peuvent être collectées sous l'action d'un champ électrique et faire naître, pour chaque particule détectée, une impulsion aux bornes d'un circuit RC.

Le banc gammamétrique dont nous disposons est équipé lui d'un détecteur à scintillation : le scintillateur proprement dit, un cristal de iodure de sodium dopé au thallium noté NaI(Tl), est couplé à une photocathode suivie d'un tube photomultiplicateur. Nous rappellerons donc maintenant le principe de fonctionnement de chacun de ces éléments.

3.1- SCINTILLATEUR

On utilise ici l'excitation des atomes ou des molécules d'un milieu détecteur qui, ayant absorbé l'énergie d'un rayonnement incident, la restitue sous forme de photons lumineux. L'interaction de la particule incidente (photon) avec un électron du milieu détecteur libère une place sur une couche électronique qui peut être comblée par un électron plus périphérique¹ ; cette dernière transition vers un état fondamental s'accompagne d'une restitution d'énergie sous forme photonique qui peut être lumineuse. Le phénomène se présente alors dans la masse du milieu détecteur comme l'apparition très brève de points lumineux : les scintillations. Les explications qui suivent sont restreintes au cas particulier des scintillateurs cristallins (correspondant au montage expérimental effectivement utilisé) dans un souci de clarification des processus en jeu. En fait, les changements de structure électronique pendant le retour des états d'excitation à l'état fondamental ne sont pas tous suivis d'émission de lumière. Il faut tenir compte des fortes interactions qui interviennent dans le milieu entre les molécules ou atomes voisins ; l'énergie d'activation est alors transmise de proche en proche, elle est en général dissipée progressivement en chaleur qui sert à augmenter l'énergie d'agitation. L'émission de lumière sera donc favorisée quand les atomes ou groupes d'atomes émetteurs seront des centres isolés. En général, la luminescence des corps cristallins est due à la présence de centres luminogènes ou activateurs. Ce sont le plus souvent des imperfections chimiques appelées dopants (atomes d'impuretés) introduites dans le cristal pur en faible concentration. Parfois, des imperfections physiques du réseau cristallin (lacune, atome interstitiel, dislocation, etc.) peuvent jouer le rôle de dopant. Mais généralement des dopants sont introduits en sus afin d'améliorer le rendement. Un certain nombre de mécanismes de la luminescence cristalline sont communément décrits à l'aide d'un diagramme de niveaux appelé schéma de bandes. On montre en physique des solides que, dans un cristal parfait (cristal idéal exempt d'imperfections), les niveaux d'énergie possibles pour un électron se répartissent de façon quasi-continue en bandes d'énergie. Ces bandes permises peuvent être séparées les unes des autres par des bandes interdites (larges de

¹ Après l'affaire des sans-papiers, on peut légitimement s'inquiéter du sort de l'électron expulsé...

quelques électrons-volts), à l'intérieur desquelles l'existence de niveaux électroniques est en général impossible. La dernière bande pleine et la première bande vide sont appelées respectivement bande de valence et bande de conduction. La présence d'imperfections dans le cristal (dans notre cas, de thallium dans le cristal d'iodure de sodium) fait apparaître des niveaux supplémentaires caractéristiques de ces imperfections, niveaux qui peuvent se situer dans la bande interdite. Lorsqu'un centre est excité par un seul photon d'énergie $h\nu_a$ et qu'il n'y a pas intervention d'énergie thermique, celui-ci peut retourner à l'état fondamental en émettant un photon d'énergie $h\nu_e$ inférieure à $h\nu_a$. Plus précisément, c'est l'iode qui est excitée et les transitions s'effectuent dans le cristal via les imperfections de thallium. L'énergie du photon pouvant être absorbée dépendra, pour chaque centre, du niveau vibrationnel de l'état fondamental électronique ainsi que du niveau excité. Pour l'ensemble des centres, les transitions peuvent s'effectuer entre niveaux vibrationnels différents des mêmes états électroniques : le spectre d'absorption s'étendra donc sur un certain domaine spectral pouvant atteindre plusieurs dixièmes d'électron-volt. Ce qui vient d'être dit est valable *mutatis mutandis* pour l'émission lumineuse.

Les mécanismes précis de la luminescence sont fort complexes (pour plus de détails, se reporter à CURRAN, 1953) mais le point fondamental à retenir est qu'une particule incidente d'énergie donnée produit une rafale de scintillations (dans l'ultra-violet et donc dans une bande d'énergie fixée) et c'est le nombre de ces quantas de fluorescence (et non leur énergie) qui est en rapport avec l'énergie excitatrice.

3.2- PHOTOMULTIPLICATEUR

Pour être repéré, un photon lumineux émis par fluorescence est ensuite transformé en signal électrique au niveau d'une photocathode ; ici encore le processus physique utilisé est l'effet photoélectrique. Le montage le plus simple qui permet une mesure des flux lumineux est composé d'une cellule vidée d'air contenant deux électrodes : l'une la photocathode est constituée par la couche mince photoémettrice ; l'autre, l'anode, a pour rôle de recueillir les électrons émis. Entre l'anode collectrice et la photocathode, on établit une différence de potentiel positive suffisante pour que tous les électrons émis soient recueillis par l'anode ; on dit alors que la cellule est saturée. Un galvanomètre ou un amplificateur permet la mesure du courant qui est proportionnel au flux lumineux qui est reçu par la photocathode. Si la différence de potentiel est insuffisante, une partie des électrons émis est refoulée vers la cathode et le courant n'est plus proportionnel au flux. La tension nécessaire pour saturer une cellule dépend de la forme des électrodes et se situe souvent autour de quelques dizaines de volts. Si la différence de potentiel appliquée à la cellule est négative (potentiel retardateur), les électrons émis par la photocathode avec une énergie insuffisante ne peuvent atteindre l'anode. En imposant différents potentiels retardateurs et en mesurant les variations du courant passant dans la cellule qui s'ensuivent, on peut déterminer la répartition énergétique des photoélectrons (électrons produits par effet

photoélectrique). Dans le cas nous intéressant, la cellule doit être utilisée en régime saturé, puisque l'information utile est le nombre de quanta de fluorescence -transformés en photoélectrons par la photocathode- et non leur répartition énergétique, qui est de toute façon à peu près une constante (aux élargissements près) caractéristique du cristal et de ses niveaux énergétiques.

Les amplificateurs qui multiplient les courants photoélectriques pour les rendre mesurables introduisent des fluctuations, sources d'erreur d'autant plus grandes que le courant initial est plus petit. Pour détecter les flux les plus faibles, on utilise des tubes photomultiplicateurs (PM). Un électron provoque, lorsqu'il heurte une cible solide, l'émission d'électrons dits secondaires. Le nombre moyen d'électrons secondaires résultant du choc d'un électron dépend de la cible et de l'énergie des électrons. Dans un tube PM, on bombarde une cible, appelée dynode, avec les électrons émis par la photocathode, et accélérés sous une différence de potentiel convenable. Les électrons secondaires émis par cette première dynode bombardent à leur tour, après avoir été accélérés, une seconde dynode qui émet d'autres électrons secondaires. Le processus se poursuit ainsi avec multiplication du courant sur chaque dynode.

Finalement, on obtient en sortie du PM des charges impulsionnelles (représentées par les aires sous les pics de courant de la figure 6) dont l'amplitude est proportionnelle à l'énergie des photons incidents ; leur "inventaire" permet d'établir le spectre en amplitude du rayonnement incident.

D'autre part, la plupart des auteurs signalent l'importance fondamentale de la stabilité de la haute tension et de son point de fonctionnement ; la réponse du système en fonction de la Très Haute Tension (THT) utilisée présente un plateau, dit plateau de Curie, au milieu duquel il est judicieux de se placer afin de minimiser les effets de fluctuations éventuelles (FIRDAOUSS, 1985) ; dans notre cas, la THT est réglée à 960 V, qui se situe dans la plage médiane du plateau de Curie pour l'Américium d'après les résultats de FIRDAOUSS.

3.3- PRE-AMPLIFICATEUR, AMPLIFICATEUR, ANALYSEUR MULTICANAUX et LOGICIEL D'ACQUISITION

Le détecteur est suivi d'un préamplificateur et d'un amplificateur puis d'un analyseur multicanal (1024 canaux) ; ces éléments sont intégrés sur une carte couplée au logiciel d'acquisition INTERPC.

3.4- CONCLUSIONS

Au regard des phénomènes physiques et des principes de fonctionnement venant d'être décrits, il apparaît qu'un "bon" ensemble détecteur doit satisfaire à deux exigences : il faut tout d'abord que le nombre de quanta de fluorescence émis soit proportionnel à l'énergie de la radiation incidente ce qui implique une réponse uniforme du matériau luminescent sur le volume exposé à la radiation ; il faut ensuite que le nombre de photons libérés par fluorescence soit directement

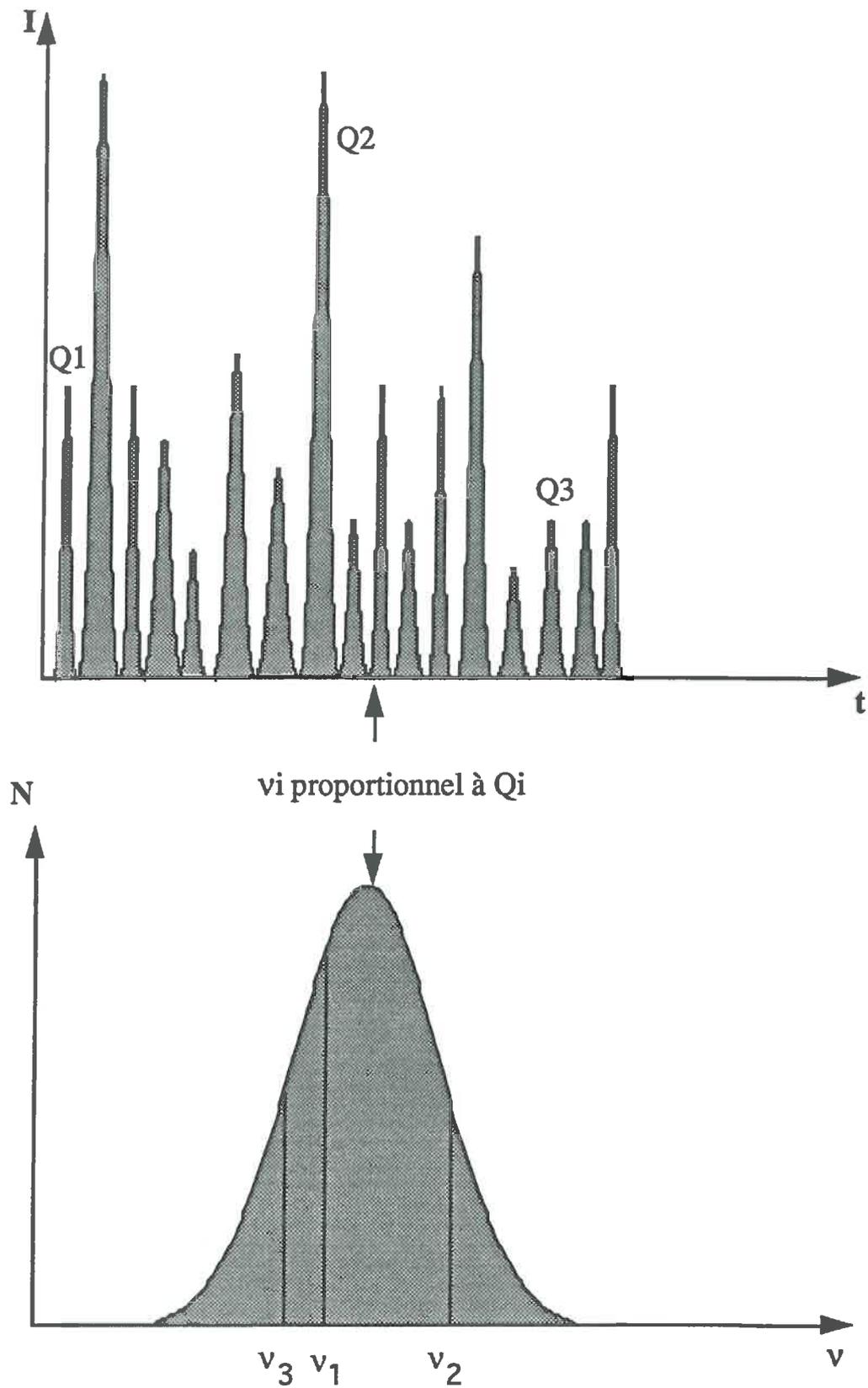


FIGURE 6- Mode de discrimination des impulsions au niveau du photomultiplicateur. A titre d'exemple, trois charges impulsionnelles $Q1$, $Q2$ et $Q3$, correspondant aux canaux de fréquences moyennes $v1$, $v2$, et $v3$ ont été marquées ; $N(v_i)$ est le nombre d'occurrence de la charge Q_i .

proportionnel à l'énergie produite sous forme de charge impulsionnelle ce qui impose une contrainte rigoureuse qui est l'uniformité de la réponse de la photocathode sur toute sa plage utile. Si ces deux conditions sont réalisées, le détecteur à scintillation peut être utilisé pour produire une charge impulsionnelle (sous forme d'une cascade d'électrons) sur le collecteur final du PM, dont l'amplitude est proportionnelle à l'énergie dissipée par un photon incident à l'intérieur du scintillateur. La mesure des impulsions de sortie donne donc une information sur l'énergie d'une radiation homogène. Le détecteur est alors employé comme un spectromètre.

4- SYNTHÈSE DES POINTS IMPORTANTS POUR LA MESURE GAMMAMÉTRIQUE

Le spectre d'émission de la double source est un spectre de raies (à l'élargissement près des pics) comportant deux pics principaux très fins à 60 keV et 662 keV. En face arrière du milieu traversé étudié et dans la direction d'incidence (qui est la seule selon laquelle les photons sont ensuite détectés pour un appareillage bien collimaté), le spectre fréquentiel est identique au spectre initial incident à une atténuation près (différente pour chacun des pics) c'est-à-dire qu'il n'y a pas de décalage fréquentiel ou d'élargissement (ce qui justifie d'ailleurs l'application de la loi de Beer).

Dans le scintillateur, les interactions s'accompagnent de l'émission de quanta de fluorescence. L'amplitude de la charge impulsionnelle est proportionnelle à l'énergie dissipée par une particule (on a vu en effet, qu'au niveau du cristal, le nombre de quanta de fluorescence est proportionnel à l'énergie du photon incident ; ce nombre de quanta de fluorescence équivaut à un flux lumineux, qui est, lui, proportionnel à l'amplitude de la charge impulsionnelle ou encore à l'intensité de courant au niveau du PM). Les événements étant des événements discrets, il y a donc finalement équivalence au niveau des pics principaux (au rendement du détecteur près) entre le graphe donnant le nombre de charges impulsionnelles en fonction de l'amplitude de ces charges et entre le spectre fréquentiel initial $N_{photons}=f(h\nu)$. Le coefficient de proportionnalité est inconnu mais la chaîne est calibrée de manière à ce que les pics principaux des spectres obtenus correspondent aux énergies de 60 keV et 662 keV des sources d'Américium et de Césium.

Soulignons finalement que le rapport que l'on cherche à mesurer est celui traduisant l'atténuation du faisceau directement en sortie du milieu

$$\left(\frac{N}{N_0} \right)_{transmis} \quad (9a)$$

tandis que celui détecté vaut

$$\left(\frac{N}{N_0}\right)_{\text{comptés}}^{\Delta v} \quad (9b)$$

Les événements étant indépendants (pas d'interaction des photons ou de problèmes de temps mort), on a effectivement une réponse proportionnelle du détecteur (le coefficient de proportionnalité η , dépendant de la fenêtre énergétique Δv de travail choisie, n'a d'ailleurs pas besoin d'être connu), ce qui permet d'écrire

$$\frac{N_0^{\Delta v} \text{ comptés}}{N_{0\text{transmis}}} = \frac{N^{\Delta v} \text{ comptés}}{N_{\text{transmis}}} = \eta(\Delta v) \quad (10)$$

soit

$$\left(\frac{N}{N_0}\right)_{\text{transmis}} = \left(\frac{N}{N_0}\right)_{\text{comptés}}^{\Delta v} \quad (11)$$

Cette étude va permettre, par la compréhension des mécanismes physiques à la base de la technique, d'opérer des choix méthodologiques parmi les résultats de la littérature dans le chapitre suivant.

CHAPITRE VI

APPLICATION A LA MESURE DE TENEUR EN EAU ET DE DENSITE SECHE D'UN MILIEU POREUX : METHODOLOGIE D'EXPLOITATION DES RESULTATS EN GAMMAMETRIE DOUBLE-SOURCE

Introduction

Dans le cas d'un milieu déformable, les transferts hydriques s'accompagnent localement de modification de la densité sèche ; à tout instant, deux grandeurs doivent donc être déterminées, ce qui nécessite l'emploi de deux sources gammamétriques fournissant deux informations indépendantes.

C'est dans un article de 1971 que COREY *et al.* (1971) proposent pour la première fois une méthodologie permettant la mesure simultanée de teneur en eau et de densité sèche de sols utilisant un dispositif double-source. Pourtant de nombreuses études préalables prouvent la pertinence d'utiliser deux sources différentes pour déterminer ces deux grandeurs. Ainsi SOANE (1967), GARDNER et CALISSENDORF (1967) et GARDNER, CAMPBELL et CALISSENDORF (1969) placent successivement leurs échantillons entre le détecteur et des sources d'Américium et de Césium mais ils ne combinent pas les sources dans un unique collimateur principalement à cause de problèmes de correction de bruit Compton engendré par la source Césium sur la fenêtre du pic principal Américium (les méthodes de correction sont discutées peu après). Le travail de COREY *et al.* (1971) est donc précurseur au sens où il décrit pour la première fois un équipement double-source. Depuis, l'application de la gammamétrie à l'étude de milieux poreux a fait l'objet de travaux variés (caractérisations structurales ou hydrodynamiques, saturation par des fluides différents, ...) mais souvent très théoriques dans le sens où les milieux étudiés sont des milieux fabriqués, et où la plus grande part de l'étude porte sur la technique gammamétrique elle-même (en particulier, sur les méthodes de correction de bruit de fond, de temps mort, ...) et non sur l'applicabilité des résultats. Ce chapitre s'attache au contraire à définir concrètement les modes opératoires retenus (en relation avec les techniques courantes de la littérature évidemment), qu'il s'agisse du choix des fenêtres énergétiques du spectre retenues pour les comptages (§1), de la correction du bruit Compton issu du Césium (§2), de la mesure des différents coefficients d'atténuation (§3), ou enfin du choix des points de mesure (§4).

1- CHOIX DES FENETRES ET CALIBRATION DE LA CHAINE

Les fenêtres à choisir sont délimitées par la nécessité de ne pas compter deux fois le même photon primaire (il faut donc éviter les pics secondaires) : une solution optimale consiste alors à

choisir pour seuil bas l'énergie correspondant au comptage minimal à gauche du pic ; le seuil haut dans le cas du Césium n'a que peu d'importance (le bruit de fond est pratiquement nul) et il peut être pris au plus haut afin d'obtenir les comptages les plus grands possibles ; le seuil haut dans le cas de l'Américium est choisi symétriquement au seuil bas (les seuils hauts et bas pour l'Américium doivent éviter respectivement le pic de fuite Américium et les pics secondaires Césium).

Finalement, on retient

- Américium : du canal 57 au canal 92 , soit, en énergie de 44.6 à 75.7 keV.
- Césium : du canal 670 au canal 852 , soit, en énergie de 589 à 750.6 keV.

La chaîne est calibrée en énergie sur un spectre à vide de bonne précision sur lequel on fixe les maxima des pics principaux à 60 keV et 662 keV.

2- CORRECTION DE BRUIT COMPTON

COREY *et al.* (1971) proposent deux méthodes pour corriger le bruit Compton. La première consiste à soustraire au comptage obtenu sur la fenêtre Américium, le nombre de coups obtenu sur cette même fenêtre, pour le même milieu traversé, mais avec la source Américium retirée (il ne reste alors sur cette fenêtre que le bruit Compton du Césium). Soulignons toutefois que cette méthode n'est pas applicable à des mesures dynamiques. Elle pose en outre un problème en conditions double-source dans la mesure où la source d'Américium est un obstacle au faisceau émis par la source de Césium (la source de Césium étant placée derrière la source d'Américium). Il est donc nécessaire pour obtenir un spectre du Césium seul comparable au spectre relatif à la double-source d'interposer un obstacle inerte de mêmes caractéristiques absorbantes que la source d'Américium utilisée. La seconde méthode de correction proposée consiste à soustraire le comptage obtenu sur une troisième fenêtre voisine de celle de l'Américium (vers les énergies supérieures pour éviter le pic de fuite), de même largeur ; cette méthode n'est justifiée que dans la mesure où le bruit Compton présente un front constant dans cette zone (en particulier, il faut éviter lors du choix de cette fenêtre les pics secondaires Compton, cf figure IX-3).

Une autre méthode parfois utilisée consiste, à partir d'un spectre obtenu avec la source de Césium seule, à fixer une procédure permettant de raccorder le spectre dans la partie relative à la fenêtre d'Américium (partie du spectre par la suite non connu) avec le restant du spectre (méthode de GALTON par exemple, WEISMEIER, 1986).

La méthode de correction aujourd'hui couramment appliquée (ANGULO-JARAMILLO, 1988 ; HOPMANS et DANE, 1986 ; FERRAND *et al.*, 1986), due à NOFZIGER et SWARTZENDRUBER (NOFZIGER et SWARTZENDRUBER, 1974 dans HOPMANS et DANE, 1986) utilise le fait que les interférences Césium sur le spectre de l'Américium sont causées par la diffusion Compton au sein même du détecteur, et ne dépendent donc pas, de ce

fait, du milieu absorbant traversé. Une corrélation doit donc exister entre le taux de comptage sur la fenêtre Césium et le taux de comptage sur la fenêtre Américium, cette dernière source étant retirée. HOPMANS et DANE (1986) proposent une interpolation de type cubique qui traduit effectivement bien leurs résultats expérimentaux ; cependant, une telle régression ne semble pas justifiée théoriquement puisque les événements étant supposés indépendants les uns des autres, c'est une corrélation linéaire qui doit exister entre les taux de comptage sur les deux fenêtres sus-citées (cette corrélation dépendant bien évidemment des fenêtres choisies). La corrélation peut être établie, soit en intercalant différentes épaisseurs d'un même matériau, soit en intercalant des matériaux de nature différente, pourvu que l'on obtienne ainsi des taux de comptages variables.

On donne sur la figure 1 les taux de comptages sur la fenêtre Américium 57-92 (source retirée) en fonction des taux de comptages sur la fenêtre Césium 670-852, ainsi que leur interpolation linéaire ; ces résultats ont été obtenus en mesurant les atténuations à travers des matériaux variés (eau, verre, béton léger, sol, plexiglass, duralumin, plomb,...) durant un temps fixé (1800 s). La régression trouvée s'écrit

$$\tau_{57-92} = 0.50786 + 0.12316 \tau_{670-852} \quad (1)$$

avec un coefficient de corrélation de 0.99978, où τ_{57-92} et $\tau_{670-852}$ sont les taux de comptages (par seconde) sur les fenêtres considérées. L'ordonnée à l'origine de la régression (d'une valeur de 0.50786) correspond à un bruit de fond du milieu environnant auquel s'ajoute un bruit propre du détecteur.

Remarque : tous les comptages Américium utilisés et cités par la suite sont bien évidemment des comptages corrigés du bruit Compton évalué selon cette régression.

3- MESURE DES COEFFICIENTS D'ATTENUATION

3.1- COEFFICIENT D'ATTENUATION DE L'EAU

Les coefficients d'atténuation de l'eau, pour l'Américium et le Césium, sont calculés en intercalant des éprouvettes calibrées emplies d'eau entre la source et le détecteur et en réalisant des comptages longs afin de minimiser l'erreur aléatoire.

Le coefficient d'atténuation pour chacune des deux sources est alors obtenu comme la pente de la droite donnant $\frac{I}{\rho_w} \ln\left(\frac{N_0}{N}\right)$ en fonction de l'épaisseur traversée x d'après la loi d'atténuation de BEER-LAMBERT

$$N = N_0 \exp(-\mu_w \rho_w x) \quad (2)$$

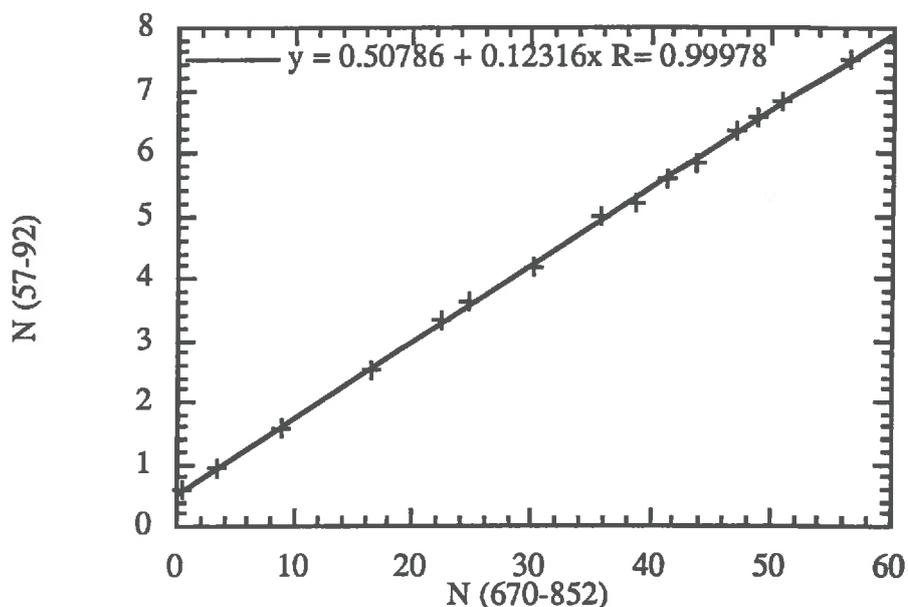


FIGURE 1- Taux de comptage sur la fenêtre Américium en fonction du taux de comptage sur la fenêtre Césium en configuration monosource Césium.

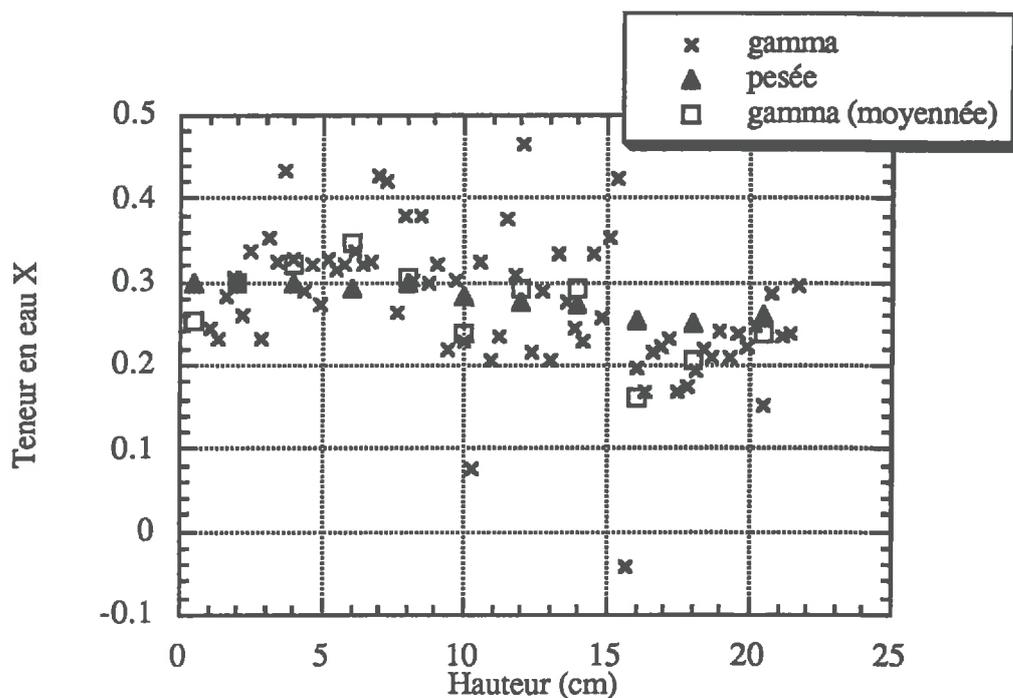


FIGURE 2- Carotte non remaniée CNR1. Comparaison entre les mesures gammamétriques et les mesures par pesée sur la carotte complète en fin d'expérience d'imbibition.

On trouve :

$$\begin{aligned} \mu_w^{Am} &= 0.2042 \text{ cm}^2 \cdot \text{g}^{-1} \\ \mu_w^{Cs} &= 0.0820 \text{ cm}^2 \cdot \text{g}^{-1} \end{aligned} \quad (3)$$

Les écarts-types de ces déterminations sont de $5 \cdot 10^{-4} \text{ cm}^2 \cdot \text{g}^{-1}$.

3.2- COEFFICIENT D'ATTENUATION DU SOL

3.2.1- METHODE GLOBALE SUR CAROTTE INITIALE QUELCONQUE

Dans le cas d'un sol, remanié ou non, l'équation de BEER-LAMBERT s'écrit, en toute section d'épaisseur x_k , et pour chacune des deux sources,

$$\begin{aligned} N_k^{Am} &= N_0^{Am} \exp\left[\left(-\mu_w^{Am} \rho_w \theta_{w_k} - \mu_s^{Am} \rho_s \theta_{s_k}\right) x_k\right] \\ N_k^{Cs} &= N_0^{Cs} \exp\left[\left(-\mu_w^{Cs} \rho_w \theta_{w_k} - \mu_s^{Cs} \rho_s \theta_{s_k}\right) x_k\right] \end{aligned} \quad (4)$$

En sommant chacune des deux équations ci-dessus sur plusieurs points k du milieu considéré, on obtient

$$\begin{aligned} \frac{1}{\sum_k \rho_s \theta_{s_k}} \left(\sum_k \frac{1}{x_k} \ln \left(\frac{N_0}{N_k} \right)^{Am} - \mu_w^{Am} \rho_w \sum_k \theta_{w_k} \right) &= \mu_s^{Am} \\ \frac{1}{\sum_k \rho_s \theta_{s_k}} \left(\sum_k \frac{1}{x_k} \ln \left(\frac{N_0}{N_k} \right)^{Cs} - \mu_w^{Cs} \rho_w \sum_k \theta_{w_k} \right) &= \mu_s^{Cs} \end{aligned} \quad (5)$$

On a supposé dans (5) que le coefficient d'atténuation du solide pour chacune des deux sources reste constant sur toute l'éprouvette étudiée (colonne ou carotte), ou encore, qu'il existe un coefficient moyen, calculé sur l'ensemble de l'échantillon, mais cependant représentatif de l'état local.

D'autre part, on peut écrire

$$\sum_k \theta_{w_k} = k \langle \theta_w \rangle \quad \text{et} \quad \sum_k \rho_s \theta_{s_k} = k \langle \rho_s \theta_s \rangle = k \langle \rho_{s_a} \rangle \quad (6)$$

où $\rho_{s_a} = \frac{m_s}{V}$ est la densité sèche apparente ; les moyennes $\langle \rangle$ sont les grandeurs macroscopiques accessibles par pesées ; et le résultat est d'autant plus précis que l'on dispose d'un grand nombre de points k c'est-à-dire d'une description fine du profil de l'éprouvette. A condition de connaître la teneur en eau moyenne et la densité sèche apparente moyenne à un

instant donné pour lequel on a aussi une description gammamétrique du profil, il est donc possible de déterminer les coefficients d'atténuation du sol selon les relations (5) et (6).

Dans la pratique, on établit un profil gammamétrique initial tous les trois millimètres sur toute la hauteur de l'échantillon.

La masse $m_{tot.ini.} = m_{w.ini.} + m_s$ et le volume $V_{ini.}$ initiaux de l'échantillons sont préalablement mesurés ; l'expérience d'imbibition terminée, on réalise un profil gammamétrique fin et l'échantillon est pesé ; on a ainsi accès à la masse totale finale

$$m_{tot.f} = m_{w.f} + m_s$$

L'échantillon est alors mis à l'étuve à 105°C pendant 24 heures ; après cette dernière opération on détermine la masse anhydre qui est la masse de solide m_s (supposée invariante au cours de l'expérience). On a donc finalement accès aux grandeurs suivantes

$$\begin{aligned} \langle \theta_w \rangle_{ini.} &= \left(\frac{m_w / \rho_w}{V} \right)_{ini.} = \frac{(m_{tot.ini.} - m_s) / \rho_w}{V_{ini.}} \\ \langle \rho_{sa} \rangle_{ini.} &= \frac{m_s}{V_{ini.}} \end{aligned} \quad (7)$$

L'application des équations (7) permet finalement de calculer les coefficients cherchés grâce à (5).

3.2.2- TEST FINAL

Le profil gammamétrique final permet de vérifier la pertinence de la procédure précédente et des mesures gammamétriques en comparaison au résultat final de la pesée ; cette comparaison porte, dans le cas général, sur les teneurs en eau pondérales X

$$X_f \Big|_{pesée} = \frac{m_{wf}}{m_s} = \frac{m_{tot.f} - m_s}{m_s} \quad (8a)$$

et

$$\langle X_f \rangle \Big|_{gamma.} = \frac{1}{k} \sum_k X_f \quad (8b)$$

Soulignons que ce test est performant dans la mesure où il porte sur des données indépendantes de celles ayant servies au calcul des paramètres que l'on cherche à valider.

3.3.3- DISCUSSION

Remarquons que le raisonnement venant d'être exposé s'applique à un milieu quelconque (éventuellement déformable), de profil hydrique initial éventuellement non uniforme, et pouvant

comporter des hétérogénéités. Pour chacun de ces trois aspects, il convient d'apporter quelques précisions :

- Milieu déformable : pour un tel milieu, la grandeur descriptive de l'état hydrique adéquate est la teneur en eau pondérale X

$$X = \frac{m_w}{m_s} \quad (9)$$

puisque c'est celle qui est rapportée en tout point à la masse de solide traversée ; dans ce cas, les équations de BEER-LAMBERT (4) sont réécrites en tout point k sous la forme

$$\begin{aligned} N_k^{Am} &= N_0^{Am} \exp \left[\left(-\mu_w^{Am} \frac{\rho_w \theta_{wk}}{\rho_s \theta_{sk}} - \mu_s^{Am} \right) \rho_s \theta_{sk} x_k \right] \\ N_k^{Cs} &= N_0^{Cs} \exp \left[\left(-\mu_w^{Cs} \frac{\rho_w \theta_{wk}}{\rho_s \theta_{sk}} - \mu_s^{Cs} \right) \rho_s \theta_{sk} x_k \right] \end{aligned} \quad (10)$$

Mises sous cette forme elles font apparaître les deux grandeurs

- teneur en eau pondérale :

$$X_k = \frac{m_w}{m_s} \Big|_k = \frac{\rho_w V_w / V}{\rho_s V_s / V} \Big|_k = \frac{\rho_w \theta_{wk}}{\rho_s \theta_{sk}} \quad (11)$$

- et masse de solide traversée par unité de section de faisceau :

$$Y_k = \rho_s \theta_{sk} x_k = m_s \frac{x_k}{V_k} \quad (12)$$

La résolution du système (10) permet ainsi de déterminer

$$\begin{aligned} X &= \frac{\mu_s^{Am} \ln \left(\frac{N_0}{N} \right)^{Cs} - \mu_s^{Cs} \ln \left(\frac{N_0}{N} \right)^{Am}}{\mu_w^{Cs} \ln \left(\frac{N_0}{N} \right)^{Am} - \mu_w^{Am} \ln \left(\frac{N_0}{N} \right)^{Cs}} \\ Y &= \frac{\mu_w^{Cs} \ln \left(\frac{N_0}{N} \right)^{Am} - \mu_w^{Am} \ln \left(\frac{N_0}{N} \right)^{Cs}}{\mu_s^{Am} \mu_w^{Cs} - \mu_w^{Am} \mu_s^{Cs}} \end{aligned} \quad (13)$$

Cette écriture permet de s'affranchir de la connaissance de l'épaisseur traversée, variable lors d'un processus d'imbibition d'un milieu déformable libre de toute contrainte mécanique latérale.

La validation finale doit donc bien se faire dans ce cas en comparant les teneurs pondérales X ; c'est aussi la seule grandeur accessible par pesée lorsque des gonflements non uniformes d'un milieu déformable hétérogène empêchent toute mesure précise du volume final.

- Milieu hétérogène : pour être plus exact, il convient de souligner, que les hétérogénéités doivent être davantage dans la structure (variations de porosité) que dans la composition du matériau (puisque les coefficients d'atténuation moyen ont été supposés représentatifs des valeurs locales).

- Profil hydrique initial non uniforme : ce cas de figure peut être imposé par l'impossibilité de sécher complètement une carotte de sol non remaniée à cause des risques de détérioration (fissurations en particulier) ; on est alors conduit à démarrer l'imbibition sur un échantillon comportant déjà une certaine teneur en eau, inconnue a priori. Il faut alors attendre la fin de l'expérience d'imbibition pour déterminer, par un procédé éventuellement destructif (le séchage induit des fissures), la masse de solide et donc en déduire, par différence, l'humidité globale initiale ; les coefficients d'atténuation recherchés se déduisent selon la procédure précédemment exposée. La seule condition à respecter est que l'échantillon soit initialement en situation d'équilibre hydrique (à l'échelle du temps de réalisation du profil gammamétrique initial).

Si le milieu étudié est un milieu artificiel -carottes de sol homogènes fabriquées- (ANGULO, 1989), l'état initial est alors logiquement choisi anhydre de façon à réduire les équations (5) aux équations suivantes :

$$\frac{1}{k \langle \rho_{sa} \rangle_{ini}} \left(\sum_k \frac{1}{x_k} \ln \left(\frac{N_0}{N_k} \right)^{Am} \right) = \mu_s^{Am} \quad (14)$$

$$\frac{1}{k \langle \rho_{sa} \rangle_{ini}} \left(\sum_k \frac{1}{x_k} \ln \left(\frac{N_0}{N_k} \right)^{Cs} \right) = \mu_s^{Cs}$$

dans lesquelles il suffit de déterminer par pesée $\langle \rho_{sa} \rangle_{ini} = \frac{m_s}{V_{ini}} = \frac{m_{tot.}}{V_{ini}}$ pour trouver les coefficients d'atténuation.

Il est également possible d'envisager de calculer les coefficients d'atténuation sur de la poudre du sol étudié ; pour rester représentative du sol initial, la poudre doit être fabriquée à partir de la carotte complète, sans que certaines parties ne soit mises de côté. Pour la même raison, cette poudre n'est pas tamisée. La poudre anhydre est placée en éprouvette calibrée (et recouverte aussitôt d'une feuille de cellophane pour éviter toute réhumidification dans le domaine hygroscopique) et des comptages sont répétés en différentes sections (pour moyenniser d'éventuelles hétérogénéités de tassement) ; la densité sèche apparente moyenne est accessible

précisément par pesée et mesure du volume de l'éprouvette calibrée. La comparaison des résultats obtenus selon cette procédure et celle exposée précédemment est effectuée sur un exemple précis : il s'agit d'une carotte non remaniée issue du premier horizon du sol de Champenoux (notée CNR1). Sur cette carotte (hétérogène et de profil hydrique quelconque inconnu), on réalise un premier profil gammamétrique (tous les trois millimètres), puis une imbibition, que l'on termine par un nouveau profil gammamétrique. La carotte est ensuite découpée en 20 tronçons qui sont pesés, séchés à l'étuve à 105°C et pesés à nouveau (on peut ainsi déterminer par pesée la teneur en eau pondérale de chaque tronçon à la fin de l'expérimentation). A partir de trois de ces vingt tronçons (2, 6 et 10) répartis sur la hauteur totale, on réalise les essais sur poudre venant d'être décrits.

Le tableau 1 permet de comparer les valeurs des coefficients d'atténuation obtenus selon les deux types de procédures. L'écart observé entre les deux méthodes est important et bien supérieur aux variabilités entre niveaux observées sur les expérimentations sur poudre ; cette variabilité n'est d'ailleurs pas nécessairement significative si l'on considère l'écart entre deux jeux de valeurs (2A et 2B) obtenus sur deux éprouvettes emplies de poudre issue d'un même niveau (mais le temps requis par ces expérimentations empêche de fonder statistiquement ces constatations).

Coefficients déterminés sur carotte initiale non remaniée (cm ² .g ⁻¹)	Coefficients déterminés sur poudre (cm ² .g ⁻¹)			
	2A	2B	6	10
$\mu_s^{Am} = 0.2723$	$\mu_s^{Am} = 0.3190$	$\mu_s^{Am} = 0.3173$	$\mu_s^{Am} = 0.3229$	$\mu_s^{Am} = 0.3238$
$\mu_s^{Cs} = 0.0684$	$\mu_s^{Cs} = 0.0786$	$\mu_s^{Cs} = 0.0783$	$\mu_s^{Cs} = 0.0785$	$\mu_s^{Cs} = 0.0772$
	Valeurs moyennes sur poudre : $\mu_s^{Am} = 0.3207$ $\mu_s^{Cs} = 0.0781$			

TABLEAU 1- Carotte non remaniée CNR1. Valeurs des coefficients d'atténuation du sol pour l'Américium et le Césium déterminés à partir de la carotte non remaniée et d'échantillons de poudre sèche issue de cette carotte.

Un critère de sélection de la méthodologie à retenir est la comparaison des profils hydriques finaux obtenus par pesée et par gammamétrie, avec chacun des deux jeux de coefficients d'atténuation. La valeur moyenne de teneur en eau est donnée dans le tableau 2 dans chacun des cas : il apparaît clairement que la détermination sur carotte fournit des résultats beaucoup plus proches de ceux obtenus par pesée et qui constituent la référence.

La figure 2 permet en outre de comparer le profil fin gammamétrique obtenu en fin d'imbibition, à celui obtenu par pesée, ainsi qu'à la moyenne des valeurs gammamétriques sur les volumes correspondant aux tronçons pesés (qui est le bon paramètre pour s'affranchir des hétérogénéités locales et obtenir la grandeur macroscopique accessible par pesée) ; la bonne concordance des profils permet ainsi de vérifier la pertinence de la procédure.

Pesée	Gamma : μ_s calculés sur carotte	Gamma : μ_s calculés sur poudre
$X=0.281$	$X=0.274$	$X=0.418$

TABLEAU 2- Carotte non remaniée CNR1. Comparaison entre les mesures gammamétriques et les mesures par pesée pour des coefficients d'atténuation du sol calculés sur carotte ou sur poudre.

La même comparaison entre poudre et carotte peut être réalisée pour une carotte remaniée (qui est fabriquée à partir de poudre de sol - selon la procédure décrite chap. XI) ; on donne tableau 3 un exemple de jeux de valeurs pour une carotte remaniée donnée (notée CR1). Les résultats sont, dans ce cas, beaucoup plus proches que lorsqu'il s'agit d'une carotte initiale non remaniée ; ceci tend à prouver qu'une des opérations a pu bouleverser la structure intime du matériau étudié.

μ_s calculés sur carotte remaniée ($\text{cm}^2.\text{g}^{-1}$)	μ_s calculés sur poudre ($\text{cm}^2.\text{g}^{-1}$)
$\mu_s^{Am} = 0.3193$	$\mu_s^{Am} = 0.3216$
$\mu_s^{Cs} = 0.0783$	$\mu_s^{Cs} = 0.0768$

TABLEAU 3- Carotte remaniée CR1. Valeurs des coefficients d'atténuation du sol pour l'Américium et le Césium déterminés à partir de la carotte remaniée et d'échantillons de poudre sèche issue de cette carotte.

Nous proposons d'expliquer ces différences de coefficients d'atténuation par l'action du séchage car visiblement la première opération de séchage modifie irrémédiablement une certaine structure (peut-être s'agit-il d'hydrates) ; en revanche, une fois modifiée, cette structure n'est pratiquement plus atteinte par d'ultérieures procédures de séchage ou de broyage (tableau 3) ; nous excluons l'influence du broyage pour des raisons d'échelle : le broyage ne paraît pas pouvoir affecter l'échelle de l'interaction photon-matière.

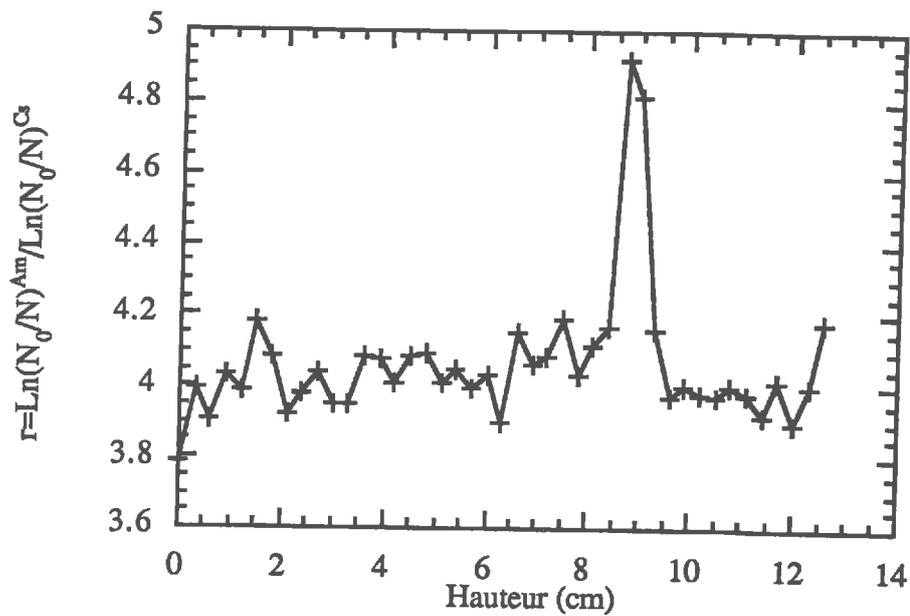


FIGURE 3a- Carotte non remaniée CNR2. Evolution du ratio r , indicateur de l'hétérogénéité initiale du milieu, sur la hauteur de la carotte.

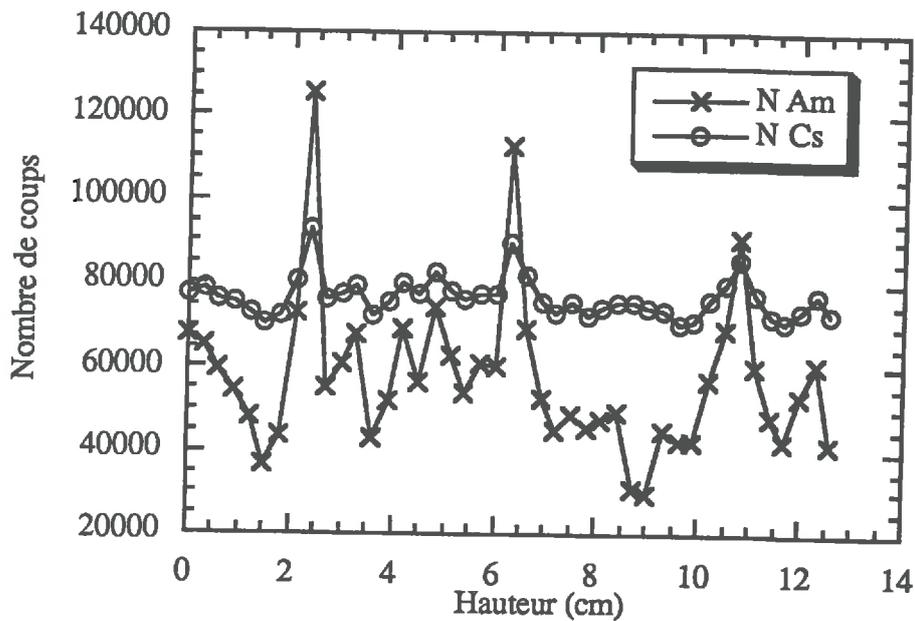


FIGURE 3b- Carotte non remaniée CNR2. Evolution des comptages sur les fenêtres Américium et Césium sur la hauteur de la carotte en conditions initiales.

4- CHOIX DES POINTS DE MESURE

Le choix des points en lesquels le suivi temporel d'humidité est réalisé obéit à différents types de conditions liées à la dynamique du problème, à l'exploitation en terme de modélisation des mesures, ou encore à l'hétérogénéité du milieu lui-même.

Un premier critère est donc relatif à la dynamique des phénomènes observés comparée au temps nécessaire pour réaliser une mesure. La mesure gammamétrique est d'autant plus précise que le nombre de coups (et donc le temps de comptage) est grand ; sa durée est cependant limitée par l'aspect transitoire des phénomènes observés ; un compromis doit donc être trouvé entre la durée (et donc la précision) de la mesure et la cinétique.

La seconde condition s'exprime encore en terme de compromis : il s'agit cette fois de concilier l'hypothèse de milieu semi-infini dictée par la transformation de BOLTZMANN utilisée ultérieurement, hypothèse qui tend à privilégier les points les plus bas de la carotte, avec, une fois de plus, la dynamique des phénomènes observés qui empêche de travailler sur les premiers centimètres de l'échantillon pour lesquels les phénomènes sont trop rapides (relativement à la métrologie employée).

Enfin, les points de mesure choisis doivent être tels qu'ils soient représentatifs de l'ensemble de l'échantillon : en effet, les coefficients d'atténuation moyen ne sont utilisables localement que dans la mesure où les caractéristiques texturales au point considéré sont effectivement traduites par ces coefficients. Pour détecter d'éventuelles zones marginales par rapport à la composition moyenne, le ratio

$$r = \frac{\ln(N_0/N)^{Am}}{\ln(N_0/N)^{Cs}} \Big|_k \quad (15)$$

apparaît comme un paramètre significatif qui rend compte de l'ensemble solide-liquide dans sa constitution en tout point k . C'est un excellent critère pour un milieu sec car il rend compte alors des variations des coefficients d'atténuation par rapport aux valeurs moyennes et de ces variations seules ; en revanche, si le milieu n'est pas parfaitement anhydre, il intègre également d'éventuelles variations de porosité. Dans ce cas, le seul défaut de ce critère est donc d'induire le rejet éventuel de points qui ne diffèrent que par leur porosité du comportement moyen (ce qui, en fait, ne gênerait en rien leur utilisation).

Le profil gammamétrique initial doit donc aussi être exploité sous cette forme pour pouvoir ajouter ce critère de choix aux deux autres précédemment évoqués.

Nous donnons à titre d'exemple en figure 3a un tel profil pour une carotte non remaniée (CNR2) du premier horizon limono-argileux du sol de Champenoux ; l'exemple met clairement en évidence une zone anormale (au sens où elle est hors norme) vers 8.75 cm de hauteur qui n'apparaît pourtant pas sur les comptages bruts (figure 3b), qu'ils soient au Césium ou à l'Américium car c'est dans leur rapport que ces comptages sont modifiés au niveau de cette

zone. On remarque également sur cet exemple que certains points, hors norme en termes de comptages bruts (à 2.5, 6.5 et 11 cm de hauteur), ne constituent en fait pas des points exceptionnels : nous les interprétons comme des zones à plus forte porosité, mais dont la phase solide ne diffère pas significativement du comportement moyen dans sa texture ; rien n'empêche alors de choisir ces points pour le suivi temporel, dans la mesure où la variable descriptive est la masse d'eau rapportée à la masse de solide X , tandis que l'exploitation avec les coefficients d'atténuation moyens des points avoisinants la zone à 8.75 cm de hauteur conduit à des teneurs en eau aberrantes (valeurs négatives).

Conclusion

Les fenêtres d'énergie sur lesquelles les comptages gammamétriques doivent être réalisés ont été fixées sur la base de considérations physiques issues du chapitre précédent (chap.V). Pour ces fenêtres, une régression linéaire a été trouvée entre le taux de comptage sur la fenêtre de la source Américium et le taux de comptage sur la fenêtre de la source Césium ; en configuration double-source, cette régression permet de retrancher des comptages sur la fenêtre Américium le bruit de fond correspondant au Compton Césium. Une procédure permet de calculer les coefficients d'atténuation du sol à partir d'un profil initial, et de valider cette détermination en fin d'expérience. Enfin, un indicateur de l'hétérogénéité du milieu permet de choisir les points de mesure pour lesquels les coefficients d'atténuation moyens sont valides.

CHAPITRE VII

DISPOSITIF EXPERIMENTAL, METHODE D'IDENTIFICATION ET RESULTATS

Introduction

On présente dans un premier temps le dispositif expérimental (§1) puis la méthode mathématique (§2) que l'on souhaite appliquer dans le cas idéal où l'expérimentation peut être menée selon les critères fixés et fournir des résultats exploitables. La complexité du problème (due principalement à l'hétérogénéité du matériau étudié) rend en fait la procédure bien souvent impossible.

La troisième partie de ce chapitre (§3) est donc un examen analytique au cas par cas de différentes situations. Il s'agit ici principalement de mieux comprendre divers mécanismes en examinant les résultats sur différentes carottes (fissurations, rôle de la gravité, influence du remaniement sur les propriétés de transport). Dans le but de valider la procédure, des expériences sont d'abord menées sur des colonnes remaniées fabriquées à partir de celles carottées sur le terrain. On cherche ainsi à obtenir plusieurs échantillons homogènes similaires sur lesquels la même expérimentation puisse être répétée en conditions contrôlées. Les résultats expérimentaux sont présentés et comparés pour quatre carottes remaniées (notées de CR1 à CR4). Le cas d'échantillons fissurés est illustré par les essais sur les carottes CR3 et CR4.

Lorsqu'elle est possible, l'identification (§4) repose sur le choix d'un modèle de diffusivité : l'adéquation respective des modèles exponentiel et de VAN GENUCHTEN au sol considéré est étudiée sur un exemple (CR1) ; la comparaison des résultats obtenus sur les différentes carottes est ensuite réalisée à travers le modèle apparu alors le plus performant.

Le cas des carottes non remaniées est ensuite examiné (§5) : à travers un exemple, on met en évidence une différence d'échelle entre le phénomène étudié (transport diffusif à l'échelle de la carotte) et ce que la métrologie permet d'observer. Une solution est proposée pour pallier partiellement cette difficulté et l'identification de la diffusivité peut alors être conduite.

Enfin, une étude numérique (§6) permet de valider la procédure par transformation de BOLTZMANN en précisant le rôle de la gravité.

1- DISPOSITIF EXPERIMENTAL

On souhaite réaliser une expérience d'imbibition par le bas sur une carotte dans un état initial donné. Le schéma expérimental est donné figure 1. La carotte est placée entre la source et le détecteur sur un support fixe. La saturation au bas de la carotte est assurée par un dispositif de Mariotte ; le contact entre la carotte et le réservoir d'alimentation est réalisé par un poreux

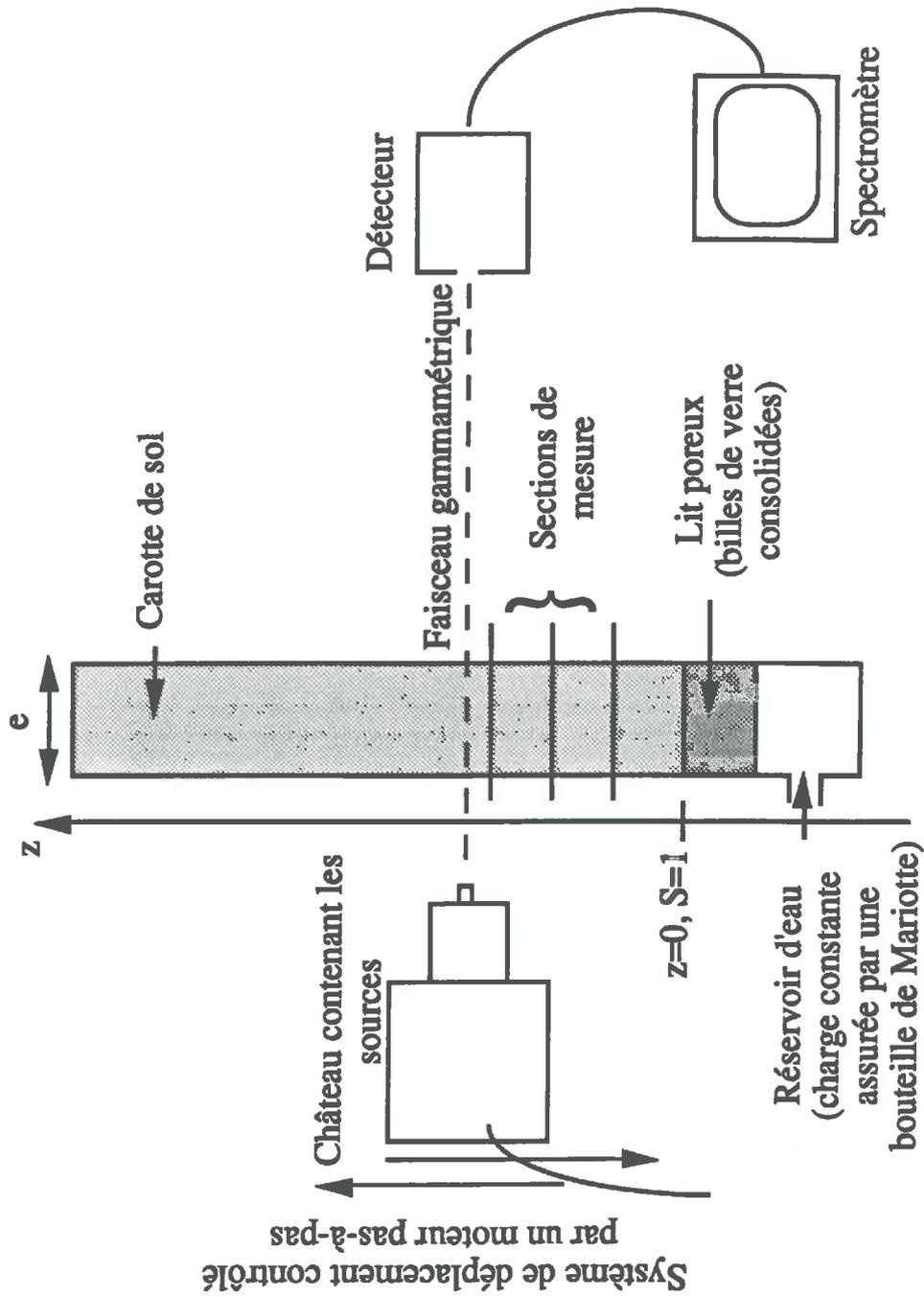


FIGURE 1- Dispositif expérimental pour le suivi par mesures gammamétriques de l'imbibition verticale d'une carotte de sol

fabriqué à partir de billes de verre agglomérées par une résine. Le dispositif de Mariotte permet de choisir la charge imposée au bas de la carotte ; dans le cas considéré, on travaille à charge nulle. A l'instant $t=0$, cette condition limite au bas de la carotte est imposée (des comptages dans l'état initial ont pu être préalablement effectués sur la carotte déjà en place sur le poreux sec). L'évaporation latérale est empêchée par une feuille de cellophane entourant l'échantillon (cette feuille est ouverte en haut de la carotte pour laisser la phase gazeuse en équilibre à la pression atmosphérique). D'un point de vue mécanique, la carotte est libre de toute contrainte (radiale ou axiale) et peut donc se déformer.

L'ensemble source+détecteur, monté sur un banc Microcontrôle, est mobile : les déplacements, assurés par un moteur pas-à-pas, sont automatisés (la précision du positionnement est de dix microns). Les comptages sont répétés en continu en différentes sections.

Un comparateur placé au sommet de la carotte permet de suivre les déformations axiales.

2- METHODE D'IDENTIFICATION

2.1- MODELE DE TRANSPORT D'EAU : TRANSFORMATION DE BOLTZMANN

Rappelons que dans le cadre de la cinématique des milieux continus, on peut adopter deux modes de description (Lagrangienne ou Eulérienne). Dans le premier cas, l'expression de toute grandeur physique d'une phase donnée se fait en suivant chaque particule sur sa trajectoire à partir de sa position initiale ; les variables sont alors dites matérielles ou de Lagrange. Dans le second cas, on se place en un point géométrique et on considère la succession de particules qui y défilent au cours du temps ; les variables sont alors dites géométriques ou de Euler.

Pour un milieu déformable l'équation de diffusion (en supposant que la gravité est négligeable) s'écrit, en terme de teneur en eau pondérale, dans un référentiel lagrangien,

$$\frac{\partial X}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial m} \left[D(X) \frac{\partial X}{\partial m} \right] \quad (1)$$

où m est la coordonnée matérielle (J.R. PHILIP, 1969 ; R. ANGULO, 1989).

En supposant que les déformations radiales sont plus importantes que les déformations axiales (ce qui peut être vérifié expérimentalement), la dérivée partielle relative à la coordonnée matérielle peut être remplacée par une dérivation partielle par rapport à la variable d'espace z ; on obtient alors une équation classique de diffusion

$$\frac{\partial X}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D(X) \frac{\partial X}{\partial z} \right] \quad (2)$$

à laquelle, on applique le changement de variable

$$\xi = \frac{z}{\sqrt{t}} \quad (3)$$

ce qui conduit à une équation différentielle totale du second ordre

$$\frac{d^2X}{d\xi^2} = \frac{-1}{D} \left[\frac{dD}{dX} \left(\frac{dX}{d\xi} \right)^2 + \frac{\xi}{2} \frac{dX}{d\xi} \right] \quad (4a)$$

couplée aux conditions aux limites et initiale suivantes

$$\begin{aligned} X &= X_{sat} \quad \text{en } \xi = 0 \\ X &= X_{ini} \quad \text{en } \xi \rightarrow \infty \end{aligned} \quad (4b)$$

Cette transformation de BOLTZMANN suppose que les transferts, unidirectionnels axiaux, sont purement diffusifs (le rôle de la gravité est négligée) ; le milieu est supposé semi-infini c'est-à-dire que la teneur en eau ne varie pas à la limite supérieure de l'échantillon. Pratiquement, on vérifiera que le modèle est recevable, en traçant les profils expérimentaux (évolutions locales de teneur en eau) en fonction de la variable de BOLTZMANN ξ et en vérifiant que les courbes correspondant à différentes hauteurs de la carotte se superposent effectivement en un profil unique.

Vu l'imprécision sur les points expérimentaux due principalement aux hétérogénéités, mais aussi aux erreurs aléatoires gammamétriques cumulées (déterminations préalables des coefficients d'atténuation) ainsi qu'au temps nécessaire à la mesure, on n'a pas retenu de critère quantitatif pour juger de la "bonne" superposition des courbes en variable de BOLTZMANN. En revanche, une étude numérique (section 5 de ce chapitre) permet d'affiner la compréhension des mécanismes (importance relative de la gravité dans les processus de transport) et de valider la procédure appliquée.

2.2- METHODE INVERSE

En supposant un modèle explicite de diffusivité, il est possible d'exprimer la dérivée de la diffusivité par rapport à la teneur en eau qui apparaît dans l'équation (4a) ; le système est alors résolu par un algorithme classique de RUNGE-KUTTA d'ordre quatre (Numerical Recipes, 1986). Cet algorithme est couplé à une méthode du tir de façon à remplacer la condition de teneur en eau imposée au sommet de l'éprouvette ($\xi \rightarrow \infty$) par une condition en terme de pente au bas de l'éprouvette ($\xi = 0$), condition nécessaire pour l'application de l'algorithme.

L'estimation des paramètres du modèle de diffusivité choisi s'exprime classiquement sous la forme

$$\min O(b) = \frac{1}{2} [X^* - X(b)]^T W [X^* - X(b)] + \frac{1}{2} (b^* - b)^T V (b^* - b) \quad (5)$$

où la fonction objectif $O(\mathbf{b})$ est une fonction du vecteur paramètres du modèle \mathbf{b} ; \mathbf{X}^* est le vecteur d'observation constitué des mesures de teneur en eau ; $\mathbf{X}(\mathbf{b})$ représente la réponse simulée pour un vecteur paramètre \mathbf{b} donné ; \mathbf{b}^* est une estimation directe ou des mesures des paramètres \mathbf{b} ; \mathbf{W} et \mathbf{V} sont des matrices de pondération symétriques. Le second terme de (5) est parfois appelé critère de plausibilité, et il est équivalent à une fonction pénalité destinée à contraindre le vecteur paramètre recherché dans une région admissible autour de \mathbf{b}^* . Les matrices de pondération contiennent des informations sur la précision des mesures, et d'éventuelles corrélations entre erreurs et paramètres. En l'absence de toute information complémentaire aux mesures, le mieux (selon BECK et ARNOLD, 1977) est de poser \mathbf{W} égale à la matrice identité et \mathbf{V} à la matrice nulle, ce qui ramène (5) à un problème de moindres carrés. Quand les erreurs sur les mesures sont distribuées normalement, sont décorrélatées, et ont une variance constante, l'estimation selon les moindres carrés possède des propriétés statistiques optimales (BECK et ARNOLD, 1977) ; les mesures gammamétriques, dont les erreurs sont des erreurs aléatoires obéissant aux lois des grands nombres, répondent à ces critères et la fonction objectif retenue s'écrit alors simplement

$$\sum_{k \text{ mesures}} (X_{cal} - X_{exp})^2 \quad (6)$$

Elle est minimisée selon un algorithme du Simplex (Numerical Recipes, 1986).

3- RESULTATS EXPERIMENTAUX OBTENUS SUR CAROTTES REMANIEES

Les carottes initiales sont broyées puis tamisées ; le tamisage ne peut être effectué en deçà d'un millimètre car à partir de cent microns il apparaît une séparation limon/argile visible à l'oeil par une différence de coloration qui n'est pas souhaitable pour ne pas trop s'éloigner du matériau initial. La poudre de sol est ensuite mouillée, malaxée puis mise en forme : elle peut être roulée entre deux plaques, mais il y a alors le risque de former la carotte autour d'une fissure centrale verticale, ou bien mise en forme dans un "moule" en tissu cylindrique. Ces carottes sont alors placées en étuve (entre 40 et 60°C) pendant une dizaine de jours. Les carottes séchées sont travaillées finalement au tour pour les rectifier et obtenir des cylindres réguliers, puis laissées à l'air libre afin d'atteindre l'équilibre hygroscopique avant le début de l'expérimentation. Ces cylindres ont un diamètre compris entre 4 et 5 cm (inférieur à celui des carottes initiales), ce qui correspond à une bonne épaisseur pour la double source Américium-Césium (en particulier, on réduit ainsi l'atténuation du rayonnement Américium ce qui améliore la sensibilité). Leur hauteur est comprise selon les cas entre 15 et 30 cm. Pour chacune des carottes remaniées étudiées les coefficients d'atténuation du sol sont recalculés (les résultats figurent dans le

tableau 1) selon la procédure décrite (Chapitre VI) sous sa forme simplifiée (VI-14) puisque les carottes remaniées sont initialement anhydres.

	CR1	CR2	CR3	CR4
μ_s^{Am} (cm ² .g ⁻¹)	0.3193	0.3093	0.3090	0.2991
μ_s^{Cs} (cm ² .g ⁻¹)	0.0783	0.0775	0.0729	0.0748

TABLEAU 1- Valeurs des coefficients d'atténuation du sol pour chacune des carottes remaniées étudiées.

3.1- CAS REpondant au Comportement Attendu

Comparons les résultats relatifs à CR1 et CR2, deux carottes pour lesquelles, au vu des résultats expérimentaux, la procédure de dépouillement et d'identification décrite précédemment apparaît comme possible :

- Carotte remaniée CR1

Les valeurs trouvées (Tableau 1) d'après le profil initial sont validées sur un jeu de données indépendant (à savoir le profil gammamétrique final, $\langle X_f \rangle_{gamma} = 0.1133$) comparé à une mesure directe par pesée ($\langle X_f \rangle_{pesée} = 0.1488$). Remarquons que l'écart entre les deux valeurs s'explique par le fait que le régime hydrique n'est pas stabilisé au moment où l'on réalise le profil gammamétrique final (l'imbibition se poursuit) et la pesée effectuée après les mesures gammométriques est nécessairement majorée.

Les résultats expérimentaux relatifs à CR1 sont présentés figure 2a en terme d'évolution temporelle de teneur en eau X en deux hauteurs différentes, 7 et 10 cm. Ces mêmes résultats peuvent être interprétés en fonction de la variable de BOLTZMANN (figure 2b). Il faut noter que les résultats présentés ici sont des points moyennés (moyennes glissantes) ; les courbes ont ainsi été lissées (sans que la dynamique des phénomènes ne soit modifiée pour autant). Les oscillations subsistant sont à interpréter à notre avis par le passage au niveau du point de mesure d'hétérogénéités locales ; cet aspect est clairement mis en évidence dans la cinquième section relative aux expérimentations sur carottes non remaniées.

L'hypothèse faite dans le développement théorique quant à l'importance relative des déformations radiales et axiales peut être vérifiée expérimentalement ; les déformations axiales sont enregistrées à l'aide d'un comparateur durant l'expérience d'imbibition ; elles sont représentées en fonction du temps figure 2c. D'après cette figure, l'amplitude maximale des

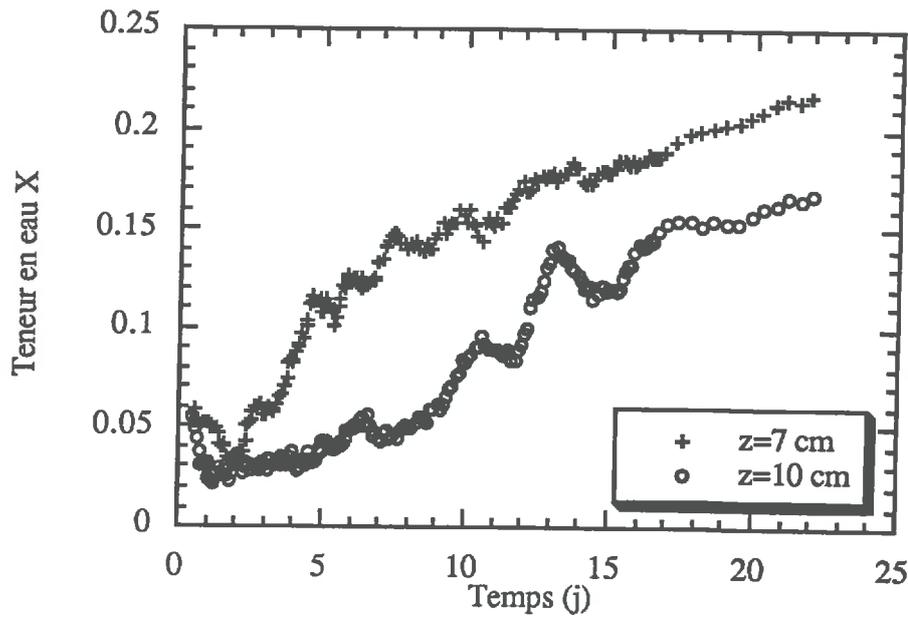


FIGURE 2a- Carotte remaniée CR1. Evolutions temporelles de teneur en eau en deux sections.

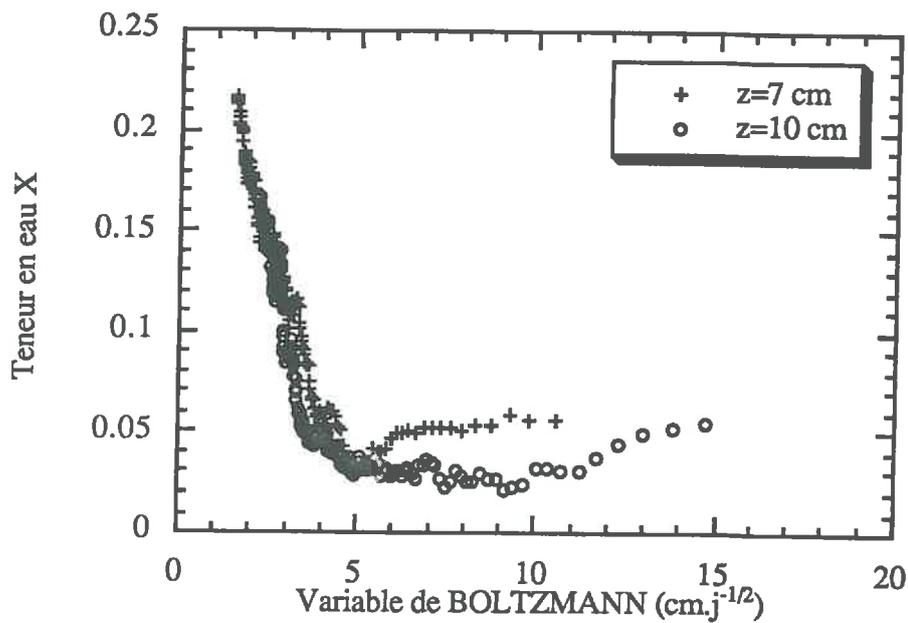


FIGURE 2b- Carotte remaniée CR1. Evolution de la teneur en eau en fonction de la variable de BOLTZMANN en deux sections différentes.

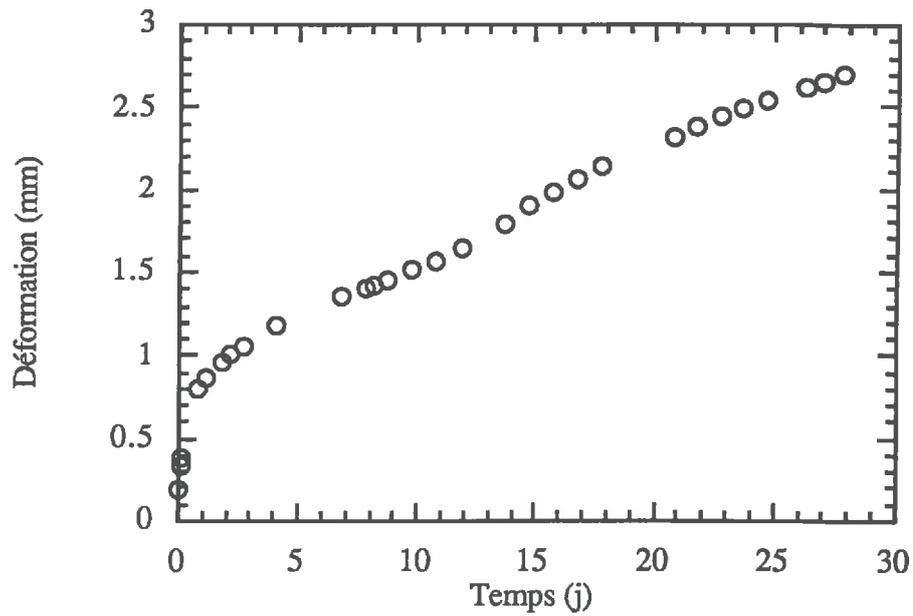


FIGURE 2c- Carotte remaniée CR1. Déformation axiale au cours de l'expérience d'imbibition.

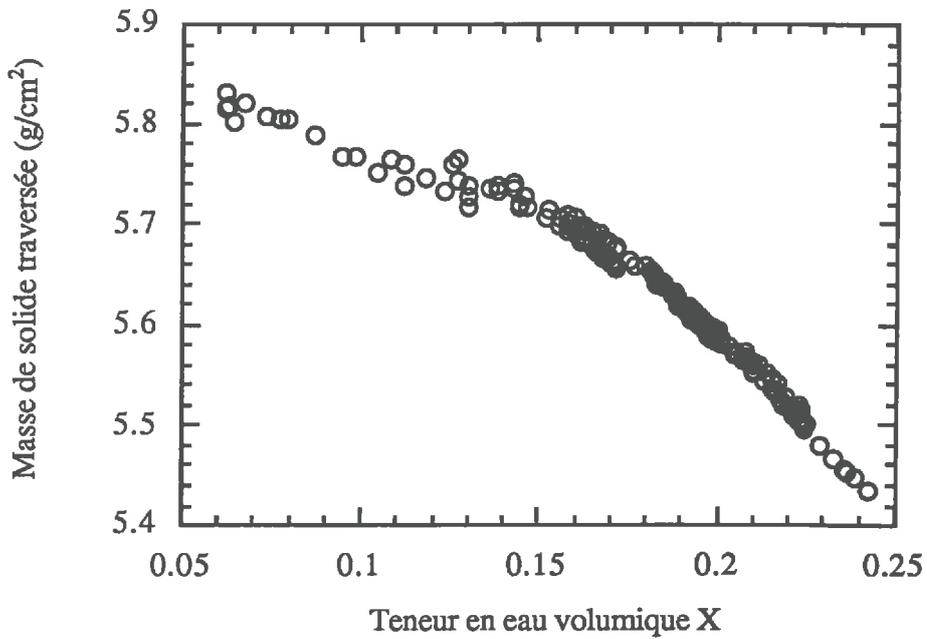


FIGURE 2d- Carotte remaniée CR1. Evolutions comparées de la masse de solide sur la section et de la teneur en eau, au cours de l'imbibition.

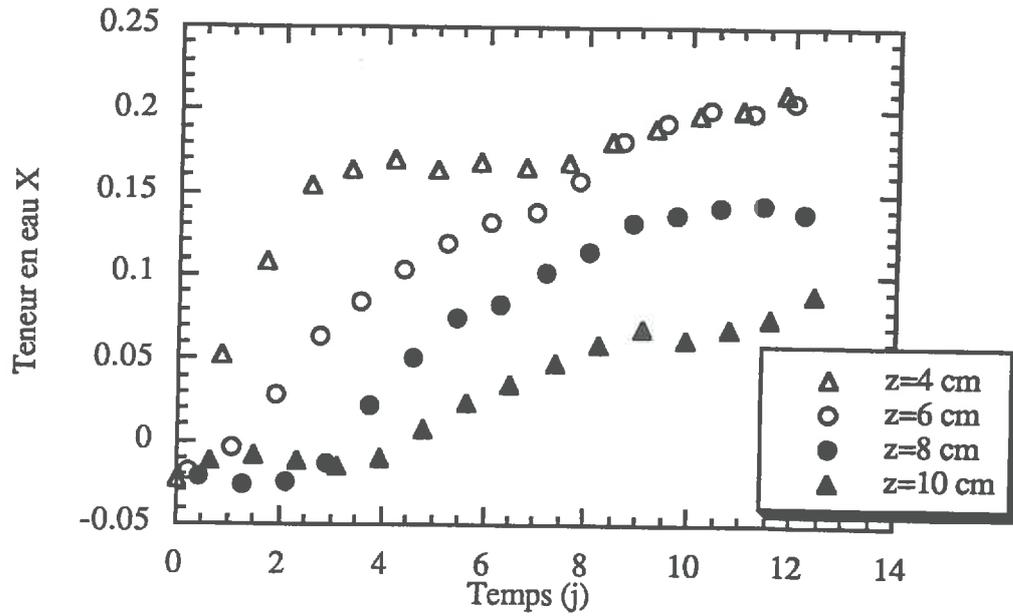


FIGURE 3a- Carotte remaniée CR2. Evolutions temporelles de teneur en eau en différentes sections.

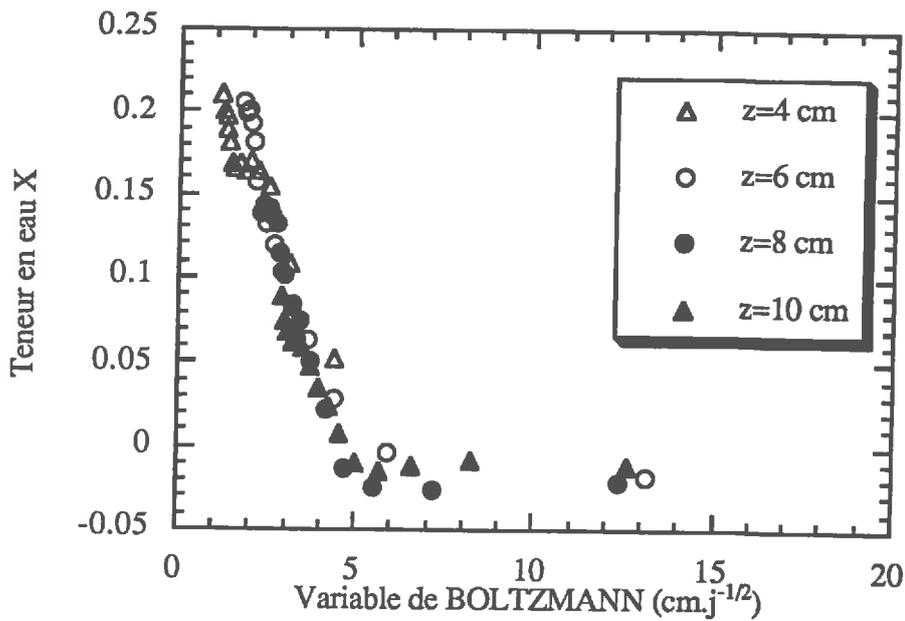


FIGURE 3b- Carotte remaniée CR2. Evolution de la teneur en eau en fonction de la variable de BOLTZMANN en quatre sections différentes.

déformations axiales est donc de 3 mm environ ce qui représente 1% de la hauteur totale de la carotte. La représentation de la masse de solide traversée en fonction de la teneur en eau volumique, en une section donnée (figure 2d), fournit une indication, quant à elle, sur l'amplitude des variations radiales de la carotte, soit environ 7.5% de la masse de solide initiale dans la section considérée ; en termes de pourcentages, on peut donc effectivement conclure que les déformations radiales sont plus importantes que les déformations axiales.

• Carotte remaniée CR2

Les résultats sont présentés sous des formes comparables, à savoir les évolutions temporelles de teneur en eau en plusieurs sections (figure 3a) ainsi que les mêmes variations en fonction de la variable de BOLTZMANN (figure 3b) ; les évolutions ont été suivies cette fois en quatre hauteurs différentes, ce qui explique aussi qu'il y ait moins de points expérimentaux en une section donnée.

Pour une carotte parfaitement homogène il suffit, en théorie, de disposer de mesures en deux hauteurs différentes, constituant deux jeux de données indépendants, et permettant l'identification de la diffusivité et sa validation ; la fabrication des carottes n'étant pas totalement exempte d'hétérogénéités, il est préférable de choisir un minimum de trois points de mesure pour remplacer un point constituant une aberration locale non représentative du comportement global. Le nombre de points choisi est cependant limité par la dynamique des phénomènes observés à mettre en rapport avec le temps nécessaire à une mesure.

Dans les deux cas (CR1 et CR2) venant d'être décrits il semble possible de conduire l'identification de la diffusivité.

3.2- CAS NE REpondant PAS AU COMPORTEMENT ATTENDU ET EXPLIQUES PAR DES FISSURES

3.2.1- MISE EN EVIDENCE EXPERIMENTALE

On présente deux cas CR3 et CR4 où les résultats expérimentaux présentent des anomalies par rapport à ceux attendus (à savoir : démarrage des profils d'imbibition peu décalés temporellement pour des hauteurs différentes et non-superposition des courbes en variable de BOLTZMANN) ; nous interprétons ces différences par l'apparition de fissurations : dans le premier cas (CR3) la fissure semble exister dès le début de l'expérimentation (figures 4a et 4b), tandis que dans le second cas (CR4), elle survient en cours d'imbibition à des instants détectables comme étant ceux où les teneurs en eau après stabilisation à une valeur finale semblent "redémarrer" (figure 5a) ou encore, où les courbes ne coïncident plus en variable de BOLTZMANN (figure 5b).

Cette interprétation est justifiée par l'observation sur certaines carottes coupées radialement d'une fissure verticale centrale (voir photo 1) ; de plus, physiquement, la présence d'une telle

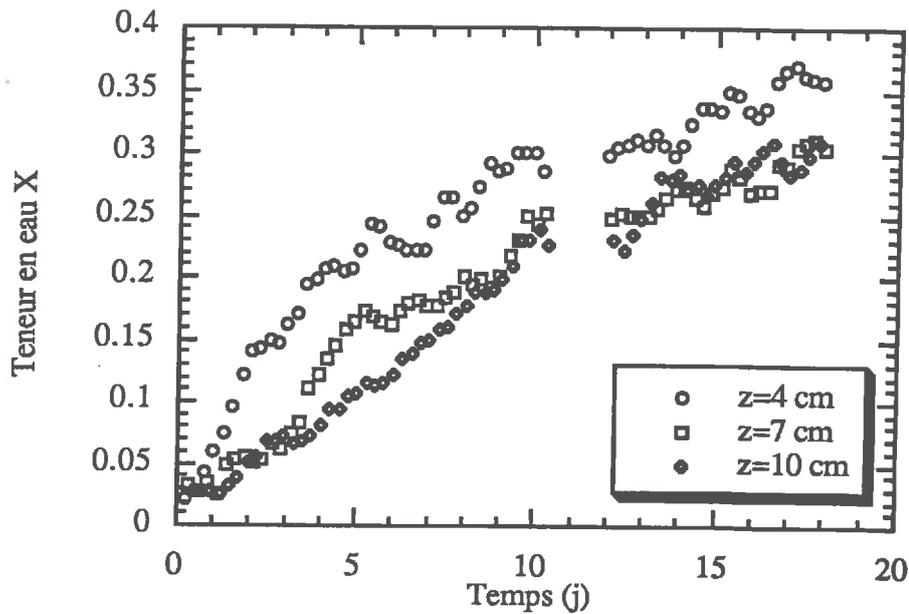


FIGURE 4a- Carotte remaniée CR3. Evolutions temporelles de teneur en eau en différentes sections.

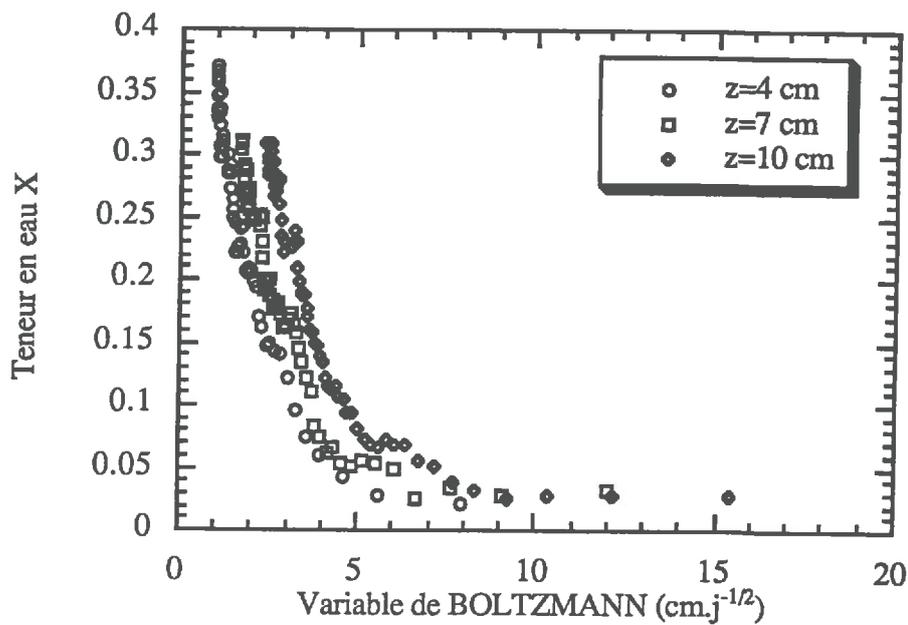


FIGURE 4b- Carotte remaniée CR3. Evolution de la teneur en eau en fonction de la variable de BOLTZMANN en trois sections différentes.

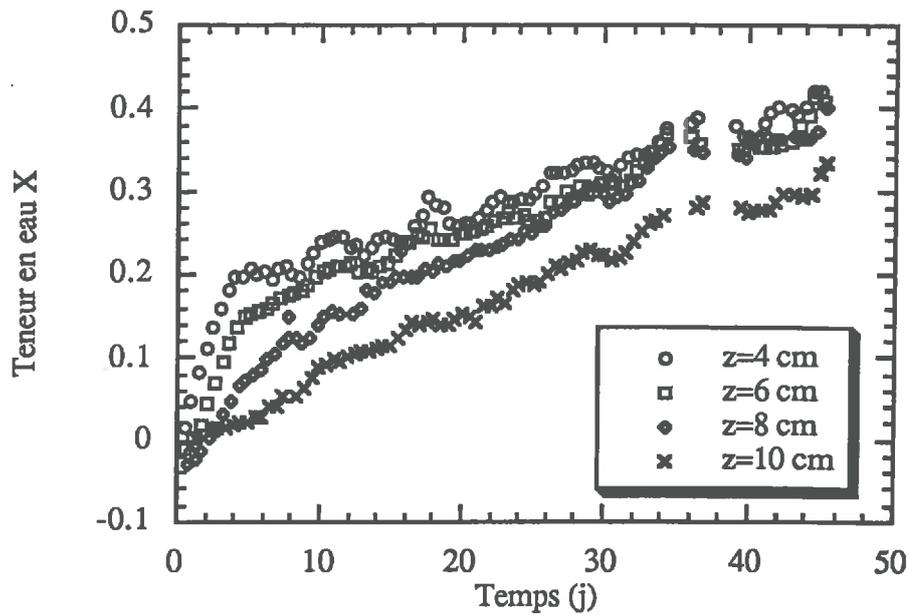


FIGURE 5a- Carotte remaniée CR4. Evolutions temporelles de teneur en eau en différentes sections.

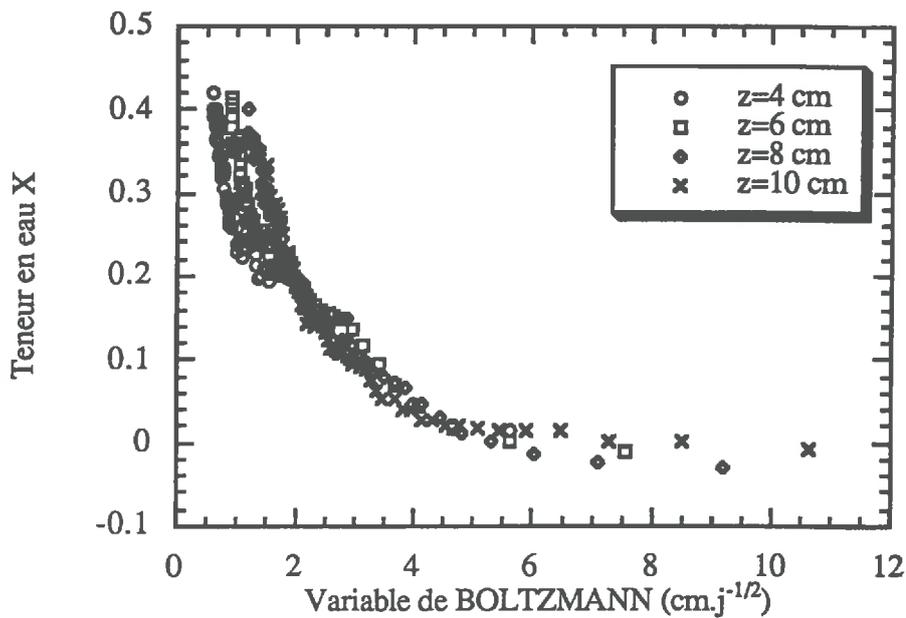


FIGURE 5b- Carotte remaniée CR4. Evolution de la teneur en eau en fonction de la variable de BOLTZMANN en trois sections différentes.

zone peut constituer une zone de conduction préférentielle de l'eau (à condition, toutefois, que la fissure ne soit pas trop large car, dans le cas contraire, elle constitue cette fois une barrière au transport) ; cette zone de conduction préférentielle favorise l'humidification précoce (précoce par rapport au phénomène diffusif pur) des sections hautes, ce qui apparaît expérimentalement. Dans le cas de CR4, il est possible de dire que la fissure s'est propagée vers le bas ; elle se manifeste à partir du deuxième jour environ au point $z=10$ cm, et ses effets se décalent temporellement pour être visibles en $z=4$ cm peu avant le dixième jour (figure 5a).

Pour étayer ces conclusions un modèle analytique simple est construit ; il doit permettre de vérifier, d'une part, que la présence d'une telle fissure, conduit effectivement à des profils d'imbibition du type de ceux observés ici, et d'autre part, qu'une fissure d'une taille réaliste engendre bien des effets détectables expérimentalement.

3.2.2- MODELE ET SIMULATIONS

On modélise un sol avec une fissure verticale selon le schéma de la figure 6 : la fissure est simplement assimilée à un milieu (noté 2) de faible largeur et de propriétés hydrodynamiques différentes (structure porale plus lâche, conductivité et diffusivité plus grandes).

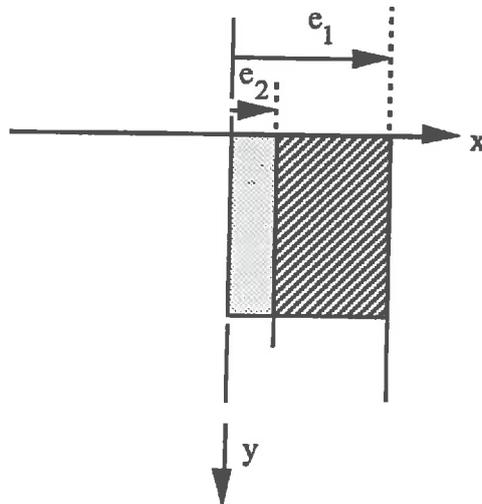


FIGURE 6- Schéma d'une zone de sol comprenant une fissure centrale verticale assimilée à deux milieux accolés à propriétés hydrodynamiques différentes.

Les équations du transport sont écrites dans chacun des milieux 1 (le sol) et 2 (la fissure). Elles sont résolues par méthodes intégrales (double transformation Laplace-Fourier). Les grands axes du calcul sont donnés en annexe 2 et on ne présente ici que les résultats fournis par le modèle. On juxtapose à une colonne de $2e_1=3$ cm de large, une fissure de $2e_2=0.1$ cm de large, et on compare les évolutions temporelles de potentiel en différentes sections pour ce cas fissuré (figure 7a) et pour le cas sans fissure (figure 7b). Les propriétés hydrodynamique du milieu 1 sont celles d'un sol limono-argileux (sol A pour une teneur en eau de 0.215) tandis que le

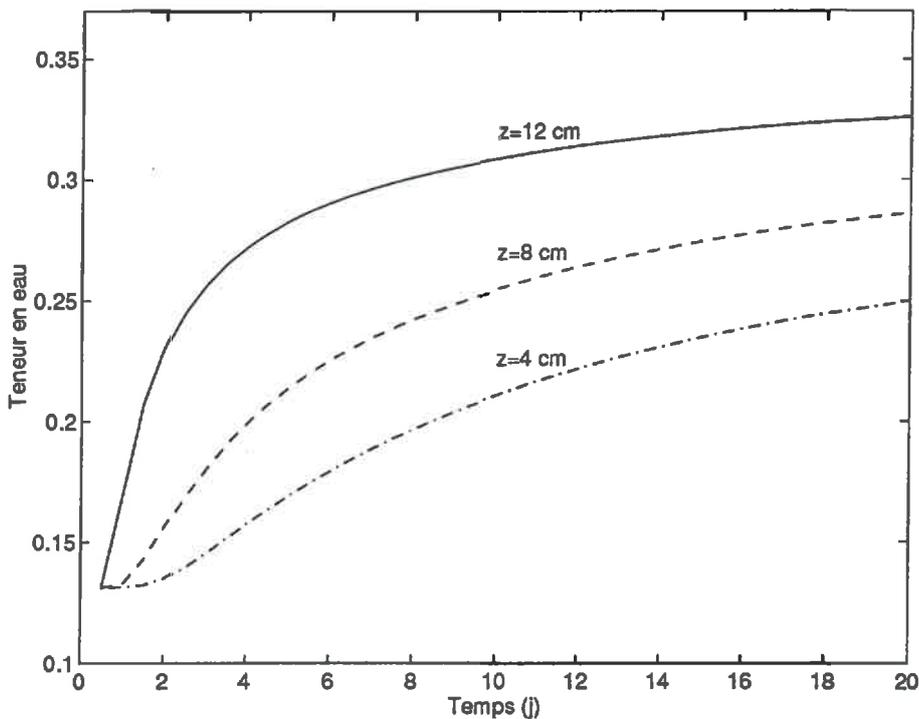


FIGURE 7a- Simulation de l'évolution temporelle du potentiel en deux sections (à 4, 8 et 12 cm de hauteur) d'une carotte de sol de type A (voir chap.III) : $D_1 = 8.09 \text{ cm}^2 \cdot \text{j}^{-1}$ et $k_1 = 1.28 \cdot 10^{-4} \text{ cm} \cdot \text{j}^{-1}$.

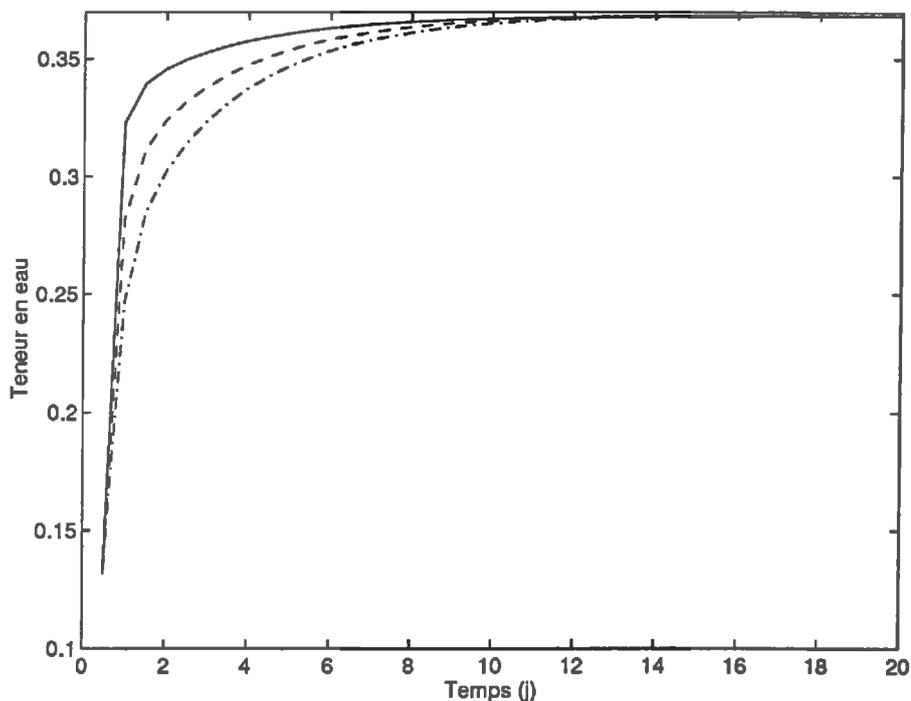


FIGURE 7b- Simulation de l'évolution temporelle du potentiel en deux sections (à 4, 8 et 12 cm de hauteur) d'une carotte de sol de type A (voir chap.III) : $D_1 = 8.09 \text{ cm}^2 \cdot \text{j}^{-1}$ et $k_1 = 1.28 \cdot 10^{-4} \text{ cm} \cdot \text{j}^{-1}$, présentant une fissure centrale verticale assimilée à un milieu granulaire ($D_2 = 526.25 \text{ cm}^2 \cdot \text{j}^{-1}$ et $k_2 = 0.607 \text{ cm} \cdot \text{j}^{-1}$).

milieu 2 représentant la zone fissurée est assimilé à un sol plus granulaire de type sable. Les valeurs correspondantes de diffusivité et de conductivité sont données en légende de la figure. On constate que la simulation dans ce cas (fig.7b) conduit à des courbes semblables à celles observées expérimentalement, à savoir, des profils d'imbibition en différentes hauteurs dont le départ n'est plus décalé aussi significativement dans le temps. La fissure joue dans ce cas un rôle primordial.

Au regard des observations faites sur certaines carottes sectionnées radialement, la simulation semble raisonnable du point de vue des ordres de grandeur (taille de la fissure). L'explication, par des fissurations, des phénomènes observés expérimentalement est ainsi appuyée par ce modèle.

4- IDENTIFICATION DE LA DIFFUSIVITE SUR CAROTTES REMANIEES

Les identifications conduites, en fonction des modèles de diffusivité utilisés, sont exposées pour la carotte CR1 ; ces résultats sont ensuite comparés pour CR1, CR2 et CR4 (sur les mesures antérieures à l'apparition de la fissure) en terme de courbe de diffusivité, pour un modèle donné.

4.1- CHOIX DU MODELE DE DIFFUSIVITE : EXEMPLE DE CR1

Deux modèles de diffusivité sont retenus a priori ; le premier, est un modèle exponentiel

$$D(\theta) = a_D \exp(b_D \theta) \quad (7)$$

(modèle de GARDNER), faisant intervenir les deux paramètres a_D et b_D .

Le second, est le modèle de VAN GENUCHTEN, déjà cité (tableau IV-1), qui donne, d'une part une relation pression-teneur en eau $h(X)$ (dont la dérivation fournit la capacité capillaire c) et d'autre part, une expression de la conductivité hydraulique faisant intervenir l'intégrale de la relation $h(X)$ précédente.

Le modèle est initialement un modèle à sept paramètres ce qui est trop important pour prétendre à une identification correcte ; le nombre de paramètres peut être réduit sur la base de critères de sensibilité : p , qui traduit la tortuosité, est couramment fixé à 0.5 (seules quelques études, dont celle de RUSSO (1988), prennent en compte d'autres valeurs de p conduisant à des courbes identifiées plus en accord avec les données expérimentales) ; cependant, une étude de sensibilité prouve que la sensibilité à ce paramètre est faible, et il sera donc fixé à 0.5 dans cette étude. La conductivité à saturation et le paramètre α ne peuvent être identifiés séparément puisqu'ils n'apparaissent que sous la forme de leur rapport dans l'expression de la diffusivité ; il faudrait envisager une expérimentation complémentaire de mesure de conductivité pour

dissocier ces deux paramètres. La sensibilité à la teneur en eau résiduelle est faible dans la gamme de données expérimentales disponibles et il paraît donc préférable de la fixer sur la base de données de la littérature pour des types de sols comparables. Enfin, la relation classique $m = 1 - 1/n$ est retenue, ce qui conduit à l'expression explicite de D

$$D(\theta) = \frac{(1-m)}{m(\theta_s - \theta_r)} \frac{k_s}{\alpha} \Theta^{(1/2-1/m)} \left[(1 - \Theta^{1/m})^{-m} + (1 - \Theta^{1/m})^m - 2 \right] \quad (8)$$

La teneur en eau à saturation peut être identifiée (sur la base de critères de sensibilité) mais le manque de données expérimentales dans la zone proche de la saturation pénalise l'identification. C'est une grandeur qui apparaît aussi en tant que condition limite (y compris pour le modèle exponentiel). Elle est imposée à partir des résultats expérimentaux relatifs au bas de la carotte en fin d'imbibition (zone supposée alors saturée).

Pour les deux modèles retenus, la figure 8a donne le résultat de l'identification réalisée à partir d'une partie des résultats expérimentaux relatifs à la carotte CR1 (données à 10 cm de hauteur) en terme de variable de BOLTZMANN tandis que la figure 8b donne les mêmes évolutions de teneur en eau mais en fonction du temps ; la figure 8b comprend également la validation de l'identification sur un jeu de données indépendant (données à 7 cm de hauteur). Les paramètres identifiés, ainsi qu'un critère de qualité de l'identification, sont donnés dans le tableau 2 : l'écart normé est l'écart quadratique moyen rapporté à la variance des points expérimentaux

$$r^2 = 1 - \frac{\sum (y_{cal.} - y_{exp.})^2}{\sum (y_{exp.} - \overline{y_{exp.}})^2} \quad (9)$$

où $\overline{y_{exp.}}$ est la moyenne des points expérimentaux.

Le calcul des résidus croisés permet aussi de vérifier la qualité de l'identification sur un jeu de données indépendant : c'est l'écart normé calculé pour le jeu de données expérimentales non utilisées pour l'identification ($z = 7$ cm) comparé au résultat de l'identification (résultat obtenu avec les points expérimentaux à $z = 10$ cm).

	Paramètres		r	Résidus croisés
Modèle Exponentiel	a_D 0.5408	b_D 9.8153	0.982	0.954
Modèle de VAN GENUCHTEN	k_s/α (cm ² .j ⁻¹) 1.760	n 3.205	0.737	0.032

TABLEAU 2- Carotte remaniée CR1. Paramètres identifiés pour deux modèles de diffusivité et critères de qualité des identifications. La teneur en eau à saturation a été imposée ($X_s=0.275$) d'après les résultats expérimentaux.

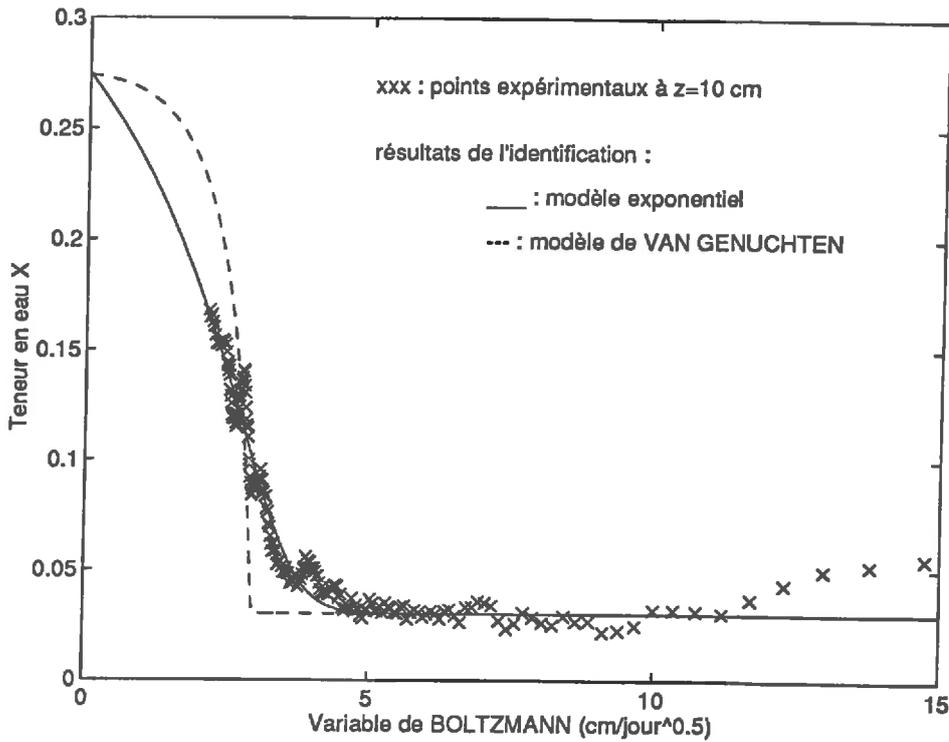


FIGURE 8a- Carotte remaniée CR1. Evolution de la teneur en eau en fonction de la variable de BOLTZMANN : comparaison entre les points expérimentaux et les courbes simulées selon deux modèles de diffusivité.

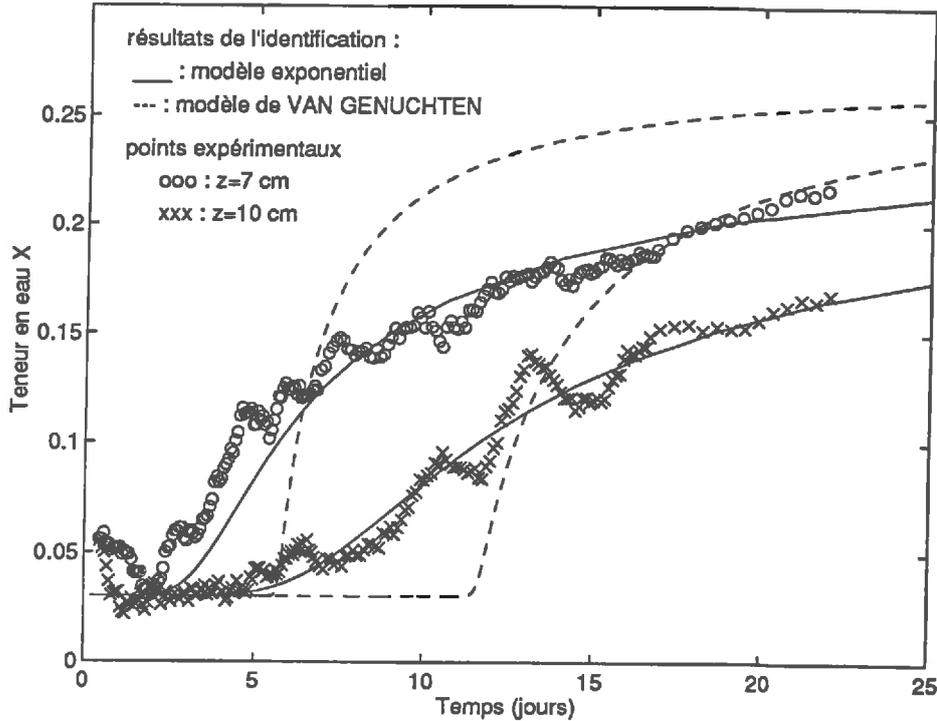


FIGURE 8b- Carotte remaniée CR1. Evolutions temporelles de teneur en eau en deux sections : comparaison des points expérimentaux et des courbes simulées (résultats de l'identification selon deux modèles de diffusivité) ; l'identification est conduite sur le jeu de valeurs à z=10 cm, et les résultats sont utilisés pour simuler la réponse à z=7 cm.

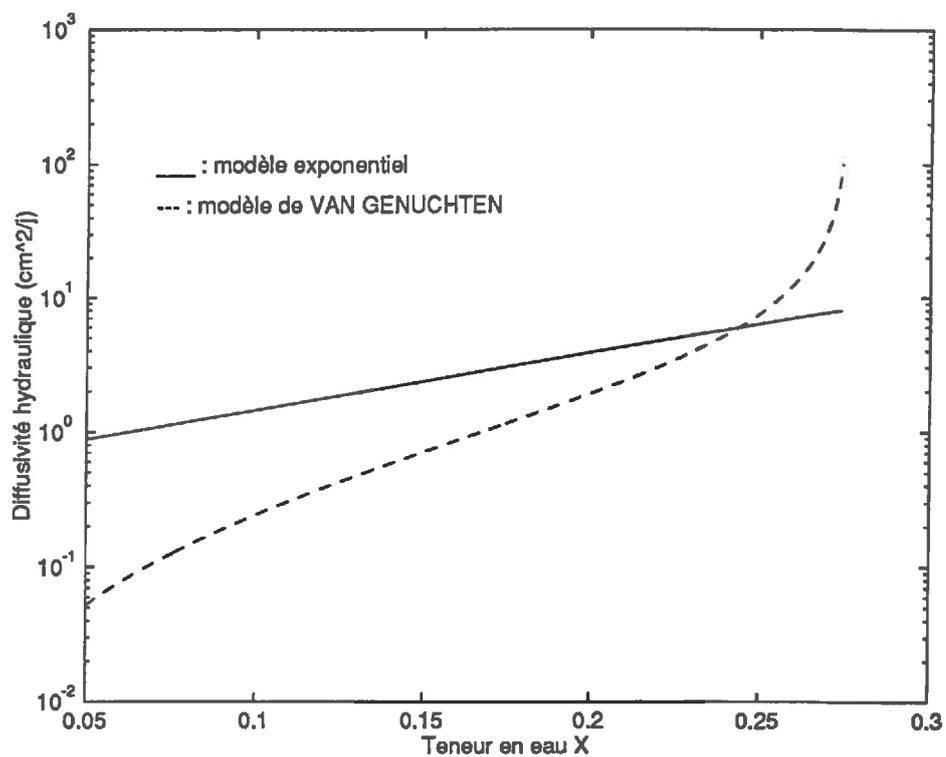


FIGURE 8c- Carotte remaniée CR1. Comparaison des diffusivités hydrauliques identifiées selon deux modèles différents (exponentiel et de VAN GENUCHTEN).

Pour les deux modèles utilisés on donne aussi les courbes de diffusivité identifiées (figure 8c) en échelle semi-logarithmique. L'ensemble de ces résultats laisse penser que le modèle de VAN GENUCHTEN présente finalement un degré de complexité inutile au regard des résultats expérimentaux ; il conduit, de plus, à des fronts d'humidification plus raides que ceux réellement observés pour les sols étudiés. Il s'ensuit que les critères de qualité de l'identification avec ce modèle sont très mauvais tandis que le modèle exponentiel paraît tout à fait satisfaisant. C'est pourquoi, les résultats comparés entre les carottes CR1, CR2 et CR4 ne sont présentés que pour un modèle exponentiel de diffusivité dans la section suivante.

4.2- COMPARAISON DES RESULTATS SUR TROIS CAROTTES REMANIEES

Les résultats obtenus sont regroupés dans le tableau 3 (valeur des paramètres a_D et b_D et valeur du coefficient de corrélation r).

	a_D	b_D	r
CR1	0.5408	9.8153	0.982
CR2	3.3925	2.5294	0.948
CR4	1.4185	6.5648	0.975

TABLEAU 3- Paramètres du modèle exponentiel identifiés pour trois carottes CR1, CR2 et CR4.

Les figures 9a et 9b présentent les points expérimentaux et les courbes simulées avec les résultats de l'identification pour les carottes CR2 et CR4. Les courbes de diffusivité identifiées sont ensuite comparées (figure 10) : elles concordent bien en ordre de grandeur et l'amplitude de leurs variations est également similaire (précisons de plus que ces courbes sont présentées ici en coordonnées normales et non en coordonnées semi-logarithmiques comme il est souvent fait).

Dans le cas de carottes remaniées relativement homogènes la technique gammamétrique couplée à une identification par méthode inverse apparaît donc comme une méthode pertinente pour accéder à la diffusivité hydraulique du milieu (en choisissant un modèle hydraulique adapté). Cependant un certain nombre d'essais ne permettent pas de mener la procédure à son terme ; c'est le cas de carottes présentant des fissures (que ce soit suite à la procédure de fabrication ou suite à l'imbibition).

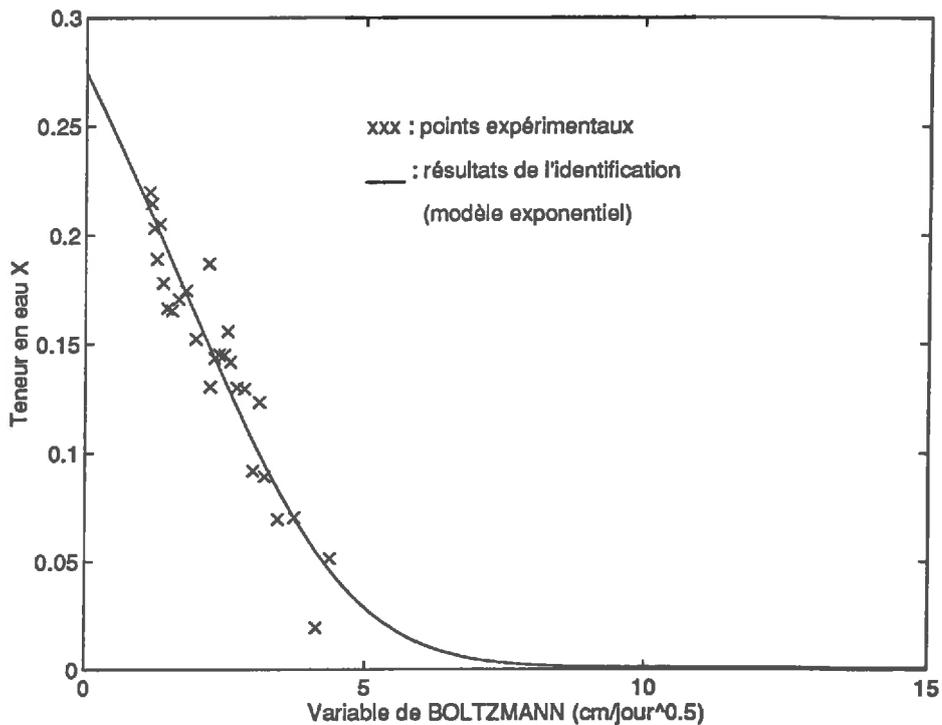


FIGURE 9a- Carotte remaniée CR2. Evolution de la teneur en eau en fonction de la variable de BOLTZMANN : comparaison entre les points expérimentaux et la courbe simulée identifiée.

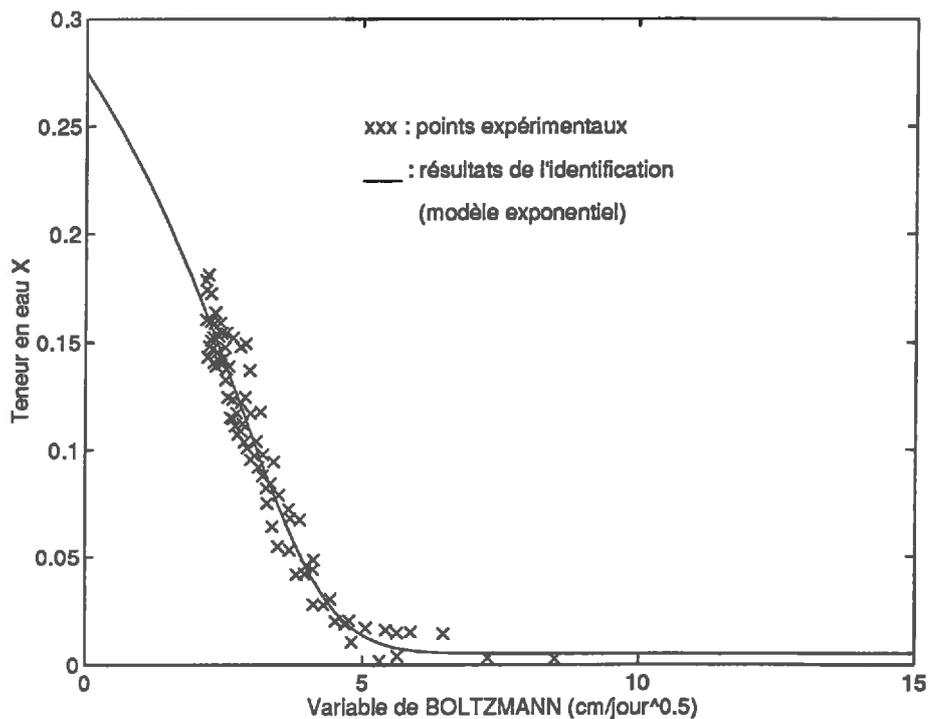


FIGURE 9b- Carotte remaniée CR4. Evolution de la teneur en eau en fonction de la variable de BOLTZMANN : comparaison entre les points expérimentaux et la courbe simulée identifiée.

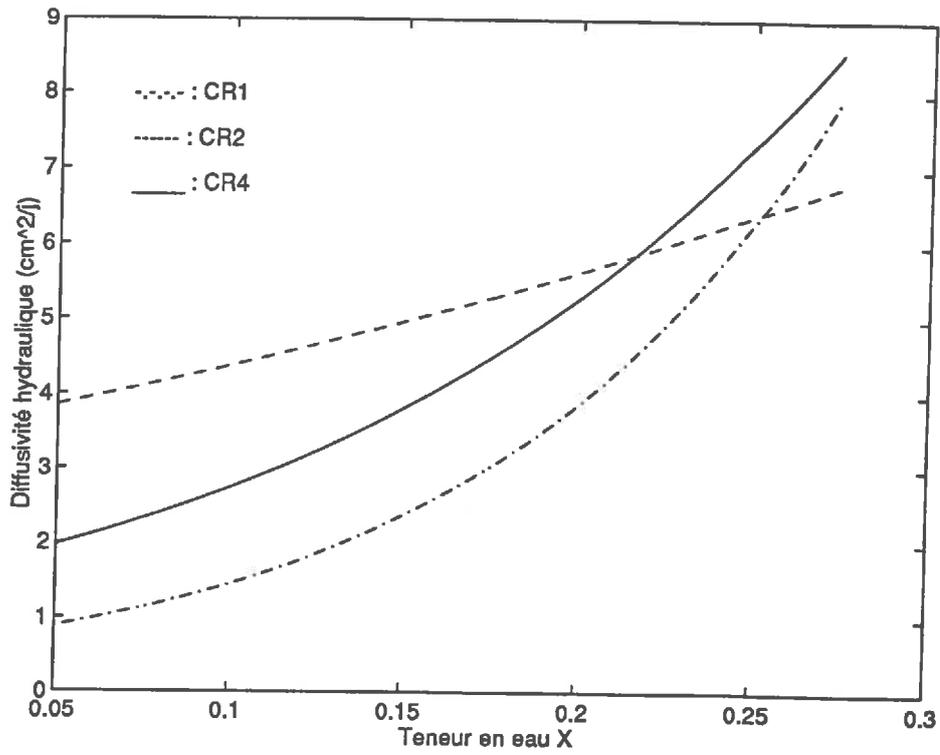


FIGURE 10- Diffusivités hydrauliques identifiées selon un modèle exponentiel pour les carottes remaniées CR1, CR2 et CR4.

5- CAROTTES NON REMANIEES

Le protocole expérimental et la méthode d'exploitation ayant été développés sur les carottes remaniées, il est alors a priori possible d'aborder le cas des carottes remaniées qui constituent l'objet d'étude initial.

En fait, la répétition d'un certain nombre d'expérimentations sur carottes non remaniées a mis en évidence d'importantes difficultés opératoires. Les carottes prélevées peuvent comporter dans leur état initial des fissures ou du moins des zones à porosité suffisamment variable pour modifier fortement la dynamique des phénomènes de transport d'une expérience à l'autre ; ces mêmes fissurations peuvent de plus survenir en cours d'expérience et on retrouve alors le problème évoqué dans le cas de carottes remaniées se fissurant. Toutes ces difficultés sont inhérentes au matériau étudié et à sa forte hétérogénéité. Mais on constate, en outre, un problème d'adéquation entre le volume de mesure et l'échelle d'observation désirée ; la mesure gammamétrique souligne des niveaux d'hétérogénéité qui constituent du bruit pour les phénomènes de transport à l'échelle de la carotte. L'observation du phénomène diffusif est alors rendue totalement impossible. Plutôt que de présenter certains résultats éventuellement exploitables mais de toute façon non reproductibles, on se restreint à l'étude d'un cas CNR3 qui met en évidence le problème d'hétérogénéité locale vue par le faisceau gammamétrique, propose une solution et fournit un profil d'imbibition permettant d'accéder à la diffusivité hydrique.

Pour cela, on choisit cinq points de mesure espacés de 3 mm, c'est-à-dire de la taille du faisceau ; les résultats sont d'abord exploités points par points ; en chaque point, on réalise des moyennes glissantes en temps (par groupe de cinq mesures successives) afin de lisser les courbes. Une comparaison entre valeurs brutes et valeurs lissées est donnée figure 11 pour un des cinq points. Il ressort nettement de cette figure que la moyenne glissante en temps est une procédure qui retire du bruit aléatoire mais n'efface pas certaines oscillations (zones entourées sur la figure) : ces oscillations sont à interpréter comme le passage d'hétérogénéités. Elles se retrouvent sur toutes les courbes lissées par moyennes glissantes quel que soit le point considéré (figure 12). Rappelons à ce propos qu'elles sont aussi parfois visibles sur carottes remaniées mais pour autant imparfaitement homogènes (figure 2a par exemple). Pour appuyer notre propos, on exploite les cinq points de mesure comme un point unique (afin d'élargir le volume observé) : pour accéder aux valeurs moyennes de teneur en eau et densité sèche, les équations d'atténuation (X-5) indiquent que la moyenne adaptée est celle faite sur le rapport $\ln(N_0/N)$.

On obtient ainsi l'évolution de teneur en eau représentée figure 13 ; en termes d'erreurs statistiques (liées à la métrologie employée), cette courbe obtenue sur une moyenne de cinq points (moyenne spatiale) est équivalente aux courbes lissées par moyenne glissante (moyennes temporelles par groupes de cinq mesures) obtenues en chacun des points. Cependant la moyenne spatiale, si elle laisse un bruit statistique, élimine la presque totalité des oscillations (à l'exception de la zone au tout début de la courbe qui signifie que le volume observé ne moyenne

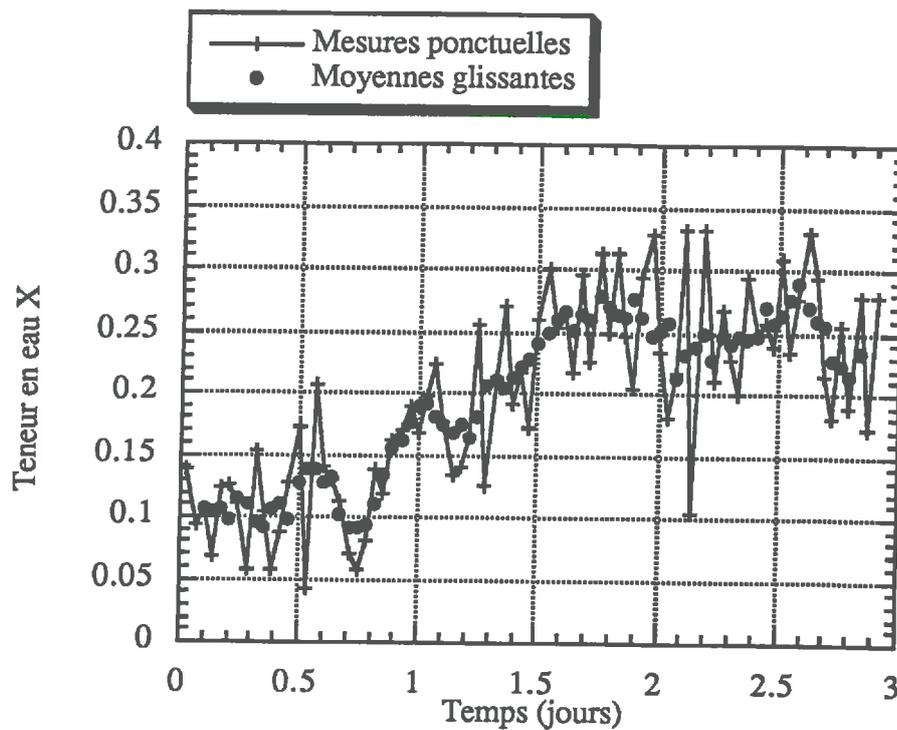


FIGURE 11- Carotte non remaniée CNR3. Evolutions temporelles de teneur en eau en une section donnée : comparaison entre les mesures brutes et leurs moyennes glissantes.

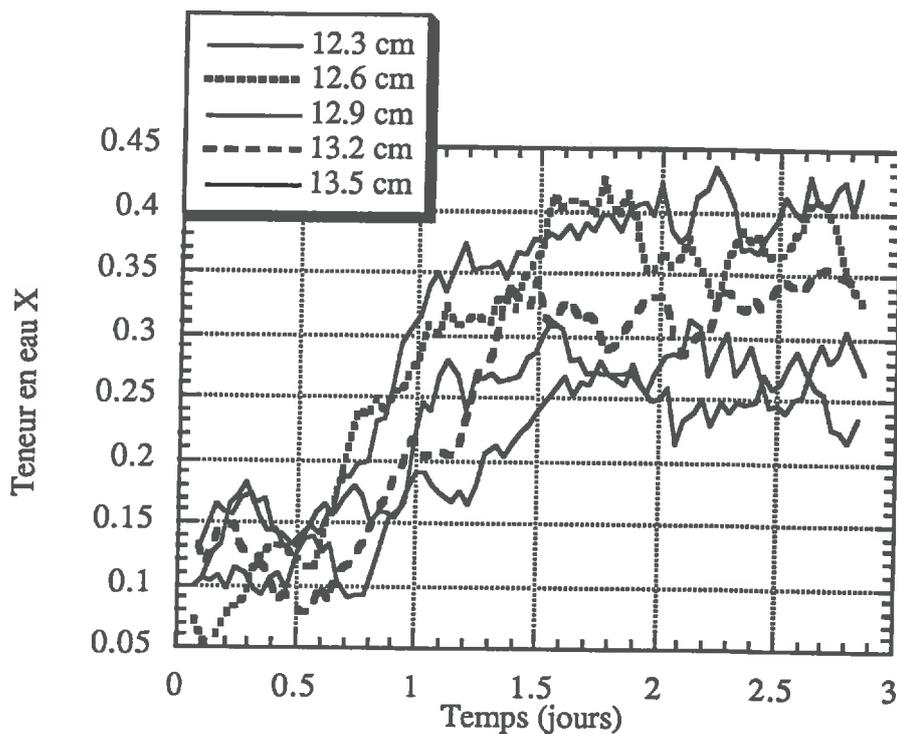


FIGURE 12- Carotte non remaniée CNR3. Evolutions temporelles de teneur en eau en cinq sections (valeurs moyennées par moyennes glissantes).

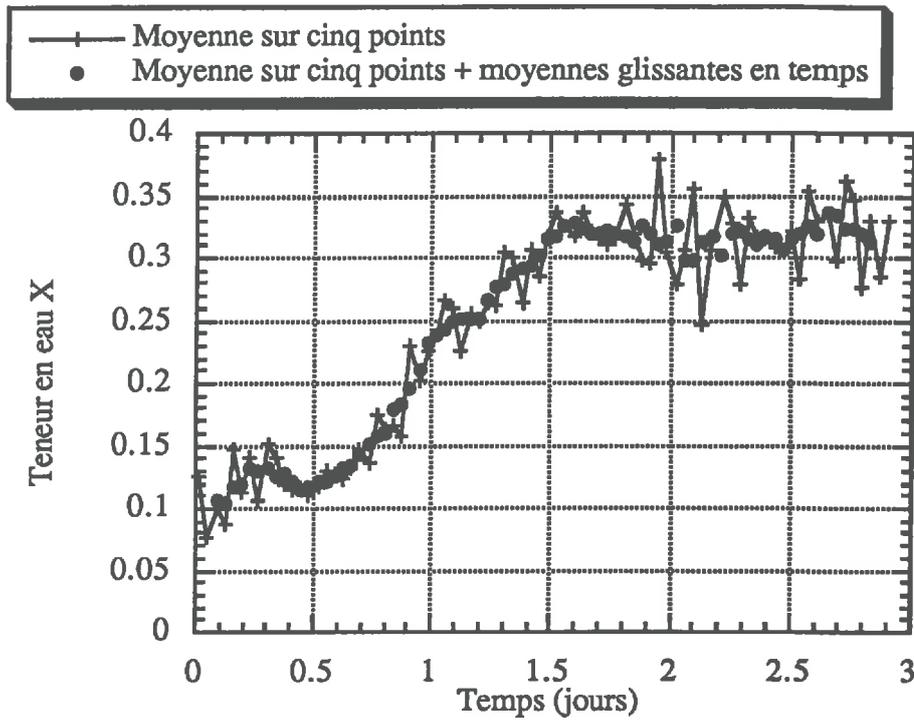


FIGURE 13- Carotte non remaniée CNR3. Evolution temporelle de teneur en eau sur un volume comprenant cinq points consécutifs et lissage de cette courbe par moyennes glissantes.

encore pas suffisamment). Cette courbe relative au volume englobant les cinq points peut ensuite être lissée par moyennes glissantes en temps (figure 13) pour faciliter l'identification. Cette identification est conduite avec un modèle exponentiel de diffusivité : les résultats (valeurs des paramètres et critères de qualité) sont réunis dans le tableau 4.

a_D (cm ² .j ⁻¹)	b_D	r
4.07 10 ⁻²	26.69	0.979

TABLEAU 4- Carotte non remaniée. Paramètres du modèle de diffusivité identifiés et critères de qualité.

L'évolution expérimentale de teneur en eau en fonction de la variable de BOLTZMANN, ainsi que la courbe simulée résultat de l'identification apparaissent figure 14. La courbe de diffusivité ainsi obtenue est donnée figure 15 ; on constate qu'elle est beaucoup plus non linéaire que celles correspondant à des carottes remaniées (figure 10). L'ordre de grandeur de la diffusivité selon que l'on considère des carottes remaniées ou non est également modifié ; ce point sera discuté ultérieurement dans le chapitre de synthèse.

6- VALIDATION DE LA PROCEDURE PAR TRANSFORMATION DE BOLTZMANN : IMPORTANCE RELATIVE DE LA GRAVITE

6.1- RESOLUTION NUMERIQUE

Le critère d'applicabilité de la transformation de BOLTZMANN pour l'identification de la diffusivité hydraulique est resté jusqu'à ce stade relativement vague ; il a déjà été observé que les différentes erreurs sur la mesure empêchent de définir une règle quantitative et que la possibilité ou non d'identifier significativement les paramètres revient finalement à l'expérimentateur au vu d'une "bonne" superposition des courbes expérimentales en variable de BOLTZMANN. Afin de valider malgré tout la procédure retenue, nous avons voulu vérifier numériquement que, pour les conditions d'application du modèle (c'est-à-dire avec les paramètres hydrodynamiques identifiés sur les carottes remaniées, et pour une carotte de 30 cm de hauteur environ), la gravité est négligeable devant les processus diffusifs. L'équation du transport sous sa forme la plus générale (incluant les forces de gravité) s'écrit

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} + k(\theta) \right] \quad (10)$$

(z axe vertical ascendant).

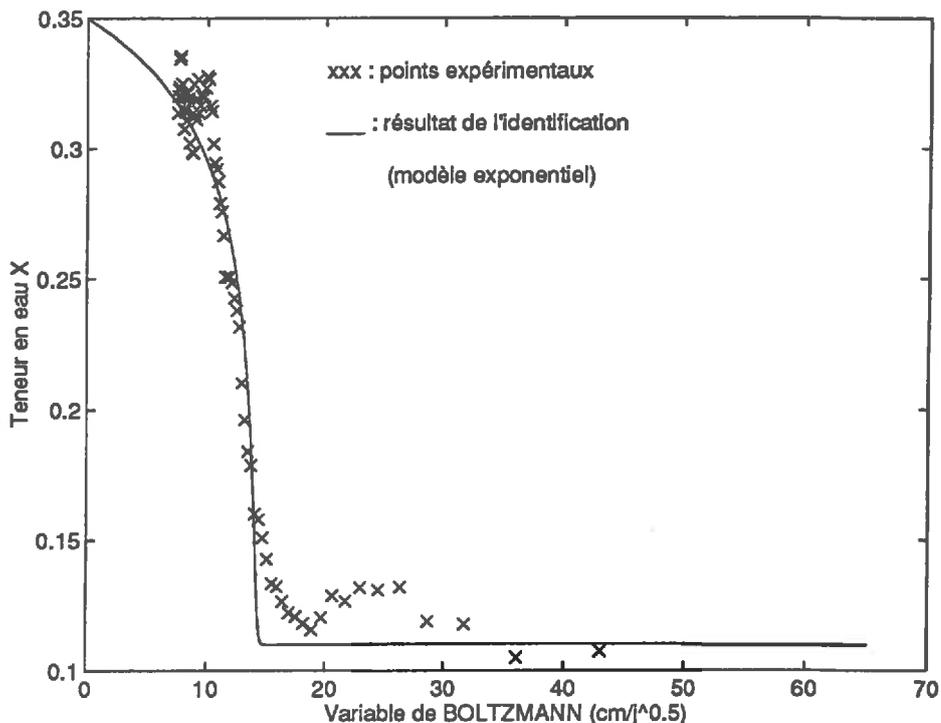


FIGURE 14- Carotte non remaniée CNR3. Evolution de la teneur en eau en fonction de la variable de BOLTZMANN : comparaison entre les points expérimentaux et la courbe simulée identifiée.

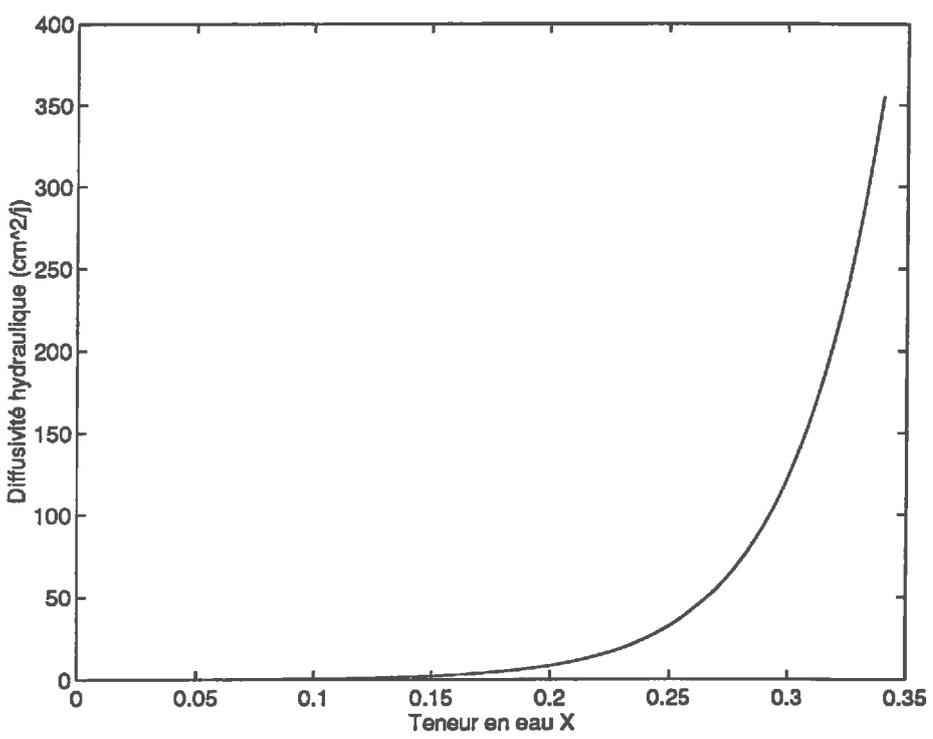
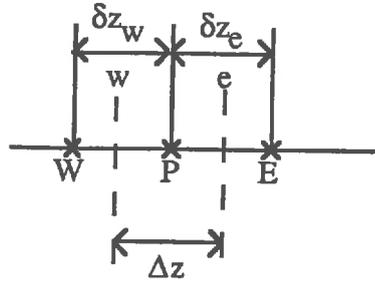


FIGURE 15- Carotte non remaniée CNR3. Diffusivité hydraulique identifiée selon un modèle exponentiel.

Elle est résolue par une méthode numérique de volumes finis (qui conserve les flux) qui conduit classiquement à la forme discrétisée de (10) au temps j

$$\begin{aligned}
 & \left[\frac{\Delta z}{\Delta t} + f \frac{D(\theta^*)^j}{\delta z_e} + f \frac{D(\theta^*)^j}{\delta z_w} \right] \theta_P^{*j} - f \frac{D(\theta^*)^j}{\delta z_e} \theta_E^{*j} - f \frac{D(\theta^*)^j}{\delta z_w} \theta_W^{*j} = \\
 & (1-f) \frac{D(\theta^*)^{j-1}}{\delta z_e} \theta_E^{*j-1} + (1-f) \frac{D(\theta^*)^{j-1}}{\delta z_w} \theta_W^{*j-1} + \\
 & \left[\frac{\Delta z}{\Delta t} - (1-f) \frac{D(\theta^*)^{j-1}}{\delta z_e} + -(1-f) \frac{D(\theta^*)^{j-1}}{\delta z_w} \right] \theta_P^{*j-1} - \\
 & \frac{f}{\theta_{sat} - \theta_{ini}} \left(k(\theta^*)^j_w - k(\theta^*)^j_e \right) - \frac{(1-f)}{\theta_{sat} - \theta_{ini}} \left(k(\theta^*)^{j-1}_w - k(\theta^*)^{j-1}_e \right)
 \end{aligned} \tag{11}$$

où les notations concernant les noeuds et volumes sont celles du schéma suivant



Le cas $f=0$ correspond à un schéma explicite, $f=1$ à un schéma implicite, et $f=1/2$ au schéma de CRANK-NICHOLSON.

Le pas de temps ($\Delta t = t_j - t_{j-1}$) est ajusté à chaque itération en fonction de la rapidité de convergence ; les points d'espace où les calculs sont conduits évoluent avec l'avancée du front (partant de 20 noeuds, on arrive ainsi à 500 noeuds en fin de simulation pour les exemples présentés) : le maillage est agrandi vers la zone sèche de manière à ce qu'il y ait toujours cinq noeud en zone sèche ; les points déjà humides sont conservés pour tout le calcul.

La question est alors de déterminer le type de moyennes à réaliser sur les valeurs de diffusivité et de conductivité aux points médians e ou w .

6.2- DEFINITION DES VALEURS MOYENNES A UTILISER

Les méthodes couramment utilisées consistent soit à prendre les valeurs de diffusivité (et de conductivité) à la moyenne arithmétique de teneur en eau

$$D(\theta)_e = D\left(\frac{\theta_E + \theta_P}{2}\right) \quad (12)$$

soit à moyenner les valeurs de diffusivité (et de conductivité)

$$D(\theta)_e = \frac{D(\theta)_E + D(\theta)_P}{2} \quad (13)$$

soit encore à calculer des moyennes harmoniques

$$\frac{1}{D(\theta)_e} = \frac{1}{2} \left(\frac{1}{D(\theta)_E} + \frac{1}{D(\theta)_P} \right) \quad (14)$$

Pourtant, ces trois moyennes posent problème dans le cas de fonctions fortement non linéaires telles que celle représentée figure 16, en échelle semi-logarithmique (fig.16a) ou en échelle normale (fig.16b), et correspondant au résultat de l'identification sur la carotte remaniée CR1 selon le modèle de VAN GENUCHTEN (voir tableau 2).

La difficulté réside alors dans le calcul d'une moyenne entre une valeur pratiquement nulle et une valeur au contraire très grande. Dans ces conditions, la diffusivité calculée selon (14) tend à rester nulle ; la moyenne selon (13) tire artificiellement les résultats vers les zones mouillées (la cinétique est accélérée) tandis que celle selon (12), au contraire, ralentit les phénomènes en tirant les points vers les zones sèches. On conçoit aisément qu'il n'est pas possible de retenir une forme de moyenne par laquelle on sait influencer les processus simulés. On cherche donc, partant des équations, à déterminer une autre procédure.

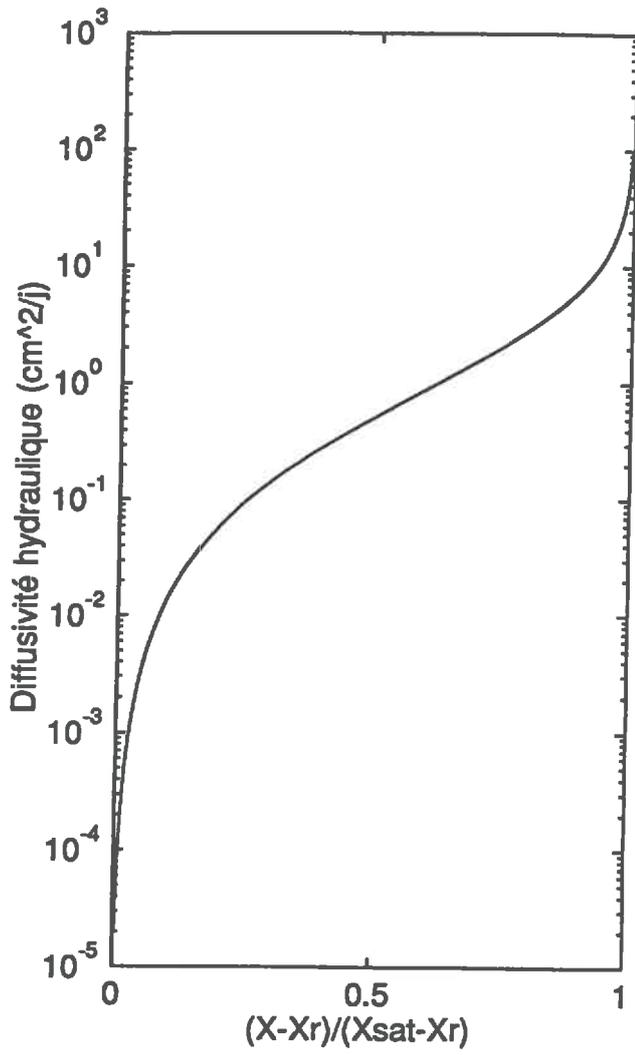
6.3- METHODE RETENUE POUR CALCULER LES VALEURS MOYENNES

Le flux transféré s'écrit dans le cas général

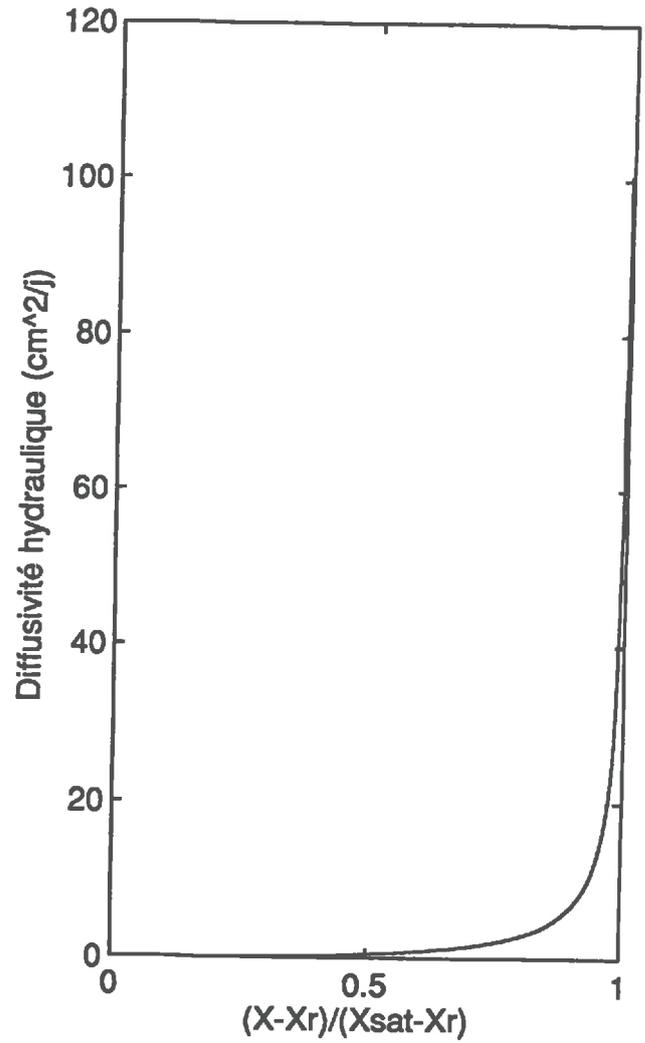
$$q = -D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} - k(\theta) = -\frac{\partial}{\partial z} \left(\int_{\theta_r}^{\theta} D(\theta) d\theta \right) - k(\theta) \quad (15)$$

Pour mettre en évidence la moyenne appropriée, on se place dans le cas simplifié du régime permanent (sur chaque élément de la discrétisation en volume, c'est l'hypothèse qui est habituellement faite dans la méthode des volumes finis, hypothèse légitime dès que les éléments de volume sont suffisamment petits) ; le flux q est alors constant et l'équation (15) s'écrit

$$q + k(\theta) = -\frac{d}{dz} \int_{\theta_r}^{\theta} D(\theta) d\theta \quad (16)$$



16a : Echelle semi-logarithmique



16b : Echelle normale

FIGURE 16- Cas de diffusivité hydraulique fortement non linéaire (paramètres identifiés sur CR1 selon le modèle de VAN GENUCHTEN)-

En séparant les variables

$$-dz = \frac{D(\theta)}{q + k(\theta)} d\theta \quad (17)$$

(17) s'intègre aisément sous la forme

$$-\Delta z = \int_{\theta_P}^{\theta_E} \frac{D(\theta)}{q + k(\theta)} d\theta \quad (18)$$

La méthode numérique requiert que l'on exprime q en fonction des grandeurs D et k et des valeurs de teneur en eau aux noeuds considérés. Pour ce faire, nous développons (18) au premier ordre en

$$-\Delta z = \int_{\theta_P}^{\theta_E} \frac{D(\theta)}{q + \langle k \rangle + k(\theta) - \langle k \rangle} d\theta = \int_{\theta_P}^{\theta_E} \frac{D(\theta)}{q + \langle k \rangle} \left(1 - \frac{k(\theta) - \langle k \rangle}{q + \langle k \rangle} \right) d\theta \quad (19)$$

qui s'écrit encore

$$-(q + \langle k \rangle) \Delta z = \int_{\theta_P}^{\theta_E} D(\theta) \left(1 - \frac{k(\theta) - \langle k \rangle}{q + \langle k \rangle} \right) d\theta \quad (20)$$

Ce résultat conduit, pour le calcul numérique, à écrire

$$\begin{aligned} q + \langle k \rangle &= -\frac{1}{\Delta z} \left[\left(\int_{\theta_r}^{\theta_E} D(\theta) d\theta \right) - \left(\int_{\theta_r}^{\theta_P} D(\theta) d\theta \right) \right] \\ &= -\frac{1}{\Delta z} \left(\int_{\theta_P}^{\theta_E} D(\theta) d\theta \right) \end{aligned} \quad (21)$$

La valeur intégrale de la diffusivité apparaît comme la valeur moyenne naturelle à introduire (celle qui correspond à la transformation de KIRCHOFF dans le cas où la gravité est négligeable) ; et la moyenne résultant de (21) pour k est la suivante

$$\langle k \rangle = \frac{\int_{\theta_P}^{\theta_E} k(\theta) D(\theta) d\theta}{\int_{\theta_P}^{\theta_E} D(\theta) d\theta} \quad (22)$$

Il est difficile de trouver des fondements physiques à cette moyenne (si ce n'est que c'est celle qui apparaît à partir des équations) ; cependant, on ne lui trouve pas a priori les limites explicitées précédemment et elle permet d'obtenir des résultats numériques acceptables y compris dans des situations fortement non linéaires.

6.4- MISE EN EVIDENCE DU PARAMETRE CONTROLANT LA CINETIQUE, CONSEQUENCES NUMERIQUES

Dans le cas où le modèle de VAN GENUCHTEN est retenu pour la diffusivité, il faut prendre en compte le fait que cette fonction diverge au voisinage de la saturation (ceci est illustré par exemple sur les figures 16a et 16b) ; pour des raisons purement de calcul, il faut donc borner la valeur de diffusivité au-delà d'une certaine valeur de teneur en eau (à une distance ϵ de la valeur à saturation). Le choix de cette valeur n'aurait guère d'importance si elle ne se révélait pas primordiale vis à vis des processus de transport : on constate en effet, que la cinétique des processus de transport se trouve grandement modifiée selon que l'on choisit de borner la diffusivité à sa valeur, par exemple, en 0.999 ou en 0.9999. On construit donc dans un premier temps un modèle simple permettant de préciser le paramètre contrôlant la cinétique et de quantifier l'observation venant d'être faite.

6.4.1- MISE EN EVIDENCE DU PARAMETRE CONTROLANT LA CINETIQUE

Un modèle est construit pour le cas limite d'une diffusivité assimilable à une fonction créneau valant soit zéro soit une valeur constante D (figure 17a); dans ces conditions, l'évolution correspondante de teneur en eau est donnée figure 17b : l'humidité varie de la saturation à une valeur θ_0 de teneur en eau dans une faible zone sous le front d'humidification.

On se place dans le cadre d'un milieu semi-infini, à teneur en eau initiale $\theta_i < \theta_0$; on suppose de plus le rôle de la gravité négligeable. Le problème est alors analogue à un problème à zone diphasique mobile. En écrivant $Z(t)$ la position du front d'humidification, la solution exacte s'écrit classiquement pour $0 < z < Z(t)$

$$\frac{\theta - \theta_0}{\theta_{sat} - \theta_0} = 1 - \frac{\operatorname{erf}\left(\frac{z}{2\sqrt{Dt}}\right)}{\operatorname{erf}(\varphi)} \quad (23)$$

et pour $Z(t) < z$, $\theta = \theta_i$

où φ est une constante définie par
$$\varphi = \frac{Z(t)}{2\sqrt{Dt}} \quad (24)$$

La conservation du flux au niveau du front s'écrit

$$-\rho_{s.a.} D \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_{z=Z(t)} = \rho_{s.a.} (\theta_0 - \theta_i) \frac{dZ}{dt} \quad (25)$$

ce qui conduit à l'équation transcendante en φ

$$\varphi \exp(\varphi^2) \operatorname{erf}(\varphi) = \frac{1}{\sqrt{\pi}} \frac{\theta_{sat} - \theta_0}{\theta_0 - \theta_i} \quad (26)$$

Dans le cas où les teneurs en eau θ_0 et θ_{sat} sont suffisamment proches, φ étant un petit paramètre, on peut faire l'approximation suivante

$$\varphi \exp(\varphi^2) \operatorname{erf}(\varphi) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \varphi^2 \quad (27)$$

En remplaçant l'expression de φ donnée par (24), les équations (26) et (27) conduisent à

$$\frac{Z}{2\sqrt{t}} = \sqrt{\frac{D}{2} \left(\frac{\theta_{sat} - \theta_0}{\theta_0 - \theta_i} \right)} \quad (28)$$

De plus, un développement limité de la fonction erf permet d'exprimer (23) sous la forme

$$\left(\frac{\theta - \theta_0}{\theta_{sat} - \theta_0} \right) \approx 1 - \frac{z}{Z(t)} \quad (29)$$

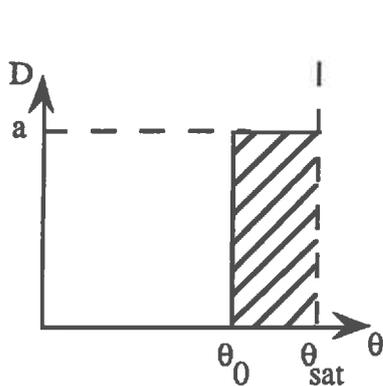


FIGURE 17a- Cas limite de diffusivité hydraulique assimilée à un échelon.

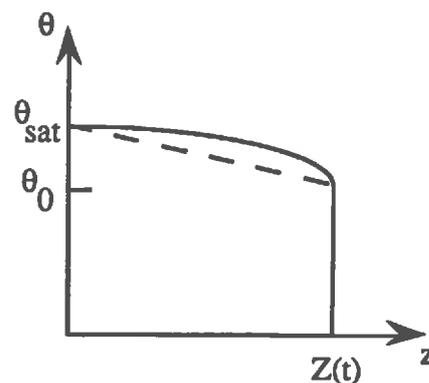


FIGURE 17b- Profil spatial de teneur en eau correspondant à une diffusivité fonction échelon de la teneur en eau.

Cette expression conduit à un profil spatial de teneur en eau en marche comme celui représenté en traits pointillés sur la figure 1b. Les seuls paramètres identifiables sont dans ce cas la teneur en eau à saturation et la position du front ce qui implique d'après (28) que la seule grandeur

pouvant être déterminée par méthode inverse est le produit $D(\theta_{sat} - \theta_0)$ c'est-à-dire l'aire hachurée sous la courbe de la figure 17a. C'est cette aire sous la courbe de diffusivité (diffusivité intégrale) qui constitue le paramètre déterminant pour la cinétique des phénomènes de transport (ce qui est cohérent avec la transformation de KIRCHOFF).

Pour illustrer quantitativement notre propos, on reprend la diffusivité (modèle de VAN GENUCHTEN) utilisée pour les simulations du chapitre VII tendant à évaluer l'influence de la gravité. On donne figure 18a la diffusivité intégrale fonction du logarithme à base 10 de l'écart à un de la teneur en eau réduite ; l'évolution de cette même diffusivité intégrale est également donnée en fonction du logarithme à base 10 du potentiel (figure 18b). On constate alors qu'il faut que les variations de teneur en eau au voisinage de la saturation soient à moins de la sixième décimale pour ne plus influencer significativement sur la valeur de diffusivité intégrale, ce qui correspond dans le même temps à des variations d'une trentaine de centimètres de hauteur d'eau.

On peut aussi faire la remarque suivante : un front se déplaçant en racine du temps conformément à la relation $Z\sqrt{\frac{\theta_0 - \theta_i}{2t}} = a$, correspond à une diffusivité sous forme d'un Dirac $D(\theta) = a^2 \delta(\theta - \theta_{sat})$. Ceci illustre le rôle essentiel de "pompage" joué par les zones de forte teneur en eau.

On conçoit alors l'importance d'éventuelles variations de teneur en eau proches de la saturation.

6.4.2- CONSEQUENCES NUMERIQUES

La simulation numérique imposant de choisir entre 0.999... et 0.9999... il faut malgré tout déterminer un critère quantitatif, tout en ayant conscience de l'influence éventuelle de ce choix sur les processus simulés. La difficulté de l'exercice se limite alors à la précision de calcul désirée. La solution numérique retenue et appliquée pour obtenir les simulations figure en annexe 6. La procédure n'est certes pas parfaitement exacte, mais on maîtrise la source d'incertitude ; c'est une procédure, de plus, qui respecte les conclusions sur les paramètres décisifs pour les transports hydriques, en l'occurrence l'aire sous la courbe de diffusivité lorsque celle-ci est fortement non linéaire.

Remarquons également que le rôle fondamental de la zone humide dans les processus de transport justifie de conserver pour le maillage numérique tous les points déjà imbibés (à ϵ près).

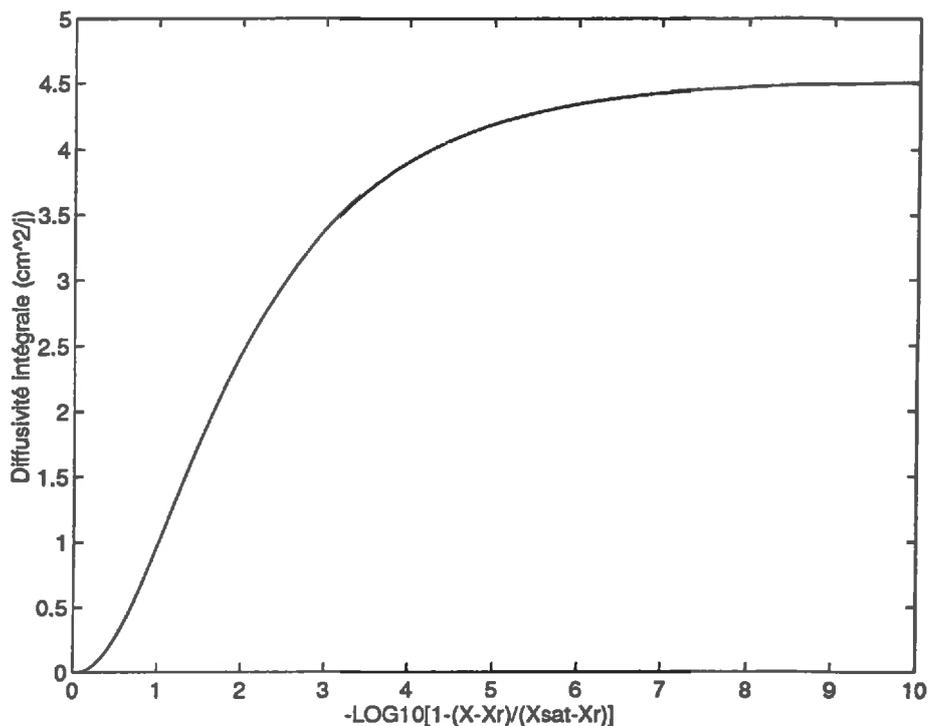


FIGURE 18a- Evolution de la diffusivité intégrale (modèle de VAN GENUCHTEN) en fonction du logarithme à base 10 du complément à un de la teneur en eau réduite.

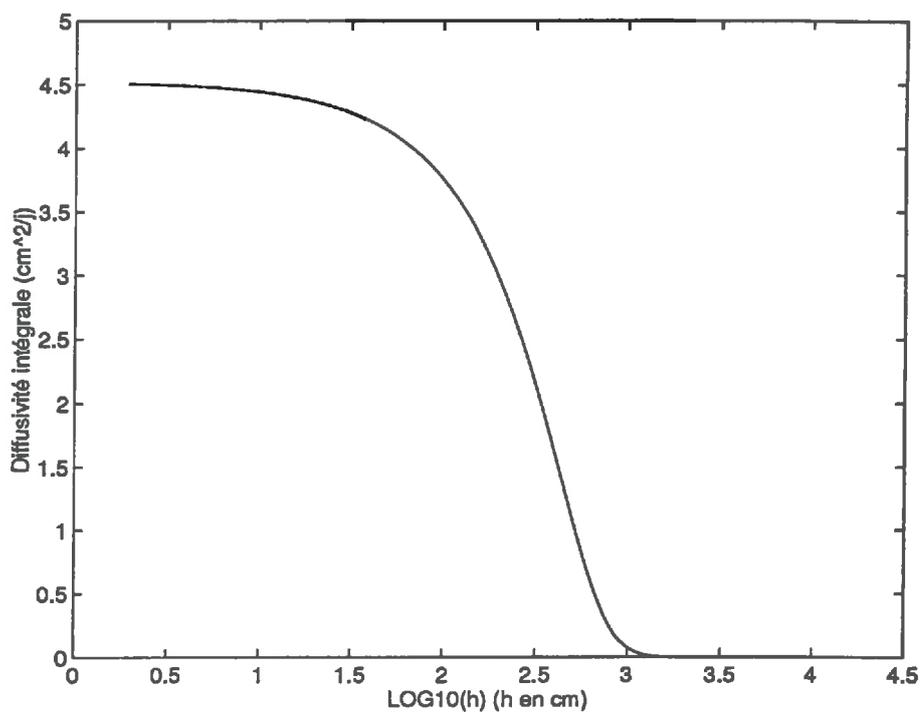


FIGURE 18b- Evolution de la diffusivité intégrale (modèle de VAN GENUCHTEN) en fonction du logarithme à base 10 du potentiel.

6.5- INFLUENCE DE LA GRAVITE

On simule différentes expériences pour un sol dont les propriétés hydrodynamiques sont déterminées en accord avec les résultats antérieurs ; afin de disposer d'un modèle complet cohérent (diffusivité hydraulique et courbe de rétention) et afin d'étudier le cas le plus fortement non linéaire (et donc le plus ardu d'un point de vue numérique), on choisit de présenter les simulations obtenues avec le modèle de VAN GENUCHTEN (les valeurs des différents paramètres sont rappelées en encadré au bas de la figure 19).

La première simulation est obtenue en négligeant la gravité ; on vérifie alors une bonne superposition des courbes en variable de BOLTZMANN (figure 19) pour deux hauteurs bien distinctes. Les évolutions temporelles de teneur en eau en trois hauteurs sont ensuite comparées pour des cas avec gravité négligée ou non (figure 20) ; on vérifie sur cette figure que les profils sont indistinguables et que, dans ces conditions, l'hypothèse selon laquelle la gravité peut être négligée lors des expériences sur carottes de sol est réaliste.

Afin de mettre en évidence ce qu'induirait sur les profils un effet gravitaire non négligeable, on réalise un troisième essai pour lequel la conductivité est multipliée d'un facteur dix par rapport au cas précédent (sans que la diffusivité ne soit modifiée) ; les résultats sont comparés au cas sans gravité sous la forme d'évolutions temporelles en trois hauteurs (figure 21) et de profils spatiaux de répartitions de la teneur en eau à deux instants donnés de l'expérience (figure 22) ; les effets gravitaires sont d'autant plus marqués que l'on observe les phénomènes haut dans la carotte et loin dans le temps ; ils se marquent par un décalage des courbes en variable de BOLTZMANN (figure 23).

La simulation numérique répond ainsi à ses objectifs premiers relatifs à la validation de la procédure par variable de BOLTZMANN.

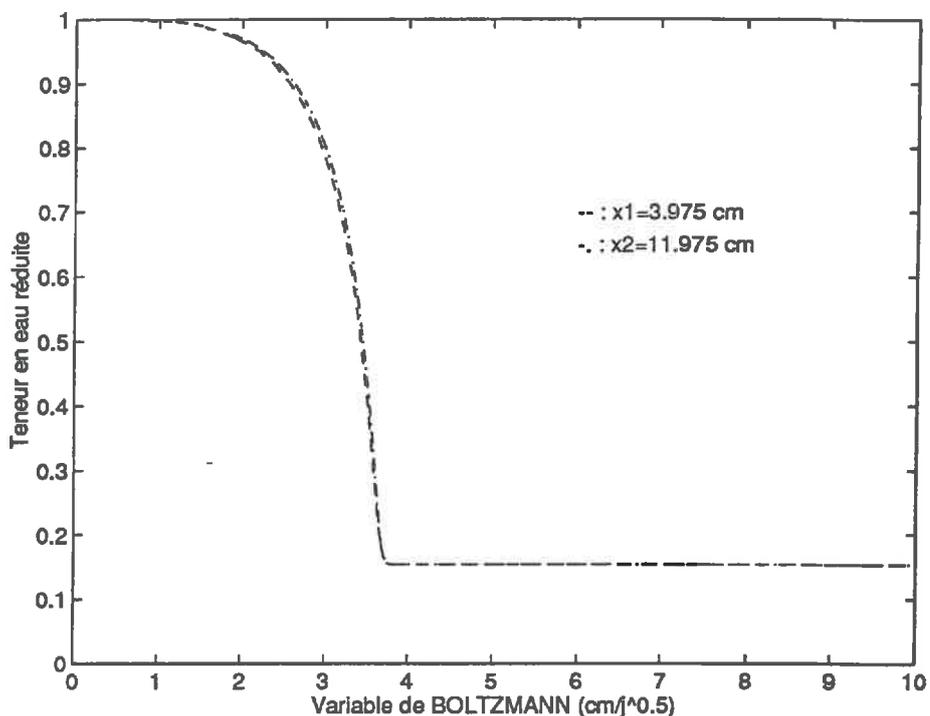


FIGURE 19- Cas où la gravité est négligée : évolution de la teneur en eau en fonction de la variable de BOLTZMANN en deux sections différentes.

$\alpha=0.115 \cdot 10^{-2} \text{ cm}^{-1}$
 $X_s=0.320$
 $k_s=0.2438 \cdot 10^{-2} \text{ cm/j}$
 $n=3.72$

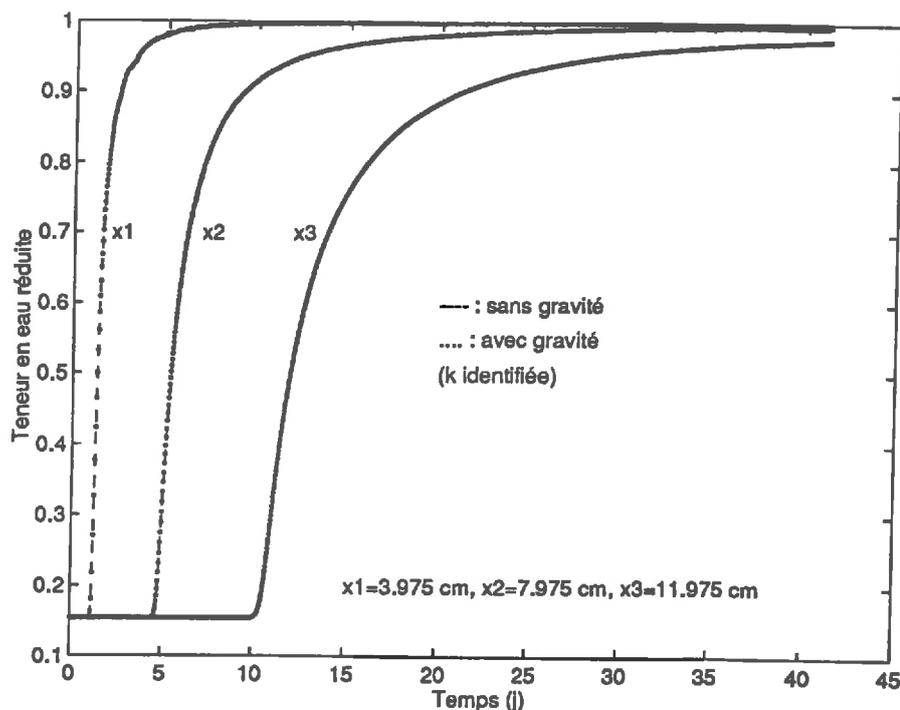


FIGURE 20- Evolutions temporelles de teneur en eau en trois sections : comparaison entre le cas où la gravité est négligée et le cas où elle intervient via une conductivité de l'ordre de grandeur de celle identifiée.

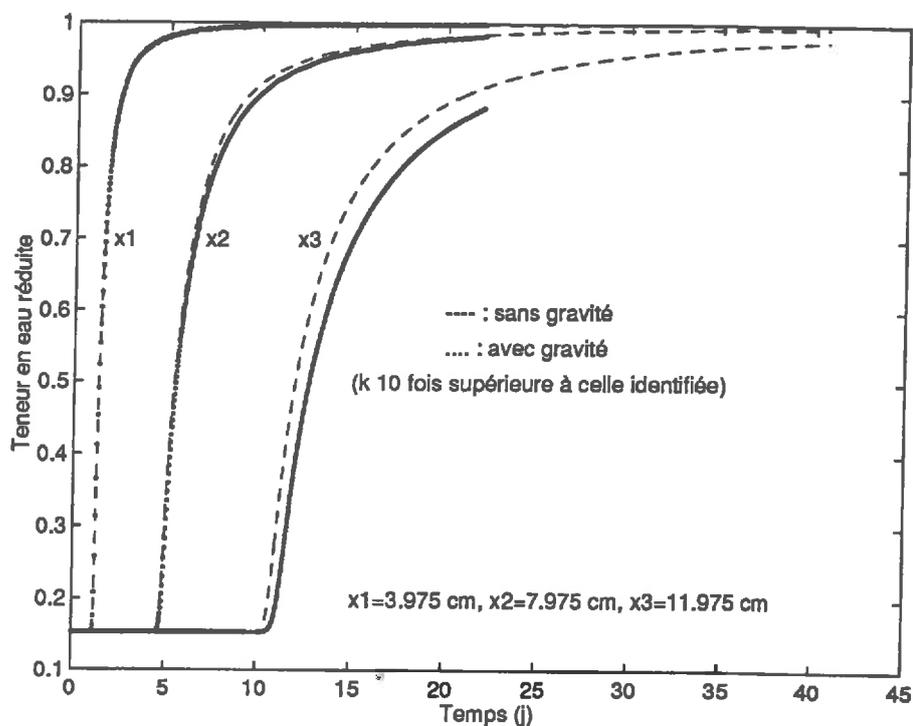


FIGURE 21- Evolutions temporelles de teneur en eau en trois sections : comparaison entre le cas où la gravité est négligée et le cas où elle intervient via une conductivité dix fois supérieure à celle identifiée.

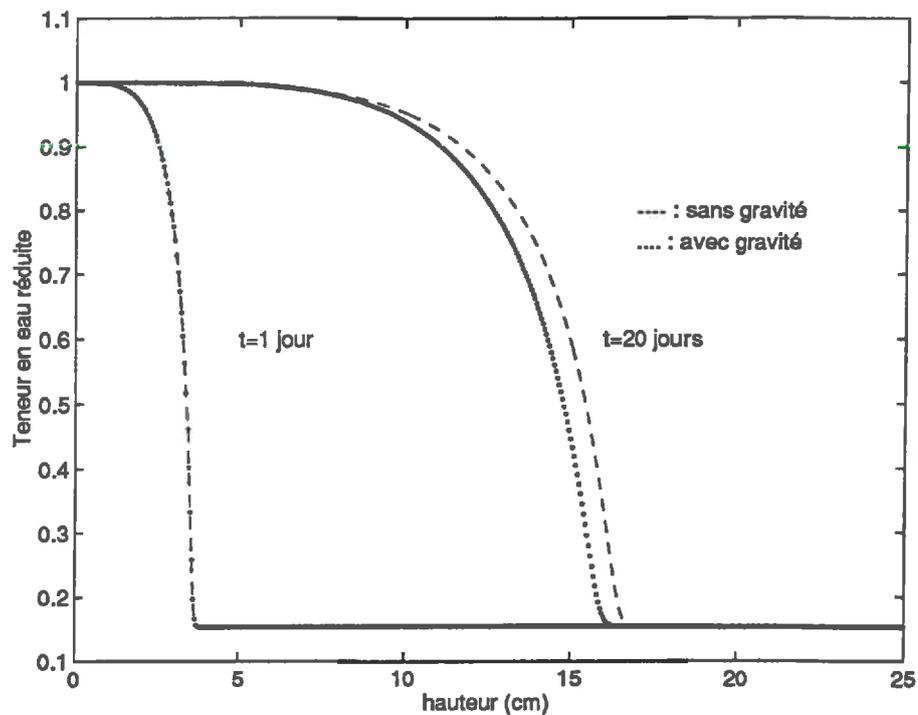


FIGURE 22- Distributions spatiales de teneur en eau à deux temps de l'expérience : comparaison entre le cas où la gravité est négligée et le cas où elle intervient via une conductivité dix fois supérieure à celle identifiée

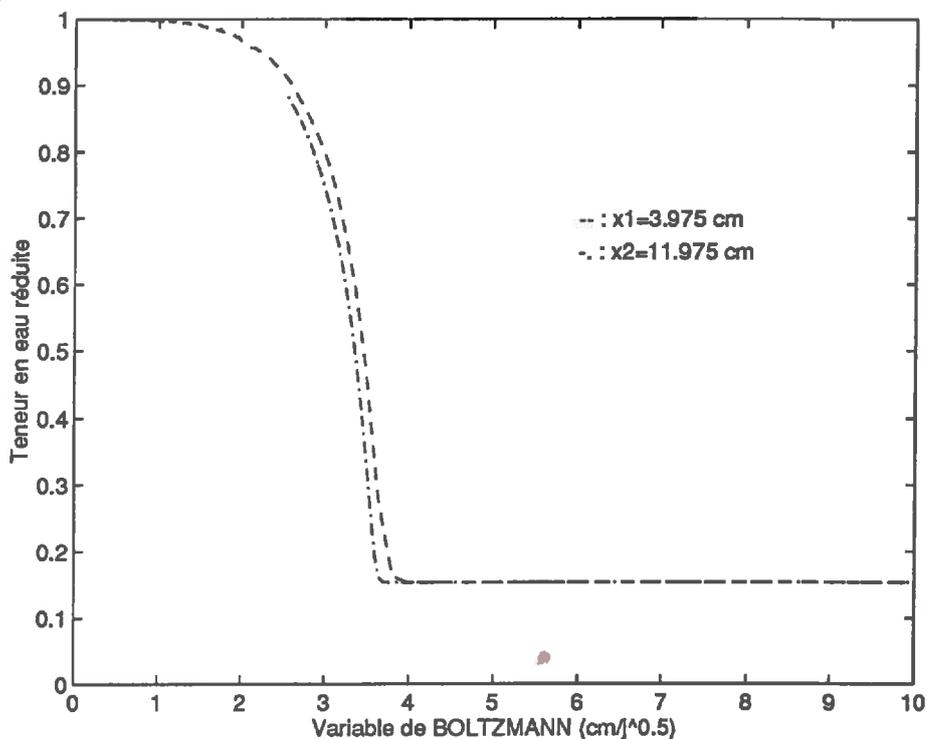


FIGURE 23- Evolutions de la teneur en eau en fonction de la variable de BOLTZMANN : comparaison entre le cas où la gravité est négligée et le cas où elle intervient via une conductivité dix fois supérieure à celle identifiée.

Conclusion

La technique gammamétrique couplée à une modélisation par transformation de BOLTZMANN apparaît comme un outil pertinent pour l'évaluation de la diffusivité hydraulique d'un sol éventuellement déformable mais homogène. La procédure suppose que la gravité puisse être négligée ce qui a été vérifié par une simulation numérique (volumes finis). Deux difficultés sont néanmoins apparues.

La première peut survenir de manière égale avec des carottes remaniées ou non : il s'agit de l'existence, ou l'apparition de fissures au cours du processus d'imbibition, modifiant la dynamique des transports.

La seconde problématique importante est posée par l'étude des carottes non remaniées : le passage d'hétérogénéités bruite les mesures qui sont réalisées sur un volume inférieur à la taille du Volume Élémentaire Représentatif ; une méthode a été proposée pour pallier ce second problème mais elle nécessite la répétition de plusieurs comptages pour accéder à une valeur locale et la technique se trouve alors éventuellement limitée par le compromis à trouver entre le nombre de mesures à réaliser pour moyennner spatialement, le temps nécessaire à chaque mesure pour minimiser l'erreur de mesure et la cinétique du processus étudié.

Au delà du résultat sur la valeur de diffusivité hydraulique qu'elle fournit, l'étude à l'échelle du laboratoire a surtout suscité une compréhension de divers mécanismes et des réflexions qui seront reprises dans la synthèse de ce document.

PARTIE D

ETUDE DES TRANSFERTS HYDRIQUES A L'ECHELLE METRIQUE

Les résultats des études antérieures à l'échelle du terrain et à l'échelle du laboratoire ont mis en évidence la pertinence d'une étude complémentaire à une échelle intermédiaire ; cette étude constitue l'objet de cette dernière partie. La réalisation d'une expérimentation de taille métrique, avec un niveau d'exigence important (en particulier, un des objectifs primordiaux est de prélever le bloc de sol sans le remanier), peut être divisée en quatre étapes : recherche du financement et d'un maître d'oeuvre capable de travailler à grande échelle (typiquement celle du domaine des travaux publics) avec une grande précision ; élaboration du protocole et du dispositif expérimental (qu'il s'agisse du prélèvement comme de l'instrumentation) ; expérimentation proprement dite, sur des échelles de temps importantes dues à la taille du bloc, au type de sol et aux phénomènes étudiés ; et enfin, analyse des résultats. En ce sens le projet n'est pas totalement abouti puisque la phase d'obtention des résultats, et donc d'analyse de ceux-ci, est encore en cours. Des résultats préliminaires importants justifient cependant la présence de cette dernière étude dans le document ; ces résultats, qui seront aussi repris dans la synthèse, fournissent en effet des indications quant au fonctionnement global du sol qui viennent étayer ou expliquer des constatations faites aux deux autres échelles précédemment exposées.

CHAPITRE VIII

CUVE LYSIMETRIQUE

Introduction

La recherche bibliographique présentée au début de ce chapitre fait le point sur les dispositifs les plus couramment rencontrés, les technologies employées (et leurs coûts respectifs, financier et en main d'oeuvre, pour la construction, la maintenance et l'instrumentation), ainsi que sur les difficultés et les limites inhérentes à chaque type de dispositif. Une définition précise de nos propres objectifs permet alors de fixer certaines contraintes (cahier des charges).

Les étapes de la construction sont décrites dans une seconde partie ; l'instrumentation et les perspectives d'exploitation des résultats en cours d'obtention sont finalement présentées dans la troisième partie.

1- LES LYSIMETRES DANS LA LITTERATURE

La terminologie de cuve lysimétrique ou lysimètre recouvre dans la littérature des acceptations fort différentes allant de la carotte de taille centimétrique au morceau de parcelle isolé.

Selon JOHNSON et ODIN (1978) cette terminologie peut s'appliquer à tout équipement mesurant des variations de masse et, plus particulièrement, les pertes dues à l'évapotranspiration dans un volume de sol avec ou sans végétation (selon cette définition, la cuve de sécheresse installée sur le site de Champenoux est bien un dispositif lysimétrique). La définition suivante est plus en rapport avec le dispositif que nous nous proposons de réaliser : le lysimètre est une installation visant à l'étude du mouvement de l'eau (ou de toute autre solution du sol) dans une masse déterminée de sol isolée par des parois imperméables et avec possibilité de récolter l'eau drainée (POPOV, 1959).

Lorsqu'il s'agit de carottes de dimensions réduites (de l'ordre de grandeur de celles que nous avons étudiées au laboratoire), le champ d'application est relativement vaste : mesures de propriétés hydrauliques (MESSING et JARVIS, 1989), étude de l'aération du sol (Mc AFEE, 1984), étude de la mobilité de pesticides (BERGSTROM *et al.*, 1990),...

Nous ne retenons pour la suite de cette étude que les dispositifs de taille suffisamment importante (échelle métrique). Sur ceux-ci les études portent alors essentiellement sur l'évaluation de l'évapotranspiration ; mais ils permettent aussi l'étude du drainage (TROOIEN, 1990) ou des phénomènes de séchage et de fissuration de sols argileux (BRONSWIJK, 1991). Parmi ces dispositifs de grande envergure, on peut encore distinguer deux échelles ; les plus grandes installations sont des cuves (elles peuvent permettre d'étudier l'arbre en interaction avec

son milieu) tandis que les containers, de plus petite taille, sont plutôt destinés à l'étude des sols avec, éventuellement, un couvert herbacé. Les cuves sont construites autour de la masse racinaire sans perturbation du milieu.

Les cuves, aussi appelées rhizotrons, sont similaires dans leur principe au dispositif de sécheresse de Champenoux, mais, pour permettre une mesure fine des quantités transpirées, l'instrumentation et le contrôle doivent être poussés. Ainsi, KARNOK et KUCHARSKI (1982) présentent un rhizotron constitué de trois pièces souterraines : la première est une salle de 4x4.3 m instrumentée, équipée pour l'acquisition de données ; la seconde est un réservoir à eau par l'intermédiaire de systèmes de Mariotte ; la dernière constitue l'aire d'observation (9x2.7 m) : elle comporte deux rangées de quinze cellules lysimétriques (60x60x90 cm de hauteur). Le rhizotron est utilisé dans ce cas pour étudier les réponses racinaires saisonnières et les flux d'eau transférés pour différentes herbes. De manière générale, l'ambition de l'expérimentation et l'ampleur du dispositif sont souvent très grandes : étude générale de l'évapotranspiration et des volumes échangés en relation avec le potentiel du sol et la demande atmosphérique, test des méthodes météorologiques, détermination de l'interception de la canopée (RIEKERK, 1983 ; REYENGA *et al.*, 1988), mise en évidence des effets de l'irrigation et de la fertilisation (FRITSCHEN, 1972), suivi de l'évolution de la masse racinaire (MAREK *et al.*, 1988 ; KARNOK et KUCHARSKI, 1982).

Si l'eau drainée ou l'eau apportée n'est pas mesurée, un système de pesée est généralement prévu pour estimer les bilans hydriques : ce système de pesée est mécanique ou électromécanique (FRITSCHEN, 1972 ; MAREK *et al.*, 1986 ; REYENGA *et al.*, 1988) ou hydraulique (RIEKERK, 1983).

Ce sont des expérimentations dont une caractéristique est également de permettre un suivi des échanges dans la durée (plusieurs années) en relation avec le contexte climatique.

Les conteneurs sont eux, dans la plupart des cas, emplis après coup de sol ; il s'agit donc là d'études sur blocs remaniés (JOHNSON et ODIN, 1978 ; REICHMAN *et al.*, 1979 ; PATTEL *et al.*, 1981 ; ALLEN et FISHER, 1990 ; KHAN *et al.*, 1993) ; l'effet du remaniement peut être minimisé si certaines précautions sont prises. REICHMAN *et al.* (1979) précisent ainsi que trois couches distinctes du profil de sable limoneux initial ont été utilisées pour reconstruire le profil de sol naturel dans le lysimètre. De même, selon KHAN *et al.* (1993), il faut maintenir une stratification du sol dans le lysimètre comparable à celle de l'extérieur non perturbé : cependant, les auteurs affirment que si les racines sont bien développées et les nutriments disponibles, tant que l'alimentation hydrique vers les racines n'est pas limitante, des sols modifiés ne conduisent pas à des variations significatives d'utilisation de l'eau (toutes conditions par ailleurs égales).

Partie D - Etude à l'échelle métrique

suite et assurer l'étanchéité latérale, est un feuillard en acier soudé hélicoïdalement, biseauté sur l'une des extrémités, de 2 mètres de hauteur, 1.40 m de diamètre et 1.5 cm d'épaisseur. Ce tube est enfoncé en force par une grue à godet de 17 tonnes (photo 1). Les coups ne sont pas donnés par la grue directement sur le tube mais sur des bastaings puis sur une poutre métallique (du type de celles servant à enfoncer des palplanches) ; on note malgré tout une déformation sur environ 30 cm de hauteur de la partie supérieure du tube. Au-delà de 1 m le carottage devenant trop difficile, le sol entourant la carotte est partiellement dégagé pour achever le carottage (photo 2).

La plaque du fond, également en acier, a une surface de 2.00 m x 2.00 m pour une épaisseur de 1.50 cm ; elle est biseautée sur l'un des cotés (pour entrer dans le sol sous le tube) ; quatre points d'attache sont prévus aux angles ainsi que deux guides de hauteur (5 cm de haut), soudés sur la plaque et espacés du diamètre du tube, soit 1.4 m. Pour permettre l'évacuation et le recueil des eaux de drainage lors de l'expérimentation ultérieure 200 trous de 1 cm de diamètre, effectués au chalumeau, sont répartis sur la plaque dans la zone devant être surplombée par le tube (photo 3).

Pour la mise en place de cette plaque, une fois le tube enfoncé, une fosse de 1.60 m de profondeur, 4 m de large et 5 m de long est creusée ; la plaque est d'abord tirée sous le tube par la grue avec des mouvements droite-gauche de cisaillement (photo 4) ; lorsque cette opération devient trop difficile, c'est la carotte qui est déplacée sur la plaque à l'aide d'une élingue. Une fois la soudure réalisée (photo 5), l'ensemble plaque de fond /carotte est levé par des élingues avec crochets d'attache pour portage (photo 6), et emporté par la grue jusqu'à la route en bout du chemin d'accès, pour être déposé sur un porte-char permettant le transport jusqu'à l'INRA.

Le site de prélèvement est remis en état à la fin des opérations (remblayage de la fosse avec le sol mis de côté) ; les travaux effectués n'étaient plus visibles au printemps suivant (1996) lors de la reprise de végétation.

La principale amélioration possible du système se situe à l'étape de tranchage du bas de la carotte par la plaque ; les guides ne sont pas forcément indispensables : la forte compacité du sol à cette profondeur ne permet de toute façon pas de tirer unidirectionnellement la plaque sous le tube ; des mouvements de cisaillements sont indispensables qui ne sont possibles que si les guides sont espacés de plus d'un diamètre de tube. En revanche des renforts supplémentaires peuvent permettre de rigidifier la plaque (une plaque plus épaisse serait également souhaitable mais le coût de cette opération est alors aussi à prendre en compte). Il est aussi envisageable de placer deux IPN de guidage en dessous du niveau de découpe, d'installer la plaque dessus et de la faire glisser en maintenant les IPN pour éviter tout basculement.

Finalement la décision de travailler avec un bloc remanié ou non relève d'un choix fondé sur l'objectif de l'expérimentation. De même, le choix de travailler sur un bloc avec son couvert (herbacé ou forestier) ou non, est dicté par cet objectif.

Ceci nous amène à définir les contraintes pour la construction du lysimètre en relation avec nos objectifs, à savoir la caractérisation du sol du point de vue hydrodynamique :

- Pour réduire la complexité des phénomènes à prendre en compte, il est bien entendu préférable de prélever un bloc sans arbre ; dans le cas contraire, on se trouverait à nouveau dans la situation initiale (données de terrain disponibles mais incluant des phénomènes compliquant l'identification des paramètres du sol) imposant un degré de complexité de modélisation inutile ;
- Le bloc doit impérativement être non remanié : pour maintenir, à grande échelle, la structure pédologique à trois horizons et pour éviter les modifications liées au bouleversement de la structure plus fine.
- Le monolithe doit être suffisamment profond pour inclure les trois horizons A2, Btg et C1 colonisés par le système racinaire en conditions naturelles ;
- Les conditions hydriques imposées doivent permettre un régime de fonctionnement "normal" (sans percolations latérales ou lame d'eau superficielle saturant l'horizon haut) ;
- Une isolation thermique latérale doit reproduire les conditions de terrain ;
- Le bloc doit être déplacé du site de prélèvement pour des raisons techniques (installation près d'un site équipé en électricité, plus proche des laboratoires de l'INRA).

2- ETAPES DE REALISATION DU LYSIMETRE SUR LE SITE DE CHAMPENOUX

Le monolithe a été prélevé en Novembre 95 ; la pluviométrie avait été forte en Septembre mais très faible en Octobre et des premières gelées étaient survenues le week-end du 4 et 5 Novembre (-6°C).

La parcelle étant relativement homogène sur le plan pédologique, le prélèvement peut a priori être effectué en tout endroit ; doivent être évitées, malgré tout, les zones proches de souches et les zones de passages répétés où le tassement du sol risque d'être marqué ; pour des raisons techniques, l'emplacement doit de plus se trouver préférentiellement sur le côté de la parcelle longeant le chemin d'accès.

Le mode opératoire est le suivant : enfoncement en force d'un tube , déblayage du sol environnant, cisaillement du bas par une plaque comportant deux guides de hauteur, soudage de la plaque sur le tube et levage de l'ensemble.

Les travaux ont débuté par la préparation du terrain (la coupe de trois arbres a été rendue nécessaire pour accéder à la zone prévue). Le tube de carottage, devant rester en place par la



PHOTO 2



PHOTO 1

3- INSTRUMENTATION ET EXPLOITATION

Sur le site choisi près de l'INRA pour y déposer le lysimètre, une plate-forme de 2.00 m x 2.00 m x 0.20 m surélevée par deux murets en aggloméré plein a été préalablement construite ; un fourreau électrique a aussi été mis en place.

Une gouttière inclinée est placée sous le lysimètre pour collecter les eaux de drainage. L'isolation thermique latérale est assurée par de la laine de verre.

Le lysimètre est dans un premier temps recouvert d'une plaque ; à partir du mois de Juillet 1996, le haut du lysimètre est surplombé d'une verrière inclinée permettant à la fois d'empêcher les entrées d'eau par précipitations et d'utiliser le rayonnement solaire pour sécher au maximum le sol (photo 7).

Un poste météorologique déjà présent sur le même site fournit des données climatiques pouvant servir ultérieurement.

Le lysimètre est instrumenté en tensiomètres pour les mesures de potentiel et un tube d'accès pour sonde à neutrons est mis en place au centre de la cuve pour des mesures de teneur en eau à la sonde à neutrons. Les tensiomètres sont équipés de capteur à membrane DTPC 1000 (fournis par Objectif K) de 13 mm de diamètre ; on dispose de tensiomètres avec des longueurs de canne de 25, 40, 60, 90, 110, et 120 cm qui fournissent des mesures de potentiel à -10, -20, -40, -60, -80, -100 cm de profondeur.

On prévoit également l'utilisation de micropsychromètres pour les mesures de potentiel dans l'horizon superficiel si celui-ci se dessèche suffisamment (on dispose de micropsychromètres Wescor PCT-55-30).

Les données sont enregistrées par une centrale de mesure CR7 (Campbell) comportant un module d'acquisition pour 14 micropsychromètres et un module d'acquisition pour 14 tensiomètres ; une interface RS 232 permet le transfert des données sur PC.

4- ETAT INITIAL : PREMIERES MESURES

Des mesures d'humidité sont faites à la T.D.R. sur le terrain en bordure du lieu de prélèvement du lysimètre. On obtient ainsi le profil d'humidité volumique de -10 à -160 cm de profondeur représenté figure 1. Un premier profil de teneur en eau est aussi réalisé, sur le lysimètre lui-même, à la sonde à neutrons (figure 1) 28 jours après le carottage. Notons une assez bonne concordance entre les deux profils.

Mais une infiltration accidentelle suite à de fortes précipitations en Décembre vient modifier cette configuration initiale. L'enregistrement de la pluviométrie par le poste météo permet de vérifier que la pluviométrie cumulée correspond effectivement à la variation du stock d'eau (déduite des mesures d'humidité volumique à la sonde à neutrons) dans la cuve. Cette variation d'humidité apparaît à tous les niveaux pédologiques (y compris au fond, sous le Btg) et ce, relativement



PHOTO 7

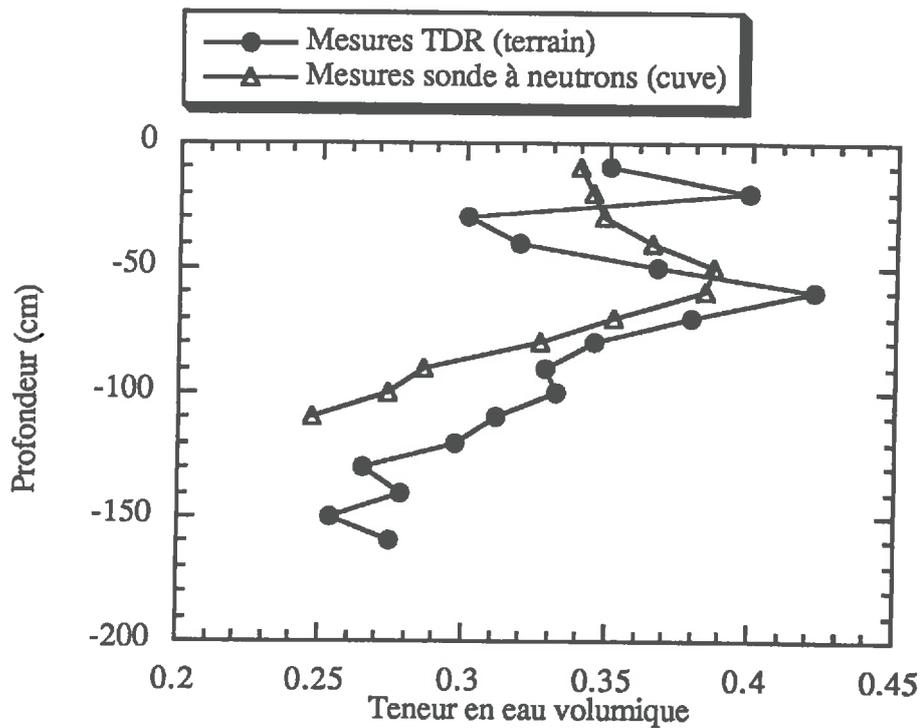


FIGURE 1- Profil de teneur en eau obtenu sur le terrain (mesures TDR) le 07/11/95 comparé au profil obtenu dans la cuve le 05/12/95 (mesures à la sonde à neutrons).

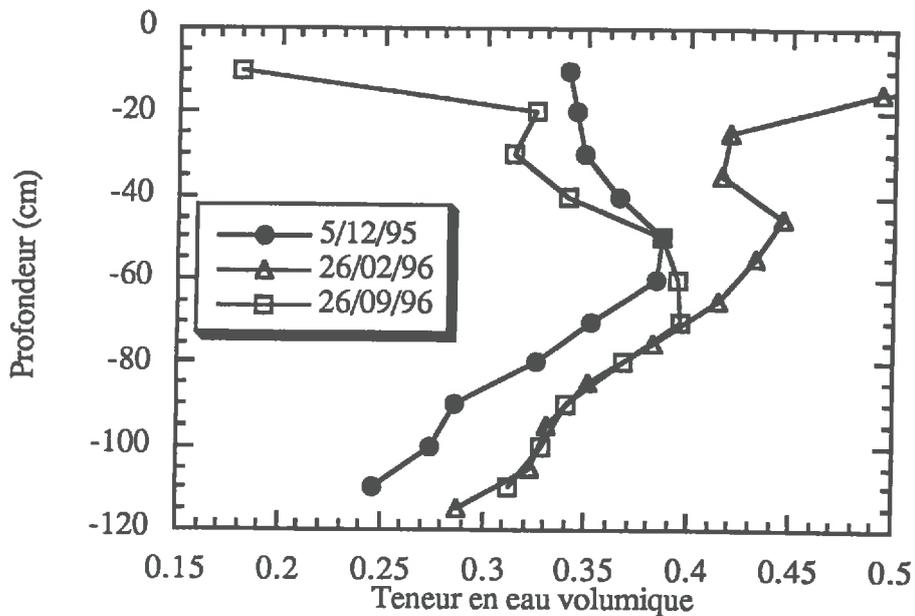


FIGURE 2- Comparaison des profils de teneur en eau dans la cuve dans l'état de prélèvement (5/12/95), après l'infiltration (26/02/96) et à la fin du dessèchement (26/09/96).

rapidement. Cette constatation nous permet de penser qu'un transport rapide s'est fait par des zones de fissures (le sol initial étant très sec).

La figure 2 permet de comparer les profils d'humidité au moment du carottage, suite à l'infiltration et à la fin de l'été après dessèchement.

Le dernier profil de la figure 2 (datant du mois de Septembre 96) met en évidence un bon dessèchement de l'horizon supérieur (grâce, en particulier, à la mise en place de la verrière) ; en revanche l'humidité volumique de l'horizon situé sous le Btg est pratiquement inchangée en dépit du fort gradient de teneur en eau existant à ce moment entre les horizons inférieur et supérieur. En particulier, on est très loin du profil initial résultant d'un fonctionnement en conditions naturelles du système sol-arbre : seul un prélèvement racinaire semble donc permettre d'extraire l'eau infiltrée dans l'horizon du fond.

Perspectives et Conclusion

La réhumidification de la cuve (effectuée en Octobre 96) doit permettre de suivre finement le processus d'infiltration. La quantité d'eau à apporter est calculée à partir de la variation volumique d'humidité entre le profil après dessèchement (Sept.96) et un profil humide moyen afin de rester au-dessous du maximum d'humidité observé sur le terrain. On estime ainsi à soixante litres la quantité pouvant être apportée, devant permettre d'observer des variations significatives d'humidité tout en restant en conditions réalistes de fonctionnement. En particulier, on cherche à éviter un apport trop brutal privilégiant les transports par d'éventuelles zones de fissures importantes. L'objectif est d'apporter cette quantité d'eau sous une forme comparable à des précipitations "normales", sans lame d'eau surplombant le bloc de sol. Ces conditions sont réalisées par un arrosage régulier sur une durée d'une heure environ.

Le suivi de teneur en eau à la sonde à neutron, et à la TDR pour la surface, est horaire en début d'expérimentation puis journalier ; ces choix sont dictés par les observations au fur et à mesure de l'infiltration.

Ce projet, ayant déjà demandé un investissement financier et technique important, devrait encore se poursuivre une ou deux années (divers épisodes de dessèchement et d'infiltration sont envisageables). Les résultats sont en cours d'acquisition et d'analyse.

Les difficultés de mise en oeuvre prouvent que cette approche ne constitue certainement pas une méthode d'expérimentation systématique et généralisable d'accès aux paramètres hydrauliques d'un sol. Cette entreprise vise surtout à améliorer la compréhension ainsi qu'à compléter et valider les études de terrain ou de laboratoire.

Introduction

Cette synthèse regroupe un certain nombre de réflexions issues du travail venant d'être présenté. Il reprend les conclusions des différentes parties en proposant à chaque fois une poursuite et un élargissement de la discussion.

Le problème du choix du modèle de diffusivité est tout d'abord traité. On discute ensuite des phénomènes de changement d'échelle pour terminer enfin par une conclusion sur le fonctionnement du système sol-arbre dans le cas considéré.

1- QUEL MODELE RETENIR ?

1.1- AVANTAGES ET INCONVENIENTS RESPECTIFS DES MODELES EXPONENTIEL ET DE VAN GENUCHTEN

On considère pour cette partie le cas d'un milieu homogène et indépendamment de tout problème d'échelle.

Dans ce travail, deux "modèles" de diffusivité hydraulique ont été retenus pour mener l'identification de paramètres : ce sont les modèles de GARDNER (ou modèle exponentiel) et de VAN GENUCHTEN. Le premier a été retenu pour sa simplicité et le second parce qu'il constitue une référence incontournable de la littérature.

Ces deux modèles sont fondamentalement différents : la loi exponentielle n'est pas un modèle au sens physique du terme mais un ajustement paramétrique permettant de simuler des profils proches de ceux observés expérimentalement. Le modèle de VAN GENUCHTEN en revanche est réellement un modèle, fondé sur une théorie capillaire (cf chap.I).

Le modèle exponentiel s'est avéré cependant intéressant pour le faible nombre de paramètres qu'il met en jeu et pour le bon accord entre les résultats de la simulation qu'il fournit et les résultats expérimentaux. Mais il a aussi ses limites : la caractérisation hydrodynamique d'un sol nécessite de connaître deux des trois paramètres conductivité, diffusivité et capacité capillaire. Pour une forme exponentielle donnée de diffusivité, il faudrait donc définir une forme complémentaire cohérente de capacité capillaire ou de conductivité hydraulique. C'est de plus un modèle qui ne provoque pas de réflexion sur les mécanismes étudiés.

Le modèle de VAN GENUCHTEN se situe exactement à l'opposé de la discussion précédente. Le grand nombre de paramètres mis en jeu impose d'en fixer préalablement certains (sur la base de considérations physiques ou de résultats expérimentaux). C'est un modèle dont la forme paramétrique définit des courbes de diffusivité et conductivité hydrauliques fortement non

linéaires (et ce quelles que soient les valeurs des paramètres dès que la relation $m=1-1/n$ est retenue) ; ce modèle s'est révélé finalement peu adapté au type de sol étudié.

Mais c'est aussi un modèle qui souligne deux problématiques intéressantes : la diffusivité hydrique selon le modèle de VAN GENUCHTEN est nulle à la teneur en eau résiduelle et infinie lorsque le milieu est saturé (ceci a été illustré fig.IV-16a et 16b). La diffusivité nulle ne bloque cependant pas les processus puisque le gradient de teneur en eau tend vers l'infini (passage ponctuel de la saturation à une zone anhydre). La limite infinie de la diffusivité pour la saturation pose en revanche un réel problème.

1.2- DIVERGENCE DU MODELE DE VAN GENUCHTEN AU VOISINAGE DE LA SATURATION

Si le problème a été résolu sur le plan numérique (chap.VII, §6.4), il n'en est pas de même d'un point de vue physique ; cette étude entraîne deux réflexions :

- Il apparaît primordial de contrôler l'imbibition en pression (et non en teneur en eau) au bas de la carotte ; techniquement, c'est, de toutes façons, le procédé habituellement retenu. L'imprécision éventuelle sur la valeur de pression imposée ne semble pas devoir modifier significativement les processus suivis.
- Physiquement (et nous pensons surtout ici expérimentalement), la distinction entre des valeurs comme 0.999 et 0.9999 est dénuée de sens. De plus, si d'aussi infimes variations de teneur en eau dans la partie de la carotte déjà imbibée et donc proche de la saturation sont réellement fondamentales pour les processus de transport, on peut s'inquiéter de la reproductibilité de toute expérience.

Le problème est d'autant plus intéressant que le modèle de VAN GENUCHTEN, fondé sur une théorie capillaire, est un modèle a priori bien adapté pour l'étude des transports en zone proche de la saturation ; or c'est précisément dans cette zone que les difficultés et paradoxes émergent. Plus particulièrement, lorsqu'il s'agit d'argiles, la théorie capillaire traduit mal les phénomènes observés.

Dans tous les cas, les agencements géométriques étant différents sur toute l'étendue de la gamme de teneur en eau, un unique modèle (qui n'est qu'une certaine représentation de la réalité) peut difficilement être satisfaisant de zéro à la saturation. A ce niveau, c'est donc la recherche d'un modèle unique permettant de décrire une réalité multiple et complexe qui est discutable.

2- UNE ETUDE A PLUSIEURS ECHELLES SPATIALES...

2.1- NIVEAUX D'HETEROGENEITES ET PHENOMENES D'ECHELLES

Si les mécanismes en jeu diffèrent selon la gamme de teneur en eau considérée, ils diffèrent également selon l'échelle observée. L'exposé s'est structuré autour de trois échelles spatiales : laboratoire, cuve lysimétrique et terrain. Cette hiérarchie d'échelle est une hiérarchie structurelle ; elle ne correspond pas nécessairement à la hiérarchie fonctionnelle (qui serait celle basée sur les différents modes de transport). C'est une hiérarchie qui est de plus discrète ; cette optique est bien souvent celle du modélisateur : ainsi, le passage des équations du transport microscopiques aux équations macroscopiques suppose deux niveaux d'échelles distincts bien identifiés. Cette optique est aussi celle de la subdivision "officielle" qui sépare les échelles en onze niveaux (de 10^{-3} mm à 10^2 km) allant ainsi approximativement de la taille de pore à la région : on voit que ces niveaux suivent toujours le système métrique sans être associés de façon intime à la physique des phénomènes. La réalité de terrain (c'est-à-dire ce que l'on observe) correspond plutôt à une multitude de comportements sur une gamme d'échelles continue

Au laboratoire, on retient trois points fondamentaux :

(1) Le séchage accompagnant le remaniement des carottes modifie la structure physico-chimique du milieu (modification des coefficients d'atténuation gammamétriques).

Le remaniement modifie aussi la dynamique des transferts hydriques : la diffusivité hydraulique varie d'un facteur au moins égal à dix (croissant avec la teneur en eau) entre les carottes remaniées et non remaniées. De plus, le remaniement atténue la non-linéarité de la diffusivité. Ceci s'explique par l'existence de niveaux de porosité plus étendus pour les carottes non remaniées que pour les carottes remaniées : ces différents niveaux de porosité contribuent à différentes vitesses de transport dont l'importance dépend de la teneur en eau du milieu et qui tendent à accroître la non-linéarité des processus (traduits par la diffusivité hydraulique).

(2) La mesure gammamétrique a souligné également un problème d'adéquation entre le Volume Élémentaire Représentatif (pour le phénomène observé) et le volume de mesure. La taille initiale du volume d'observation (taille du faisceau gammamétrique) s'est avérée inférieure à ce VER (si tant est que ce VER existe pour un sol, ce qui n'est pas évident). La mesure se trouve alors "bruitée" par le passage d'hétérogénéités. Mais il ne s'agit pas de bruit au sens d'un bruit de mesure (qui pourrait être éventuellement soustrait par un traitement adapté des données brutes).

Dans ce cas, l'observation trop fine empêche d'accéder aux processus de transport devant être étudié ; la connaissance à l'échelle du faisceau ne permet pas d'accéder à une connaissance à l'échelle spatiale supérieure pour laquelle les phénomènes de transport diffusif sont décrits.

Une méthode a été proposée pour accéder malgré tout à la diffusivité hydraulique en moyennant spatialement les observations locales.

(3) Enfin, l'apparition de fissures sur les carottes de laboratoires induit une modification complète des propriétés de transport hydrique ; cette modification, observée expérimentalement, est corroborée par un modèle analytique linéaire de transfert transitoire bidimensionnel dans un milieu constitué de deux zones (sol et fissure). Cette observation vient également appuyer la discussion précédente comparant les résultats sur carottes remaniées et non remaniées.

A l'échelle du terrain (ou de la cuve lysimétrique) aussi les niveaux d'hétérogénéités sont multiples.

La structure pédologique en trois horizons distincts constitue une première variabilité spatiale. Une macroporosité formée, dans l'horizon d'accumulation d'argile, autour des racines, en cas de stress hydrique, permet à l'eau d'atteindre, par gravité, l'horizon profond tandis que ce même horizon d'accumulation d'argile empêche les remontées capillaires (ceci a été clairement mis en évidence, entre autre, par les premiers résultats de la cuve lysimétrique). De plus, les interactions sol-racine complexifient les potentialités de fonctionnement du milieu.

Dans ce cadre, la modélisation du système complexe sol-arbre passe aussi par un jeu de changement d'échelle : un modèle de transport radial à la petite échelle des interactions sol-racine (rhizosphère) est inséré dans un modèle global de fonctionnement où les transferts dans le sol à grande échelle (échelle pararhizale) sont des transferts unidirectionaux verticaux.

Cette modélisation permet entre autres d'accéder à la diffusivité hydraulique de chacun des deux horizons.

2.2- COMPARAISON DES RESULTATS A L'ECHELLE DU TERRAIN ET A L'ECHELLE DU LABORATOIRE

Les résultats relatifs à l'horizon supérieur sont comparés avec ceux obtenus au laboratoire sur carotte non remaniée issue de ce même horizon (figure 1). Les teneurs en eau pondérales sont transformées en teneur en eau volumique en utilisant les valeurs de densité apparente sèche expérimentale (fig.III-7b) pour permettre la comparaison. Pour l'analyse à l'échelle du terrain, on propose les courbes de diffusivité obtenues avec deux modèles différents (VAN GENUCHTEN et exponentiel) ; nous avons déjà souligné au chapitre IV que le premier est préférable au second ; le résultat de l'identification sur un modèle exponentiel n'est proposé ici que pour permettre une comparaison, à modèle égal, avec le résultat de laboratoire. On constate une non-linéarité plus importante à l'échelle du terrain (quel que soit le modèle de diffusivité considéré) qu'à l'échelle du laboratoire ; nous expliquons cette fois encore ce résultat par l'existence d'une gamme plus large de niveaux de porosité à l'échelle du terrain, conduisant à l'existence de vitesses de transport plus variables. Il n'est pas possible de conclure réellement en terme de supériorité de l'une ou l'autre approche ; en revanche, différents aspects, positifs ou négatifs, de chaque étude doivent être rappelés.

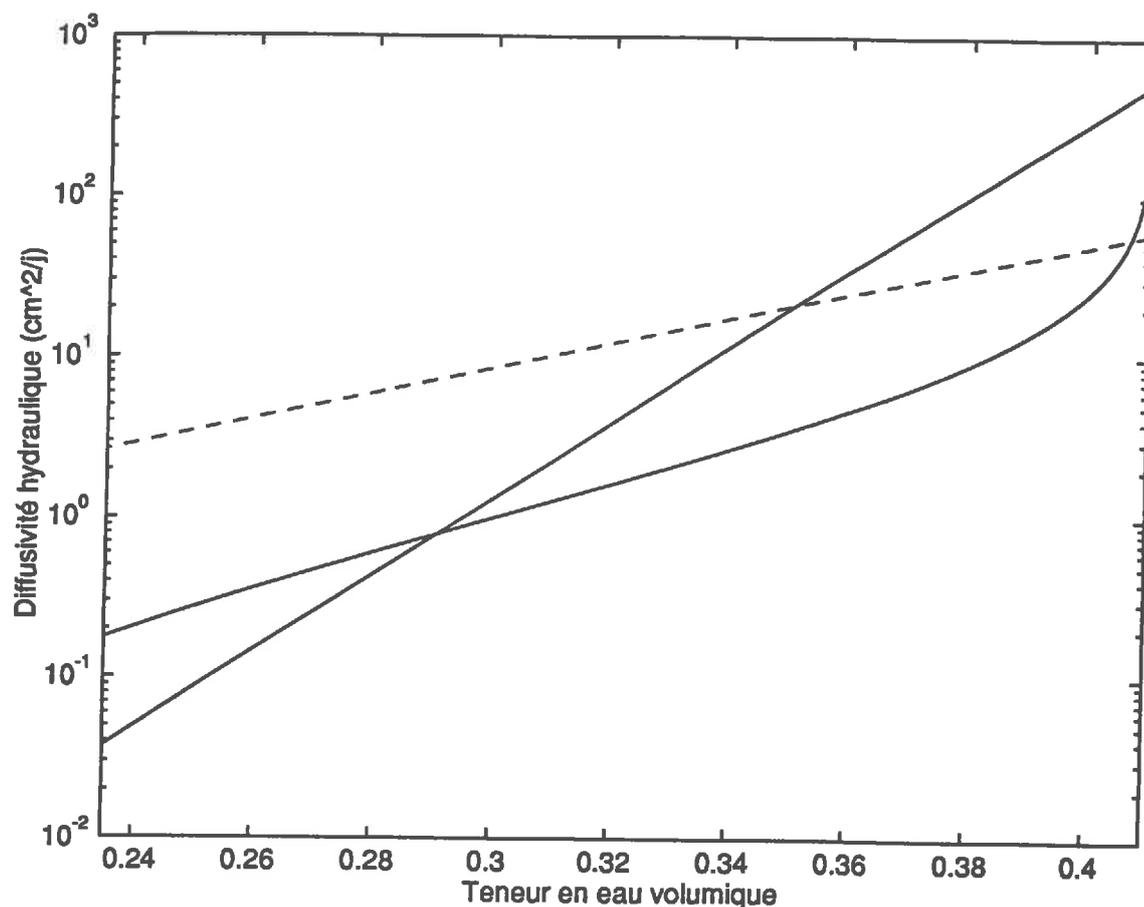


FIGURE 1- Comparaison des courbes de diffusivité hydraulique obtenues selon deux approches différentes : modèle global de fonctionnement du système sol-arbre fondé sur des données de terrain (trait plein) ou identification à partir de mesures gammamétriques au laboratoire lors d'une imbibition sur carotte non remaniée (trait pointillé). Dans le premier cas, on propose deux modèles (VAN GENUCHTEN ou ajustement exponentiel) tandis que dans le second on n'a retenu que l'ajustement exponentiel.

2.3- AVANTAGES ET INCONVENIENTS DE CHACUNE DES APPROCHES

Si l'étude de laboratoire s'est avérée un excellent outil de compréhension et de mise en évidence des mécanismes, la représentativité des résultats de laboratoire vis-à-vis de la réalité de terrain peut, en revanche, être remise en question à deux niveaux :

- en toute rigueur, l'expérimentation devrait être répétée sur un nombre significatif d'échantillons permettant un traitement statistique des résultats et traduisant la variabilité spatiale du sol à l'échelle de la parcelle. L'échantillonnage statistique paraît cependant illusoire vu la complexité et la durée des expériences.
- l'expérimentation de laboratoire doit reproduire les conditions de terrain influant sur les processus de transport ; cet aspect pose le problème du choix des conditions limites mécaniques adéquates. Les essais réalisés sont des essais libres de toute contrainte mécanique latérale ou axiale ; cette configuration laisse le gonflement s'exprimer totalement. Dans le cas contraire (essai triaxial ou œdométrique), les phénomènes de transport sont ralentis par les contraintes mécaniques. La question est de déterminer quelles sont les conditions les plus représentatives de la réalité de terrain. La réponse est certainement intermédiaire : chaque volume de sol a une certaine liberté de déplacement (grâce en particulier aux zones de fissures) tout en subissant les contraintes mécaniques des volumes l'entourant.

Par rapport à cette discussion, les résultats obtenus sur le terrain sont donc certainement plus représentatifs de cette réalité : en particulier, ce sont des valeurs qui prennent en compte l'ensemble des réalités (valeurs qui incluent, par exemple, l'existence de fissures). Et cette étude fournit des résultats recoupant finalement bien les observations expérimentales (bien que le modèle n'ait pas été testé de façon très sévère sur un grand nombre de cas par manque de données expérimentales). Ces considérations ne doivent cependant pas faire oublier que la modélisation à l'échelle du terrain est compliquée par la complexité des interactions ; il peut paraître, de plus, paradoxal que le plus gros effort de modélisation pour ce travail à grande échelle porte finalement sur la petite échelle des interactions sol-racines.

3- CONCLUSIONS SUR LE FONCTIONNEMENT DU SYSTEME SOL-ARBRE (Site de Champenoux)

La vision "simpliste" que nous avons retenue du système racinaire (répartition uniforme par horizon pédologique) s'inscrit dans une des deux approches duales pour décrire le système racinaire : les racines peuvent être caractérisées par leur densité ou par leur architecture. Dans le premier cas (qui est celui que nous avons retenu), les racines sont indifférentes (il n'y a pas de structure) ; c'est un modèle en accord avec des méthodes de mesure, dont l'avantage est la simplicité, mais qui peut poser un problème selon l'échelle observée. Dans le second cas,

l'architecture racinaire est prise en compte sous la forme d'un système d'axes connectés ; la vision est cohérente avec les processus de construction, mais la complexité des modèles rend l'approche peu quantitative. Actuellement, il existe certes des modèles de simulation de croissance produisant des systèmes racinaires théoriques sur la base d'un ensemble de processus généralisables (émission, croissance, ramification, mortalité ou élagage), n'intégrant cependant pas les effets du milieu (adaptation de la racine du point de vue des disponibilités nutritives, des variations physico-chimiques ou des contraintes mécaniques) ; mais ces modèles ne sont pas encore associés avec des simulations de fonctionnement car il est difficile et coûteux d'associer deux modèles numériques compliqués. L'outil développé dans ce travail, moyennant quelques adaptations, devrait pouvoir rendre des services dans ce cadre.

Selon le niveau (échelle) de description souhaité, des modèles de systèmes racinaires compartimentés peuvent aussi constituer une voie intermédiaire satisfaisante. La description analytique des transports dans une zone fissurée est transposable au cas de deux compartiments accolés à densités racinaires différentes mais uniformes (il suffit d'ajouter des termes puits traduisant le pompage par les racines aux équations écrites en annexe 5).

Mais ces améliorations ne se justifient pas dans le cas nous intéressant à l'échelle d'une parcelle avec un peuplement homogène. Le modèle dans cette étude a été élaboré comme un outil de dialogue pour élaborer et valider des connaissances et non comme un outil général de prédiction de comportements.

L'approche physique de l'interface sol-racine a permis de souligner son rôle déterminant : en régime de stress hydrique (correspondant à une situation non exceptionnelle à la fin de l'été en Lorraine), la résistance au transfert hydrique développée à cette interface peut devenir facteur limitant ; en régime de fonctionnement médian son rôle n'est de toutes façons pas négligeable. Ces conclusions sont étroitement liées à des caractéristiques des arbres qui sont de véritables spécificités (grand volume de sol prospecté et par suite plus grande probabilité de variabilité spatiale, durée de vie importante et donc facultés de croissance et de renouvellement du système racinaire).

La seconde conclusion importante sur le fonctionnement du système sol-arbre est relative au rôle de l'horizon profond. Les premières observations sur la cuve lysimétrique confirment à ce propos les résultats de simulations. L'eau peut atteindre l'horizon profond, malgré l'horizon d'accumulation d'argile, via les fissures lorsque le sol est très sec ou via le réseau interstitiel lâche formé autour des racines ayant colonisé ce Btg. En revanche les remontées capillaires sont rendues impossibles par le Btg. En situation de fort dessèchement de l'horizon superficiel, le gradient de teneur en eau entre le premier et le dernier horizon ne se traduit donc pas par des mouvements d'eau ascendants dans le sol. En revanche l'horizon profond constitue une réserve en eau importante, exploitable par les arbres (malgré la plus faible densité racinaire à ce niveau) lorsque l'horizon supérieur ne suffit plus à l'alimentation hydrique.

Il nous reste à conclure sur la portée plus générale du travail.

4- CONCLUSION GENERALE

Il s'agit bien d'un travail d'analyse plus que de modélisation dans son acceptation classique ; cette analyse physique s'appuie sur l'élaboration de modèles analytiques ou semi-analytiques qui sont, avant toute chose, des outils de compréhension plus que de connaissance.

La complexité de la réalité n'est pas occultée mais elle oblige à des hypothèses simplificatrices ; dans ce cadre, le raisonnement n'est jamais simpliste même lorsqu'il est simplificateur. Ce processus de réduction du nombre de paramètres intégrés dans la description est un passage obligé pour toute modélisation et toute avancée dans la compréhension des phénomènes : il doit juste être fait avec la conscience de ses limites.

Il faut souligner une dernière fois que cette réflexion n'a été possible que grâce à un travail d'équipes interdisciplinaire ; la confrontation d'approches et de modes de raisonnement, très différents, mais complémentaires, la mise en commun de connaissances et d'aptitudes couvrant des domaines étendus, permettent seules d'aborder efficacement l'étude de systèmes complexes.

Enfin, le travail effectué doit prouver que ce champ d'étude offre une place au mécanicien et au physicien des phénomènes de transport, en collaboration avec les spécialistes de l'écophysiologie forestière.

BIBLIOGRAPHIE

- ALEXANDER L., SKAGGS R.W., Predicting Unsaturated Hydraulic Conductivity From the Soil Water Characteristic, *American Society of Agricultural Engineers, Transactions of the ASAE*, 29, 1, 176-184 (1986)
- ALEXANDER L., SKAGGS R.W., Predicting Unsaturated Hydraulic Conductivity From the Soil Water Characteristics, *Trans. ASAE*, 29, 176-184 (1986)
- ALLEN R.G., FISHER D.K., Low-Cost Electronic Weighing Lysimeters, *Am. Soc. of Agr. Eng.*, 33 (6), 1823-1833 (1990)
- ANGULO R., Caractérisation hydrodynamique de sols déformables partiellement saturés : étude expérimentale à l'aide de la spectrométrie gamma double-source, Thèse de l'Institut National Polytechnique de Grenoble (1989)
- AVERJANOV S.F., About Permeability of Subsurface Soils in Case of Incomplete Saturation, *Eng. Collect.*, 7 (1950)
- BANTON O., Field- and Laboratory- Determined Hydraulic Conductivities Considering Anisotropy and Core Surface Area, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57, 10-15 (1993)
- BARATAUD F., MOYNE C., BREDA N., GRANIER N., Soil Water Dynamics in an Oak Stand, II. A Model of the Soil-root Network Compared with Experimental Data, *Plant and Soil*, 172, 29-43 (1995)
- BARATAUD F., STEMMELEN D., MOYNE C., Identification of the Hydraulic Diffusivity of a Soil by Inverse Method with Dual-energy Gamma Ray Attenuation Measurements, *J. Gottlieb and P. DuChateau (eds.), Parameter Identification and Inverse Problems in Hydrology, Geology and Ecology*, 123-132 (1996)
- BARATAUD F., MOYNE C., STEMMELEN D., Identification of the Hydraulic Diffusivity of Two Porous Media : a Forestry Soil and Glass Beads, *2nd International Conference on Inverse Problems in Engineering/Theory and Practice, Actes*, (1997 à paraître)
- BECK J.V., ARNOLD K.J., Parameter Estimation in Engineering and Science, Eds. John Wiley and Sons, New York (1977)
- BOOLTINK H.W.G., BOUMA J., GIMENEZ D., Suction Crust Infiltrometer for Measuring Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soil Near Saturation, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55, 566-568 (1991)
- BORELI M., VACHAUD G., Note sur la détermination de la teneur en eau résiduelle et sur la variation de la perméabilité relative dans les sols non saturés, *C.R. Acad. Sci.*, 263, 698-701 (1966)
- BREDA N., Modification du Fonctionnement Hydrique d'un Perchis de Chêne Sessile (*Quercus Petraea*) par une Sécheresse Edaphique, *Rapport de DEA*, Université de Nancy I, 84p. (1990)
- BREDA N., Water Transfer in a Mature Oak Stand (*Quercus Petraea*) : Seasonal Evolution and Effects of a Severe Drought, *Can. J. For. Res.*, 23, 1136-1143 (1993)
- BREDA N., Analyse du Fonctionnement Hydrique des Chênes Sessiles (*Quercus Petraea*) et Pédonculé (*Quercus Robur*) en Conditions Naturelles ; Effets des Facteurs du Milieu et de l'Eclaircie, *Thèse de l'université Henri Poincaré de Nancy I*, 59p. (1994)

- BREDA N., GRANIER A., BARATAUD F., MOYNEC., Soil Water Dynamics in an Oak Stand, I. Soil Moisture, Water Potentials and Water Uptake by Roots, *Plant and Soil*, **172**, 17-27 (1995)
- BRONSWIJK J.J.B., Drying, Cracking, and Subsidence of a Clay Soil in a Lysimeter, *Soil Science*, **152** (2), 92-99 (1991)
- BROOKS R.H., COREY A.T., Hydraulic Properties of Porous Media, Civ. Eng. Dep. Colorado State Univ. Fort Collins, *Colo. Hydrol. Paper 3* (1964)
- CAGNAC B., PEBAY-PEYROULA J.C., Physique atomique, Tome I Expériences et principes fondamentaux, coll. Dunod Université (1975)
- CAMPBELL G.S., A Simple Method for Determining Unsaturated Conductivity From Moisture Retention Data, *Soil Sci.*, **117**, 311-314 (1974)
- CANNON J.R., DUCHATEAU P., Indirect Determination of Hydraulic Properties of Porous Media, *International Series of Numerical Mathematics*, **114**, 37-50 (1993)
- CANNON J.R., DUCHATEAU P., STEUBE K., Trace Type Functional Differential Equations and the Identification of Hydraulic Properties of Porous Media, *Transport in Porous Media*, **6**, 745-758 (1991)
- CHARPAK G., Détecteurs de particules. A. Détecteurs électroniques, *Universalis*, vol.?, 571-577
- CHILDS E.C., COLLIS-GEORGE N., The Permeability of Porous Materials, *Proc. Roy. Soc. Ser. A*, **201**, 392-405 (1950)
- COREY A.T., The Interrelation Between Gas and Oil Relative Permeabilities, *Producer's Monthly*, **19** (1) (1954)
- COREY J.C., PETERSON S.F., WAKAT M.A., Measurement of Attenuation of ^{137}Cs and ^{241}Am Gamma Rays for Soil Density and Water Content Determinations, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **35**, 215-219 (1971)
- COWAN I.R., Transport of Water in The Soil-Plant-Atmosphere System, *J. Appl. Ecol.*, **2**, 221-239 (1965)
- CURRAN S.C., Luminescence and the scintillation counter, London Butterworths Scientific Publications (1953)
- DEGIOVANNI A., Conduction dans un "mur" multicouche avec sources : extension de la notion de quadripôle, *Int. J. Heat Mass Transfer*, **31**(3), 553-557 (1988)
- FAIZ S.M.A., WEATHERLEY P.E., Further Investigations Into Location and Magnitude of the Hydraulic Resistances in the Soil-Plant System, *New Phytol.*, **81**, 19-28 (1978)
- FEDDES R.A., Field Test of a Modified Numerical Model for Water Uptake by Root Systems, *Water Resources Research*, **10**, n6, 1199-1206 (1974)
- FEDDES R.A., KOWALIK P., KOLINSKA-MALINSKA K., ZARADNY H., Simulation of Field Water Uptake by Plants Using a Soil Water Dependent Root Extraction Function, *Journl of Hydrology*, **31**, 13-26 (1976)

- FEDDES R.A., RIJTEMA P.E., Water Withdrawal by Plant Roots, *Journal of hydrology*, 17, 33-59 (1972)
- FEDERER C.A., A Soil-Plant-Atmosphere Model for Transpiration and Availability of Soil Water, *Water Resources Research*, 15, 3, 555-562 (1979)
- FERRAND L.A., MILLY P.C.D., PINDER G.F, GRUSS A., Dual-Gamma Attenuation for the Determination of Porous Medium Saturation With Respect to Three Fluids, *Water Resources Research*, 22 (12), 1657-1663 (1986)
- FIRDAOUSS M., Contribution à la caractérisation numérique et expérimentale des effets d'hystérésis dans les milieux poreux non saturés. Application à l'étude des écoulements cycliques en configuration mono et bidimensionnelle, Thèse de Doctorat d'Etat, Université Pierre et Marie Curie - Paris 6, (1985)
- FISHER C., Les radioéléments et leurs utilisations, CEA série Synthèses, Eyrolles (1980)
- FRANZMEIER D.P., Estimation of Hydraulic Conductivity from Effective Porosity Data for some Indiana Soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55, 1801-1803 (1991)
- FRITSCHEN L.J., The Lysimeter Installation on The Cedar River Water Shed, *Proceedings - Research on Coniferous Forest Ecosystems - A Symposium*, 255-260 (1972)
- FUENTES C., VAUCLIN M., PARLANGE J.Y., HAVERKAMP R., A Note on the Soil-Water Conductivity of a Fractal Soil, *Transport in Porous Media*, 23, 31-36 (1996)
- GARDNER W.H., CAMPBELL G.S., CALISSENDORFF C., Systematic and Random Errors in Dual Gamma Energy Soil Bulk Density and Water Content Measurements, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 36 (1972)
- GARDNER W.R., Dynamic Aspects of Water Availability to Plants, *Soil Science*, 89, 2, 63-73 (1960)
- GARDNER W.R., EHLIG C.F., Some Observations on The Movement of Water to Plant Roots, *Agro. J.*, 54, 453-456 (1962)
- GARDNER W.R., EHLIG C.F., The Influence of Soil Water on Transpiration by Plants, *Journal of Geophysical Research*, 68, 20, 5719-5724 (1963)
- GARDNER W.R., Relation of Root Distribution to Water Uptake and Availability, *Agro. J.*, 56, 41-45 (1964)
- GRANIER A., Une nouvelle méthode pour la mesure du flux de sève brute dans le tronc des arbres, *Ann. Sci. For.*, 42 (2), 193-200 (1985)
- GROENEVELT P.H., PARLANGE J.Y., Thermodynamic Stability of Swelling Soils, *Soil Science*, 118, 1-5 (1974)
- GUPTA S.C., LARSON W.E., Estimating Soil Water Retention Characteristics From Particle Size Distribution, Organic Matter Percent, and Bulk Density, *Water Resources Research*, 15 (6), 1633-1635 (1979)
- HANSEN G.K., Resistance to Water Flow in Soil and Plants, Plant Water Status, Stomatal Resistance and Transpiration of Italian Ryegrass, as Influenced by Transpiration Demand and Soil Water Depletion, *Acta Agriculturae Scandinavica*, 24, 83-92 (1974)
- HARTGE K.H., Saturated Hydraulic Conductivity Measurement at Soil Core Samples and its Evaluation, *Soil Technology*, 6, 115-121 (1993)

HERKELRATH W.N., MILLER E.E., GARDNER W.R., Water Uptake by Plants : I. Divided Root Experiments, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **41**, 1033-1038 (1977)

HERKELRATH W.N., MILLER E.E., GARDNER W.R., Water Uptake by Plants : II. The Root Contact Model, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **41**, 1039-1042 (1977)

HOPMANS J.W., DANE J.H., Calibration of a Dual-Energy Gamma Radiation System for Multiple Point Measurements in a Soil, *Water Resources Research*, **22** (7), 1109-1114 (1986)

JABRO J.D., Estimation of Saturated Hydraulic Conductivity of Soils from Particle Size Distribution and Bulk Density Data, *American Society of Agricultural Engineers, Transactions of the ASAE*, **35**, 2, 557-560 (1992)

JIM YEH T.C., HARVEY D.J., Effective Unsaturated Hydraulic Conductivity of Layered Sands, *Water Resources Research*, **26**, 6, 1271-1279 (1990)

JOHNSON T., ODIN H., Measurements of Evapotranspiration Using a Dynamic Lysimeter, *Studia Forestalia Suecica*, **146** (1978)

KAHN B.R., MAINUDDIN M., MOLLA M.N., Design, Construction and Testing of a Lysimeter for a Study of Evaporation of Different Crops, *Agricultural Water Management*, **23**, 183-197 (1993)

KARNOK K.J., KUCHARSKY R.T., Design and Construction of a Rhizotron-Lysimeter Facility at the Ohio State University, *Agronomy Journal*, **74**, 152-156 (1982)

KATUL G.G., WENDROTH O., PARLANGE M.B., PUENTE C.E., FOLEGATTI M.V., NIELSEN D.R., Estimation of in Situ Hydraulic Conductivity Function From Nonlinear Filtering Theory, *Water Resources Research*, **29**, 4, 1063-1070 (1993)

KOOL J.B., PARKER J.C., VAN GENUCHTEN M. TH., Parameter Estimation for Unsaturated Flow and Transport Models - A Review, *Journal of Hydrology*, **91**, 255-293 (1987)

LAFOLIE F., BRUCKLER L., TARDIEU F., Modeling Root Water Potential and Soil-Root Water Transport : I. Model Presentation, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **55**, 1203-1212 (1991)

LAFOLIE F., BRUCKLER L., TARDIEU F., Modeling Root Water Potential and Soil-Root Water Transport : II. Field Comparisons, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **55**, 1213-1220 (1991)

LAROUSI C., VANDERVOORDE G., DE BACKER L., Experimental Investigation of the Diffusion Coefficient, *Soil Science*, **120**, 249-255 (1975)

LOGSDON S.D., JAYNES D.B., Methodology for Determining Hydraulic Conductivity with Tension Infiltrometers, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **57**, 1426-1431 (1993)

MAREK T.H., SCHNEIDER A.D., HOWELL T.A., EBELING L.L., Design and Construction of Large Weighing Monolithic Lysimeters, *Am. Soc. Agric. Eng.*, **31** (2), 477-484 (1988)

MEHTA B.K., SHIOZAWA S., NAKAMO M., Hydraulic Properties of a Sandy Soil at Low Water Content, *Soil Science*, **157**, 4, 208-214 (1994)

- MESSING I., JARVIS N.J., Temporal Variation in the Hydraulic Conductivity of a Tilled Clay Soil as Measured by Tension Infiltrimeters, *Journal of Soil Science*, **44**, 11-24 (1993)
- MICHIELS P., HARTMANN R., DE STROOPER E., Comparison of the Unsaturated Hydraulic Conductivity of a Coarse-Textured Soil as Determined in the Field, in the Laboratory, and with Mathematical Models, *Soil Science*, **147**, 4, 299-304 (1989)
- MOLDRUP P., ROLSTON D.E., HANSEN J.A.A., YAMAGUCHI T., A Simple Mechanistic Model for Soil Resistance to Plant Water Uptake, *Soil Science*, **153**, 2, 87-92, (1992)
- MOLZ F.J., Models of Water Transport in The Soil-Plant System, a Review, *Water Resources Research*, **17**, 5, 1245-1260 (1981)
- MOLZ F.J., REMSON I., Extraction Term Models of Soil Moisture Use by Transpiring Plants, *Water Resources Research*, **6**, 5, 1346-1356 (1970)
- MONTEITH J.L., Evaporation and Environment, *Symp. Soc. Exp. Bot.*, **19**, 206-234 (1965)
- MUALEM Y., A new Model for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Porous Media, *Water Resources Research*, **12** (3), 513-522 (1976)
- MUSY A., SOUTER M., Physique du sol, collection Gérer l'Environnement, Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, 335 pages (1991)
- NEUMAN S.P., FEDDES R.A., BRESLER E., Finite Element Analysis of Two-Dimensional Flow in Soils Considering Water Uptake by Roots : I. Theory, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **39**, 224-237 (1975)
- NEWMAN E.I., Resistance to Water Flow in Soil and Plant : I. Soil Resistance in Relation to Amounts of Root : Theoretical Estimates, *J. Appl. Ecol.*, **6**, 1-12 (1969a)
- NEWMAN E.I., Resistance to Water Flow in Soil and Plant : II. A Review of Experimental Evidence on the Rhizosphere Resistance, *J. Appl. Ecol.*, **6**, 261-271 (1969b)
- NIHMAH M.N., HANKS R.J., Model for Estimating Soil Water, Plant, and Atmospheric Interrelations : I. Description and sensitivity, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **37**, 522-531 (1973)
- NIMMO J.R., AKSTIN K.C., Hydraulic Conductivity of a Sandy Soil at Low Water Content After Compaction by Various Methods, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **52**, 303-310 (1988)
- NIMMO J.R., AKSTIN K.C., MELLO K.A., Improved Apparatus for Measuring Hydraulic Conductivity at Low Water Content, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **56**, 1758-1761 (1992)
- NIMMO J.R., RUBIN J., HAMMERMEISTER D.P., Unsaturated Flow in a Centrifugal Field : Measurement of Hydraulic Conductivity and Testing of Darcy's Law, *Water Resources Research*, **23**, 1, 124-134 (1987)
- NNYAMAH J.U., BLACK T.A., TAN C.S., Resistance to Water Uptake in a Douglas Fir Forest, *Soil Science*, **126**, 2, 63-76 (1978)
- PAIGE G.B., HILLEL D., Comparison of Three Methods for assessing Soil Hydraulic Properties, *Soil Science*, **155**, 3, 175-188 (1993)

- PEL L., KETELAARS A.A.J., ADAN O.C.G., VAN WELL A.A.,** Determination of Moisture Diffusivity in Porous Media Using Scanning Neutron Radiography, *Int. J. Heat Mass Transfer*, **36**, 5, 1261-1267 (1993)
- PHILIP J.R.,** Hydrostatics and Hydrodynamics in Swelling Soils, *Water Resources Research*, **5**, 5 (1969)
- POPOV O.V.,** Lysimeters and Hydraulic Soil Evaporimeters, *Association Internationale d'Hydrologie Scientifique Publication*, **49**, 26-37 (1959)
- PRESS W.H., FLANNERY B.P., TEUKOLSKY S.A., VETTERLING W.T.,** Numerical Recipes, The Art of the Scientific Computation, Cambridge University Press (1986)
- PURCELL W.R.,** Capillary Pressures - Their Measurements Using Mercury and the Calculation of Permeability Terefrom, *Petr. Trans. Am. Inst. Mining Met. Eng.*, **186**, 39-48 (1949)
- RASIAH V., CARLSON G.C., KOHL R.A.,** Assessment of the two Parameter Estimation Techniques for the Estimation of Soil Hydraulic Characteristics, *Soil Technology*, **5**, 143-149 (1992)
- REICHMAN G.A., DOERING E.J., BENZ L.C., FOLLET R.F.,** Construction and Performance of Large Automatic (Nonweighing) Lysimeters, *Transactions of the ASAE*, 1343-1352 (1979)
- REYENGA W., DUNIN F.X., BAUTOVICH B.C., RATH C.R., HULSE L.B.,** A Weighing Lysimeter in a Regenerating Eucalypt Forest : Design, Construction, and Performance, *Hydrological Processes*, **2**, 301-314 (1988)
- RIEKERK H.,** Lysimetric Evaluation of Pine Forest, *The Forest-Atmosphere Interaction*, B.A. Hutchison and B.B. Hicks (eds.), 293-308 (1983)
- ROSE C.W., STERN W.R.,** Determination of Withdrawal of Water From Soil by Crop Roots as a Function of Depth and Time, *Aust. J. Soil Res.*, **5**, 11-19 (1967)
- ROSS P.J., SMETTEM K.R.J.,** Describing Soil Hydraulic Properties with Sums of Simple Functions, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **1**, 57, 26-29 (1993)
- ROWSE H.R., STONE D.A., GERWITZ A.,** Simulation of The Water Distribution in Soil II. The Model for Cropped Soil and its Comparison With Experiment, *Plant and Soil*, **49**, 533-550 (1978)
- RUSSO D., BRESLER E., SHANI U., PARKER J.C.,** Analyses of Infiltration Events in Relation to Determining Soil Hydraulic Properties by Inverse Problem Methodology, *Water Resources Research*, **27**, 6, 1361-1373 (1991)
- RUSSO D.,** Determining Soil Hydraulic Properties by Parameter Estimation : On the Selection of a Model for the Hydraulic Properties, *Water Resources Research*, **34**, 3, 453-459 (1988)
- SETIAWAN B.I., NAKANO M.,** On The Determination of Unsaturated Hydraulic Conductivity from Soil Moisture Profiles and From Water Retention Curves, *Soil Science*, **156**, 6, 389-395 (1993)
- SIEGEL R., HOWEL J.R.,** Thermal radiation - Heat Transfer, 3^{ème} édition, Hemisphere Publishing Corporation

- SMITH K.A., MULLINS C.E., Soil Analysis Physical Methods, Books in Soils, Plants, and the Environment, New York University, 620 pages (1991)
- STOLTE J., FREIJER J.I., BOUTEN W., DIRKSEN C., HALBERTSMA J.M., VAN DAM J.C., VAN DEN BERG J.A., VEERMAN G.J., WOSTEN J.H.M., Comparison of Six Methods To Determine Unsaturated Soil Hydraulic Conductivity, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **58**, 1596-1603 (1994)
- SURUGUE J., Techniques générales du laboratoire de physique, volume II, 2^{ème} édition, Ed. du CNRS (1962)
- TAMARI S., BRUCKLER L., HALBERTSMA J., CHADOEUF J., A Simple Method for Determining Soil Hydraulic Properties in the Laboratory, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **57**, 642-651 (1993)
- TARDIEU F., Etat Structural, Enracinement et Alimentation Hydrique du Maïs III. Disponibilité des Réserves en Eau du Sol, *Agronomie (Paris)*, **7**, 279-288 (1987)
- TAYLOR H.M., KLEPPER B., Water Uptake by Cotton Root Systems : An Examination of Assumptions in The Single Root Model, *Soil Science*, **120**, 1, 57-67 (1974)
- TSENG P.H., JURY W.A., Simulation of Field Measurement of Hydraulic Conductivity in Unsaturated Heterogeneous Soil, *Water Resources Research*, **29**, 7, 2087-2099 (1993)
- VALIANTZAS J.D., SASSALOU A., Laboratory Determination of Unsaturated Hydraulic Conductivity Using a Generalized-Form Hydraulic Model, *Journal of Hydrology*, **128**, 293-304 (1991)
- VAN DEN HONERT T.H., Water Transport as a Catenary Process, *Faraday Soc. Discuss.*, **3**, 146-153 (1948)
- VAN GENUCHTEN M.TH., A Closed-Form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **44**, 892-898 (1980)
- VEREecken H., MAES J., FEYEN J., DARIUS P., Estimating The Soil Moisture Retention Characteristic From Texture, Bulk Density, and Carbon Content, *Soil Science*, **148** (6), 389-403 (1989)
- VERNIER P., Effet photoélectrique, *Universalis*, vol.?, 119-122
- WARRICK A.W., Inverse Estimations of Soil Hydraulic Properties with Scaling : One-Dimensional Infiltration, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **57**, 631-636 (1993)
- WENDROTH O., EHLERS W., HOPMANS J.W., KAGE H., HALBERTSMA J., WOSTEN J.H.M., Reevaluation of the Evaporation Method for Determining Hydraulic Functions in Unsaturated Soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **57**, 1436-1443 (1993)
- WESTMEIER W., The Fitting of Solid State Detector Spectra, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research A*, **242**, 437-442 (1986)
- WHISLER F.D., KLUTE A., MILLINGTON R.J., Analysis of Steady-State Evapotranspiration From a Soil-Column, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **32**, 167-174 (1968)
- WILLIAMS R.D., AHUJA L.R., NANEY J.W., Comparison of Methods to Estimate Soil Water Characteristics From Soil Texture, Bulk Density, and Limited Data, *Soil Science*, **153** (3), 172-183 (1992)

WOODING R.A., Steady Infiltration From a Shallow Circular Pond, *Water Resources Research*, **4** (6), 1259-1273 (1968)

YATES S.R., VAN GENUCHTEN M.TH., WARRICK A.W., LEIJ F.J., Analysis of Measured, Predicted, and Estimated Hydraulic Conductivity Using the RETC Computer Program, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **56**, 347-354 (1992)

ZAYANI K., VACHAUD G., ENNABLI N., Estimation of Unsaturated Hydraulic Conductivity from Inflow Data, *Journal of Hydrology*, **138**, 503-514 (1992)

ANNEXE 1 : APPROCHE ENERGETIQUE DU POTENTIEL

On considère le système formé par l'ensemble air-eau-solide pour une masse donnée de solide sec ($i \in (a, w, s)$)

La présentation du problème peut différer par le choix de l'échelle de description du phénomène (macroscopique ou microscopique, mélange ou phase) et par celui des variables indépendantes ; cependant, quelles que soient les options retenues, le point de départ commun est la formulation de la seconde loi de la thermodynamique, valable pour les systèmes ouverts ou fermés, et donnée par l'équation de GIBBS (écrite en un point de cote donnée)

$$dU = TdS - PdV + \sum_i \frac{\partial U}{\partial m_i} dm_i + \sum_j \bar{F}_j d\bar{x}_j \quad (1)$$

où U est l'énergie interne du système, S son entropie, P la pression extérieure appliquée au système, m_i la masse du constituant i de potentiel chimique

$$\mu_i = \left. \frac{\partial U}{\partial m_i} \right|_{S, V, x_j, m_{k \neq i}} \quad (2)$$

et où le dernier terme de la somme dans (1) représente le travail accompli par un champ de forces extérieures. Dans les développements qui suivent, on omet ce terme relatif aux forces extérieures ainsi que d'éventuels effets osmotiques, ce afin d'alléger l'écriture des relations et parce que ces termes resteraient de toutes façons inchangés au cours des différents calculs ; ils peuvent être éventuellement réintroduits une fois aboutis les calculs qui suivent.

Mais l'énergie interne n'est pas utilisable dans sa totalité d'un point de vue moteur ; dans ces conditions, la notion d'énergie utilisable diffère selon les conditions dans lesquelles la transformation se produit ; ainsi, pour une transformation isotherme et isobare, l'énergie utilisable est la somme de deux termes : la part de l'énergie du système qui n'est pas de nature thermique ($U - TS$) à laquelle il faut ajouter une énergie de dilatation-compression (PV) ; on définit ainsi l'énergie libre de GIBBS : $G = U + PV - TS$.

De plus la description du système d'un point de vue thermodynamique impose de choisir des variables indépendantes thermodynamiquement accessibles, c'est-à-dire des valeurs macroscopiques accessibles ou contrôlables par des mesures en laboratoire ; il s'avère alors que la fonction adéquate est une variation de l'énergie libre de Gibbs ; ce potentiel introduit par GROENEVELT et PARLANGE (1974) est défini par

$$G^* = U + PV - TS - \mu_a m_a \quad (3)$$

La différentielle de ce potentiel s'écrit aisément

$$dG^* = -SdT + VdP + \mu_s dm_s + \mu_w dm_w - m_a d\mu_a \quad (4)$$

En se plaçant à masse de solide m_s constante (c'est-à-dire que l'on travaille par gramme de matière solide ou encore, que l'on se place dans un référentiel lagrangien relatif au solide), la relation (4) devient

$$d\left(\frac{G^*}{m_s}\right) = -\tilde{S}dT + \tilde{V}dP + \mu_w dX - Yd\mu_a \quad (5)$$

où on a noté

$$\begin{aligned} \tilde{A} &= \frac{A}{m_s} \text{ pour toute grandeur } A \\ X &= \frac{m_w}{m_s} \text{ et } Y = \frac{m_a}{m_s} \end{aligned} \quad (6)$$

Le jeu de variables indépendantes choisi est alors la température T , la pression extérieure appliquée au système P , l'humidité pondérale X et le potentiel chimique de la phase air μ_a .

D'autre part, la différentielle du potentiel chimique du composant eau s'écrit, en fonction des variables thermodynamiques retenues

$$\begin{aligned} d\mu_w &= \left(\frac{\partial\mu_w}{\partial T}\right)_{P,X,\mu_a} dT + \left(\frac{\partial\mu_w}{\partial P}\right)_{T,X,\mu_a} dP + \\ &\quad \left(\frac{\partial\mu_w}{\partial X}\right)_{P,T,\mu_a} dX + \left(\frac{\partial\mu_w}{\partial\mu_a}\right)_{P,X,T} d\mu_a \end{aligned} \quad (7)$$

L'application des relations de MAXWELL dans (5) permet d'écrire

$$\left(\frac{\partial\mu_w}{\partial\mu_a}\right)_{T,P,X} = -\left(\frac{\partial Y}{\partial X}\right)_{T,P,\mu_a} \quad (8)$$

Pour exprimer $\left(\frac{\partial Y}{\partial X}\right)_{T,P,\mu_a}$, on suppose que

$$\tilde{V}_a = \tilde{V} - \tilde{V}_w - \tilde{V}_s \quad (9)$$

ceci revient à supposer que l'air est sans interaction avec les autres phases ; remarquons ici que c'est une hypothèse forte et qu'il n'est pas tout à fait correct d'employer le terme de phase dans la mesure où il faudrait normalement considérer le système comme une mixture à trois

composants et non dissocier ces composants en phases distinctes. On choisit de plus la loi des gaz parfaits comme équation d'état pour l'air. Dans ces conditions, on a

$$Y = \frac{m_a}{m_s} = \rho_a \frac{V_a}{m_s} = \frac{p_a M_a}{RT} \bar{V}_a \quad (10)$$

Or, pour un gaz parfait sans interaction, le potentiel dans le mélange étant égal au potentiel du corps pur dans le même état thermodynamique, on peut écrire

$$d\mu_a = \frac{RT}{M_a} \frac{dp_a}{p_a} - S_a dT \quad (11)$$

A température T et à potentiel μ_a constants, on a donc aussi p_a constant, ce qui permet d'écrire d'après (10) que

$$\left(\frac{\partial Y}{\partial \bar{V}_a} \right)_{T,P,\mu_a} = \frac{p_a M_a}{RT} \quad (12)$$

D'autre part, la différenciation de l'équation (9) conduit à

$$\left(\frac{\partial \bar{V}_a}{\partial X} \right)_{T,P,\mu_a} = \left(\frac{\partial \bar{V}}{\partial X} \right)_{T,P,\mu_a} - \frac{1}{\rho_w} \quad (13)$$

puisque \bar{V}_s qui est le volume physique occupé par le solide supposé incompressible est constant (le solide peut se réorganiser différemment mais le volume occupé reste le même).

Il ne reste qu'à expliciter

$$\left(\frac{\partial \bar{V}}{\partial X} \right)_{T,P,\mu_a} = \left(\frac{\partial \bar{V}}{\partial m_w} \right)_{T,P,\mu_a} = \bar{V}^w \quad (14)$$

(où \bar{V}^w est le volume partiel massique dans sa définition classique) pour obtenir finalement d'après (12), (13), et (14)

$$-\left(\frac{\partial Y}{\partial X} \right)_{T,P,\mu_a} = \frac{p_a M_a}{RT} \left[\frac{1}{\rho_w} - \bar{V}^w \right] \quad (15)$$

En reportant cette relation (15) dans (7) et en remplaçant $d\mu_a$ selon l'expression (11), à température T constante, on obtient

$$(d\mu_w)_T = \left(\frac{\partial \mu_w}{\partial P} \right)_{X,\mu_a} dP + \left(\frac{\partial \mu_w}{\partial X} \right)_{P,\mu_a} dX + \left[\frac{1}{\rho_w} - \bar{V}^w \right] dp_a \quad (16)$$

Si on applique maintenant (16) au cas du milieu indéformable, on a

$$\left(\frac{\partial\mu_w}{\partial P}\right)_{X,\mu_a} = 0 \quad (17)$$

c'est-à-dire que la pression de liquide est inchangée par toute pression extérieure appliquée sur l'ensemble (c'est la matrice solide qui supporte alors la charge extérieure) ; pour de l'eau supposée incompressible ($\rho_w = cste$) et n'interagissant pas avec les autres composants, le potentiel chimique s'écrit

$$\mu_w = \frac{p_w}{\rho_w} + f(T) \quad (18)$$

ce qui conduit, à température constante, en introduisant l'équation de LAPLACE, à

$$\left(\frac{\partial\mu_w}{\partial X}\right)_{P,\mu_a} dX = \frac{\partial}{\partial X} \left(\frac{p_a - P_{cap}}{\rho_w}\right)_{P,\mu_a} dX = -\frac{1}{\rho_w} dP_{cap} \quad (19)$$

avec $P_{cap} = p_a - p_w$ la pression capillaire ($P_{cap} = f(T, X)$ aux problèmes d'hystérésis près).

De plus, le volume de l'ensemble est fixe, on a donc $\bar{V}^w = 0$ (20)

D'où finalement en substituant dans (16) les développements (17), (19) et (20)

$$(d\mu_w)_T = \frac{-dP_{cap} + dp_a}{\rho_w} = \frac{dp_w}{\rho_w} \quad (21)$$

La pression de liquide est donc bien la force motrice.

ANNEXE 2 : OBTENTION DE L'EQUATION DE DARCY A PARTIR DES EQUATIONS MICROSCOPIQUES

L'équation classique de conservation de la quantité de mouvement pour la phase fluide s'écrit, en régime de Stokes (puisque les vitesses des fluides sont lentes)

$$\rho \frac{\partial \bar{v}}{\partial t} = \text{div} \bar{\sigma} + \rho \bar{f} \quad (1)$$

où \bar{f} représente la densité massique d'efforts extérieurs, et $\bar{\sigma}$ le tenseur des contraintes globales ; écrite en composantes, en distinguant la part de pression des contraintes visqueuses dans $\bar{\sigma}$, (1) devient

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho v_i) = -p_{,i} + \tau_{ij,j} + \rho f_i \quad (2)$$

Dans le cas où la densité massique d'efforts extérieurs dérive d'un potentiel Φ (dans le cas de l'eau dans le sol, il s'agit en fait du potentiel gravitaire ψ_g) et en assimilant la phase liquide à un fluide newtonien incompressible de viscosité dynamique μ pour lequel les équations de conservation de la masse et de loi de comportement donnent respectivement

$$v_{i,i} = 0 \text{ et } \tau_{ij} = \mu(v_{i,j} + v_{j,i}) \quad (3)$$

l'équation moyennée sur un Volume Élémentaire Représentatif (VER) s'écrit¹

$$\rho \frac{\partial \langle v_i \rangle}{\partial t} = -\langle \hat{p} \rangle_{,i} + \mu \langle v_i \rangle_{,jj} + h_i \quad (4)$$

avec

$$h_i = \frac{1}{V} \int_{A_{\text{liq./sol.}}} (-\hat{p} \delta_{ij} + \tau_{ij}) n_j dA$$

et $\hat{p} = p + \rho\Phi$, la pression motrice qui est l'équivalent pression de la somme du potentiel de pression (réduit à sa seule composante hydrostatique dans le cas du régime saturé) et du potentiel gravitaire ; n_j est la normale extérieure à la phase fluide et h_i représente la force volumique exercée par le solide sur le fluide (déduction faite du potentiel extérieur).

Pour un milieu de morphologie donnée et pour lequel la porosité ε est constante, on peut écrire

$$h_i = -\varepsilon \mu K_{ij}^{-1} \langle v_j \rangle \quad (5)$$

où K_{ij} est le tenseur perméabilité ne dépendant que de la morphologie.

¹ La notation $\langle \rangle$ indique une prise de moyenne classique sur le VER c'est-à-dire par unité de volume de milieu poreux tandis que celle avec exposant ($\langle \rangle^{\text{liq.}}$) correspond à une moyenne intrinsèque sur la phase fluide.

On a donc

$$\langle v_i \rangle = -\frac{K_{ij}}{\mu} \left[\langle \hat{p} \rangle_{,j}^{liq.} - \frac{\mu}{\varepsilon} \langle v_j \rangle_{,kk} + \frac{\rho}{\varepsilon} \frac{\partial \langle v_j \rangle}{\partial t} \right] \quad (6)$$

Or, une analyse d'ordre de grandeur des différents termes de cette équation permet d'écrire, pour des écoulements permanents,

$$\langle v_i \rangle = -\frac{K_{ij}}{\mu} \left[\langle \hat{p} \rangle_{,j}^{liq.} \right] \quad (7)$$

qui constitue la loi de DARCY introduite précédemment.

ANNEXE 3 : CALCULS DE LIMITES DE L'IMPEDANCE SOL-RACINE Z

1- VERIFICATION DE $Z \rightarrow Z_\infty$ pour $b \rightarrow \infty$

L'impédance Z est donnée par

$$Z = \{A' I_0(\alpha a) + B' K_0(\alpha a)\} - \frac{1}{cp} \frac{1}{\pi(b^2 - a^2)} \quad (1)$$

avec

$$A' = \frac{1}{k\alpha(2\pi a)} \frac{K_1(\alpha b)}{K_1(\alpha a) I_1(\alpha b) - K_1(\alpha b) I_1(\alpha a)} \quad (2)$$

$$B' = \frac{1}{k\alpha(2\pi a)} \frac{I_1(\alpha b)}{K_1(\alpha a) I_1(\alpha b) - K_1(\alpha b) I_1(\alpha a)}$$

sachant que

$$\lim_{z \rightarrow \infty} K_0(z) = \lim_{z \rightarrow \infty} K_1(z) = 0 \quad (3)$$

$$\lim_{z \rightarrow \infty} I_0(z) = \lim_{z \rightarrow \infty} I_1(z) = \infty$$

il vient immédiatement

$$\lim_{b \rightarrow \infty} A' = \lim_{b \rightarrow \infty} \frac{1}{k\alpha(2\pi a)} \frac{1}{K_1(\alpha a) \frac{I_1(\alpha b)}{K_1(\alpha b)} - I_1(\alpha a)} = 0 \quad (4)$$

$$\lim_{b \rightarrow \infty} B' = \lim_{b \rightarrow \infty} \frac{1}{k\alpha(2\pi a)} \frac{1}{K_1(\alpha a) - I_1(\alpha a) \frac{K_1(\alpha b)}{I_1(\alpha b)}} = \frac{1}{k\alpha(2\pi a)} \frac{1}{K_1(\alpha a)}$$

d'où

$$Z \xrightarrow{b \rightarrow \infty} \frac{K_0(\alpha a)}{k\alpha(2\pi a) K_1(\alpha a)} = Z_\infty \quad (5)$$

2- VERIFICATION DE $Z \rightarrow R$ pour $p \rightarrow 0$

On rappelle que

$$Z = \frac{1}{k\alpha(2\pi a)} \left\{ \frac{N}{D} \right\} - \frac{1}{cD\alpha^2\pi(b^2 - a^2)} \quad (6)$$

$$\text{où} \quad N = K_1(\alpha b)I_0(\alpha a) + K_0(\alpha a)I_1(\alpha b) \quad (7a)$$

$$D = K_1(\alpha a)I_1(\alpha b) - K_1(\alpha b)I_1(\alpha a) \quad (7b)$$

On utilise les premiers termes des développements limités des fonctions I_0 , K_0 , I_1 , et K_1

$$\begin{aligned} I_0(z) &= 1 + \frac{1}{4}z^2 + \frac{1}{64}z^4 \dots \\ K_0(z) &= -\left\{ \ln\left(\frac{1}{2}z\right) + \gamma \right\} I_0(z) + \frac{1}{4}z^2 + \frac{3}{2 \cdot 64}z^4 \dots \\ I_1(z) &= \frac{1}{2}z \left\{ 1 + \frac{1}{8}z^2 + \dots \right\} \\ K_1(z) &= \frac{1}{z} + \ln\left(\frac{z}{2}\right) I_1(z) - \frac{1}{4}z \left\{ -2\gamma + 1 + \left(-2\gamma + \frac{5}{2}\right) \frac{1}{8}z^2 \dots \right\} \end{aligned} \quad (8)$$

On en déduit les équivalents du numérateur N et du dénominateur D

$$N \underset{\alpha \rightarrow 0}{\sim} \frac{1}{\alpha b} + \alpha \left[\frac{a^2 - b^2}{4b} + \frac{b}{2} \ln\left(\frac{b}{a}\right) \right] + \alpha^3 \left[\frac{b^3}{16} \ln\left(\frac{b}{a}\right) + \frac{ba^2}{8} \ln\left(\frac{b}{a}\right) + \frac{ba^2}{16} - \frac{5b^3}{64} \right] \quad (9)$$

et

$$D \underset{\alpha \rightarrow 0}{\sim} \frac{1}{2} \left(\frac{b}{a} - \frac{a}{b} \right) + \alpha^2 \left[\frac{ab}{4} \ln\left(\frac{a}{b}\right) + \frac{b^3}{16a} - \frac{a^3}{16b} \right] \quad (10)$$

d'où l'expression de l'équivalent de l'impédance

$$\begin{aligned} Z \underset{\alpha \rightarrow 0}{\sim} \frac{b}{k\alpha\pi(b^2 - a^2)} \left[\frac{1}{\alpha b} + \alpha \left[\frac{a^2 - b^2}{4b} + \frac{b}{2} \ln\left(\frac{b}{a}\right) \right] + o(\alpha^3) \right] \times \\ \left[1 - \alpha^2 \frac{2ab}{b^2 - a^2} \left(\frac{ab}{4} \ln\left(\frac{a}{b}\right) + \frac{b^3}{16a} - \frac{a^3}{16b} \right) + o(\alpha^4) \right] - \frac{1}{k\alpha^2\pi(b^2 - a^2)} \end{aligned} \quad (11)$$

soit, après réduction,

$$Z \sim \frac{1}{k\pi(b^2 - a^2)} \left\{ \frac{a^2 - 3b^2}{8} - \frac{b^4}{2(b^2 - a^2)} \ln\left(\frac{a}{b}\right) \right\} = R \text{ du régime permanent} \quad (12)$$

3- VERIFICATION DE $Z \rightarrow 0$ pour $b \rightarrow a$

On écrit les fonctions I_v et K_v ($v=0, 1$) en αb sous forme d'un développement de TAYLOR ; on utilise de plus les relations suivantes liant les fonction dérivées aux fonctions de départ

$$\begin{aligned} I_1'(z) &= I_0(z) - \frac{1}{z} I_1(z) \\ K_1'(z) &= -K_0(z) - \frac{1}{z} K_1(z) \end{aligned} \quad (13)$$

desquelles on déduit

$$\begin{aligned} I_1''(z) &= I_1(z) + \frac{I_1(z)}{z^2} - \frac{1}{z} \left(I_0(z) - \frac{1}{z} I_1(z) \right) = I_1(z) \left(1 + \frac{2}{z^2} \right) - \frac{I_0(z)}{z} \\ K_1''(z) &= K_1(z) + \frac{K_1(z)}{z^2} + \frac{1}{z} \left(K_0(z) + \frac{1}{z} K_1(z) \right) = K_1(z) \left(1 + \frac{2}{z^2} \right) + \frac{K_0(z)}{z} \end{aligned} \quad (14)$$

On peut ainsi exprimer D et N en fonction de la seule variable αa^1

$$\begin{aligned} D &\sim K_1 \left\{ I_1 + (\alpha b - \alpha a) \left[I_0 - \frac{1}{\alpha a} I_1 \right] + \frac{(\alpha b - \alpha a)^2}{2} \left[I_1 \left(1 + \frac{2}{\alpha^2 a^2} \right) - \frac{I_0}{\alpha a} \right] \right\} \\ &- I_1 \left\{ K_1 - (\alpha b - \alpha a) \left[K_0 + \frac{1}{\alpha a} K_1 \right] + \frac{(\alpha b - \alpha a)^2}{2} \left[K_1 \left(1 + \frac{2}{\alpha^2 a^2} \right) + \frac{K_0}{\alpha a} \right] \right\} \end{aligned} \quad (15)$$

$$\begin{aligned} N &\sim I_0 \left\{ K_1 - (\alpha b - \alpha a) \left[K_0 + \frac{1}{\alpha a} K_1 \right] + \frac{(\alpha b - \alpha a)^2}{2} \left[K_1 \left(1 + \frac{2}{\alpha^2 a^2} \right) + \frac{K_0}{\alpha a} \right] \right\} \\ &+ K_0 \left\{ I_1 + (\alpha b - \alpha a) \left[I_0 - \frac{1}{\alpha a} I_1 \right] + \frac{(\alpha b - \alpha a)^2}{2} \left[I_1 \left(1 + \frac{2}{\alpha^2 a^2} \right) - \frac{I_0}{\alpha a} \right] \right\} \end{aligned} \quad (16)$$

¹ Afin d'alléger les écritures on a omis de mettre explicitement que toutes les fonctions sont à calculer en αa ; il faut donc lire : $I_v = I_v(\alpha a)$ et $K_v = K_v(\alpha a)$.

On en déduit pour Z

$$\begin{aligned} Z &\sim \frac{1}{k\alpha 2\pi a(\alpha b - \alpha a)} \left\{ \frac{\alpha b - \alpha a}{\alpha a} \left(1 + \frac{\alpha b - \alpha a}{2\alpha a} \right) \right\} = \frac{1}{k\alpha 2\pi a(\alpha b - \alpha a)} o(\alpha b - \alpha a)^2 \\ &\sim \frac{1}{k\alpha 2\pi a} o(\alpha b - \alpha a) \end{aligned} \quad (17)$$

La limite de Z est donc bien nulle pour une distance interraccinaire ($b-a$) tendant vers zéro.

ANNEXE 4 : CALCUL DE DENSITE RACINAIRE A PARTIR DE COMPTAGES D'IMPACTS

Négligeons dans un premier temps la tortuosité et appelons l la longueur d'une racine quelconque d'un plan horizontal de la cuve qui intercepte les tranchées verticales de cette cuve en deux points ; pour simplifier le calcul, la cuve est assimilée à un cercle (voir figure 1). La relation

$$\cos \theta = \frac{l}{2R} \quad (1)$$

permet de déterminer la valeur moyenne $\langle l \rangle$

$$\langle l \rangle = 2R \frac{1}{\pi} \int_0^{\pi} \frac{\pi}{2} - \frac{\pi}{2} \cos \theta d\theta \quad (2)$$

soit

$$\langle l \rangle = \frac{4R}{\pi} \quad (3)$$

En pondérant par un facteur τ prenant en compte la tortuosité, la densité racinaire peut alors s'écrire

$$L_a = \frac{n}{2} \langle l \rangle 2\pi R \frac{1}{\pi R^2} \tau = \frac{4n}{\pi} \tau \quad (4)$$

où n est le nombre d'impacts par unité de surface ; classiquement $\pi/2$ est une bonne approximation de τ et, dans ces conditions, on trouve

$$L_a = 2n \quad (5)$$

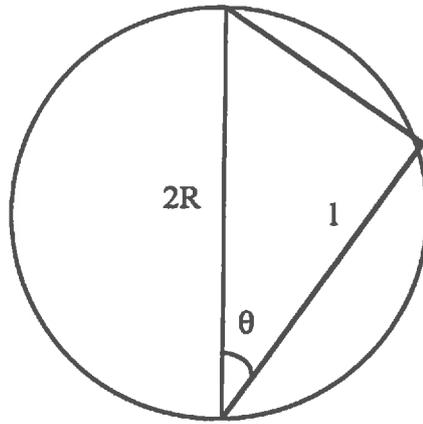


FIGURE 1- Détermination de la densité racinaire ; l est la longueur d'une racine d'un plan horizontal de la cuve (supposée circulaire de rayon R)

ANNEXE 5 : MODELE DE ZONE FISSUREE

Les équations du transport sont écrites dans chacun des milieux 1- le sol -, et 2- la fissure -, sous la forme

$$c_i \frac{\partial \psi_i}{\partial t} = k_i \left(\frac{\partial^2 \psi_i}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi_i}{\partial y^2} \right) \quad i = 1, 2 \quad (1)$$

où les ψ sont les écarts de potentiel au potentiel initial.

On note $\bar{\psi}$ la transformée de Laplace en temps de ψ et ψ^* la transformée de Fourier en espace de $\bar{\psi}$

$$\bar{\psi} = \mathcal{L}(\psi) = \int e^{-pt} \psi(t) dt \quad (2)$$

$$\psi^* = \int_0^L \bar{\psi} \sin(\alpha x) dx \quad (3)$$

où les α sont tels que $\alpha L = (2k + 1)\pi/2$.

Ces deux transformations sont appliquées successivement à l'équation (1) qui s'écrit alors pour un harmonique donné

$$\frac{d^2 \psi_i^*}{dy^2} - \left(\alpha^2 + \frac{p}{D_i} \right) \psi_i^* = -\frac{\alpha}{p} \psi_0 \quad (4)$$

où $\psi_0 = \psi_{imposé} - \psi_{ini}$ est la condition limite imposée en $x=0$.

La solution de (12) dans chacune des deux zones s'écrit

$$\begin{aligned} \psi_1^* &= \frac{(\alpha/p)\psi_0}{\alpha^2 + \frac{p}{D_1}} + A \operatorname{ch} \left[\sqrt{\alpha^2 + \frac{p}{D_1}} (y + e_1) \right] \\ \psi_2^* &= \frac{(\alpha/p)\psi_0}{\alpha^2 + \frac{p}{D_2}} + B \operatorname{ch} \left[\sqrt{\alpha^2 + \frac{p}{D_2}} (e_2 - y) \right] \end{aligned} \quad (5)$$

où les deux constantes A et B sont définies par les conditions de raccordement suivantes

$$\psi_1^* = \psi_2^* \quad \text{et} \quad \frac{d\psi_1^*}{dy} = \frac{d\psi_2^*}{dy} \quad \text{en } y = 0 \quad (6)$$

On calcule finalement la moyenne du potentiel selon une section (qui est la grandeur accessible par mesure gammamétrique)

$$\begin{aligned}\langle \psi_1^* \rangle &= \frac{(\alpha/p)\psi_0}{\beta_1^2} + \frac{1}{e_1 - e_1} \int_{e_1 - e_1}^0 A \operatorname{ch} \beta_1 (e_1 + y) dy \\ &= \frac{(\alpha/p)\psi_0}{\beta_1^2} + A \frac{\operatorname{sh}(\beta_1 e_1)}{\beta_1 e_1}\end{aligned}\quad (7)$$

$$\langle \psi_2^* \rangle = \frac{(\alpha/p)\psi_0}{\beta_2^2} + B \frac{\operatorname{sh}(\beta_2 e_2)}{\beta_2 e_2}$$

expressions dans lesquelles on a posé $\beta_i = \sqrt{\alpha^2 + \frac{p}{D_i}}$,

avec A et B définies par

$$\begin{aligned}A &= \frac{k_2 \beta_2 \operatorname{ch}(\beta_1 e_1) \operatorname{sh}(\beta_2 e_2) + k_1 \beta_1 \operatorname{ch}(\beta_2 e_2) \operatorname{sh}(\beta_1 e_1)}{\beta_1^2 \beta_2^2} \\ &= \frac{\alpha \psi_0 k_2 \beta_2 (1/D_1 - 1/D_2) \operatorname{sh}(\beta_2 e_2)}{\beta_1^2 \beta_2^2} \\ B &= \frac{k_2 \beta_2 \operatorname{ch}(\beta_1 e_1) \operatorname{sh}(\beta_2 e_2) + k_1 \beta_1 \operatorname{ch}(\beta_2 e_2) \operatorname{sh}(\beta_1 e_1)}{\beta_1^2 \beta_2^2} \\ &= \frac{-\alpha \psi_0 k_1 \beta_1 (1/D_1 - 1/D_2) \operatorname{sh}(\beta_1 e_1)}{\beta_1^2 \beta_2^2}\end{aligned}\quad (8)$$

Le retour dans l'espace temporel est réalisé en écrivant d'abord la fonction dans l'espace de Laplace comme la somme de k harmoniques de Fourier

$$\bar{\psi}_i = \frac{2}{L} \sum_k \psi_{i_k}^* \sin(2k+1) \frac{\pi x}{2L} \quad (9)$$

et en appliquant ensuite un retour de STEHFEST pour transformer la fonction de p en fonction du temps.

ANNEXE 6 : RESOLUTION NUMERIQUE AUX FORTES TENEUR EN EAU

On calcule l'équivalent asymptotique de la diffusivité pour des teneurs en eau réduites tendant vers l'unité ; cet équivalent s'écrit aisément sous la forme

$$D_{approx.}(\theta) = \frac{(1-m)}{m(\theta_s - \theta_r)} \frac{k_s}{\alpha} \left(\frac{1-\theta}{m} \right)^{-m} \quad (1)$$

On évalue alors la valeur de teneur en eau à partir de laquelle l'approximée de la diffusivité ne diffère plus que de 1% de la valeur exacte ; on trouve que cette condition est réalisée pour $\Theta_{limite} = 0.99999$. Pour calculer l'intégrale de D sur l'intervalle complet de teneur en eau, on somme alors l'intégrale exacte jusqu'à la borne Θ_{limite} et l'intégrale de la diffusivité approximée sur l'intervalle complémentaire $[\Theta_{limite} - 1]$:

$$\int_0^1 D(\Theta) d\Theta = \int_0^{\Theta_{limite}} D(\Theta) d\Theta + \int_{\Theta_{limite}}^1 D_{approx.}(\Theta) d\Theta \quad (2)$$

Cette intégrale est stockée sous forme tabulée dans un tableau pour n valeurs de teneurs en eau ; n est tel que l'avant-dernière valeur du tableau correspond à $\Theta_{n-1} < \Theta_{limite}$. Pour toute valeur de diffusivité devant être calculée à une teneur en eau comprise dans l'intervalle $[\Theta_{n-1} - 1]$, on impose

$$D(\Theta) = \left(\int_0^{l(=\Theta_n)} D(\Theta) d\Theta - \int_0^{\Theta_{n-1}} D(\Theta) d\Theta \right) / \Delta\Theta \quad (3)$$

de manière à conserver l'aire sous la courbe (qui est, comme nous l'avons montré, la paramètre fondamental).