

Couplage de mesures hyperfrequences en bande C et de modeles de transferts d'eau et de chaleur pour l'estimation du bilan hydrique sur sol nu

H. Witono

▶ **To cite this version:**

H. Witono. Couplage de mesures hyperfrequences en bande C et de modeles de transferts d'eau et de chaleur pour l'estimation du bilan hydrique sur sol nu. Sciences du Vivant [q-bio]. Ecole Nationale Supérieure Agronomique; Université de Rennes 1, 1988. Français. NNT : . tel-02857971

HAL Id: tel-02857971
https://hal.inrae.fr/tel-02857971

Submitted on 8 Jun 2020

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

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

E.N.S.A. de RENNES
Chaire de Génie Rural

UNIVERSITE de RENNES I
Section Agronomie

N° D'ORDRE : 11
SERIE : F
N° DE SERIE : 13

THESE

Présentée à :

L'ECOLE NATIONALE SUPERIEURE AGRONOMIQUE DE RENNES
(EN ASSOCIATION AVEC L'UNIVERSITE DE RENNES I)

pour obtenir

LE TITRE DE DOCTEUR-INGENIEUR EN SCIENCES AGRONOMIQUES
SPECIALITE : SCIENCES DU SOL ET DU BIOCLIMAT

par :

Hari WITONO

COUPLAGE DE MESURES HYPERFREQUENCES EN BANDE C ET DE MODELES DE TRANSFERTS D'EAU ET DE CHALEUR POUR L'ESTIMATION DU BILAN HYDRIQUE SUR SOL NU

(Préparée à la Station de Science du Sol de l'INRA
Centre de Recherches d'AVIGNON)

Soutenue le 28 Novembre 1988 devant le Jury composé de :

M.	J.	**DUCHESNE**	E.N.S.A.R.	Président
Mme.	T.	**LE TOAN**	C.E.S.R.	Rapporteur
M.	M.	**VAUCLIN**	I.M.G.	Examinateur
M.	L.	**BRUCKLER**	I.N.R.A.	Examinateur
M.	G.	**GUYOT**	I.N.R.A.	Examinateur
M.	A.	**MIZZI**	C.N.E.S.	Examinateur

RESUME

Ce travail analyse les performances du couplage entre des mesures hyperfréquences actives en bande C, et un modèle de transferts couplés d'eau et de chaleur. pour l'estimation du bilan hydrique sur sol nu.

Dans une première partie, on présente les bases théoriques d'un modèle mécaniste de transferts couplés d'eau et de chaleur. Ce modèle est calé et validé "*in situ*", sur une parcelle expérimentale de 0.1 ha, en conditions d'évaporation et d'infiltration. Après calage de la conductivité hydraulique en milieu non saturé, les résultats de la modélisation sont satisfaisants aussi bien pour la teneur en eau que pour la température.

Dans une deuxième partie, on analyse la signification physique de la "**teneur en eau superficielle du sol**" estimée à partir de mesures hyperfréquences. On analyse ainsi les relations entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la teneur en eau volumique (θ) mesurée sur une profondeur arbitraire, ou mesurée de la surface du sol jusqu'à la profondeur maximale de pénétration du signal radar. Enfin, on propose un algorithme général de calcul de la teneur en eau à la surface du sol à partir de mesures hyperfréquences.

Dans la dernière partie, on teste les résultats du couplage entre des mesures hyperfréquences et le modèle de transferts couplés : on compare les conséquences de différents modes d'estimation de la teneur en eau de surface à partir de mesures hyperfréquences sur la qualité du bilan hydrique restitué par le modèle, en phase d'évaporation ou d'infiltration. Les résultats montrent que les estimations du bilan hydrique sont en général faiblement biaisées en phase d'évaporation. Par contre, lorsque des phases d'évaporation et d'infiltration existent sur une période donnée, l'estimation du bilan hydrique est très sensible au nombre et la répartition des mesures hyperfréquences disponibles au cours du temps.

Mots clés : modèle, mesures hyperfréquences, bilan hydrique, teneur en eau de surface, évaporation, infiltration

REMERCIEMENTS

Je tiens à adresser ici mes sincères remerciements à Monsieur **P. Stengel**, directeur de la Station de Science du Sol de l'INRA centre de Recherche d'Avignon, pour son acceuil et les conseils qu'il a bien voulu m'apporter dans ce travail.

Je tiens à remercier Monsieur **L. Bruckler**, mon responsable de Recherche, pour sa disponibilité. Il m'a guidé et encouragé sans arrêt tout au long de ce travail en me permettant de le mener à terme.

Il m'est particulièrement agréable d'exprimer mes remerciements sincères à Monsieur **P. Bertuzzi** pour l'aide constante qu'il m'a apportée pour la mise en oeuvre des méthodes de mesures tout au long de ce travail, pour ses critiques constructives lors de la rédaction de ce mémoire.

Un grand merci à Monsieur **J.C. Gaudu** pour son aide technique et ses conseils rigoureux pendant toute l'expérimentation sur le terrain et en laboratoire.

Je remercie aussi toute l'équipe expérimentale (Y. Meynadier, M. Monjusiau, P. Rouet et B. Besse) pour les travaux de préparation du sol et la lutte quotidienne contre les mauvaises herbes...

Tous mes remerciements vont aussi à Monsieur **R. Guennelon** et Monsieur **G. Monnier** dont les critiques constructives pour la rédaction du manuscrit m'ont été utiles sur bien des points.

Monsieur **J. Duchesne**, professeur à l'Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Rennes m'a fait l'honneur d'accepter l'incription en doctorat et la présidence du Jury. Qu'il trouve ici l'expression de ma profonde gratitude.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance aux personalités qui ont bien voulu constituer le Jury de cette thèse : Monsieur **M. Vauclin** de l'Institut Mécanique de Grenoble, Monsieur **G. Guyot** de l'INRA Bioclimatologie d'Avignon, Monsieur **A. Mizzi** du Centre National d'Etudes Spatiales de Toulouse et Madame **T. Le Toan** du Centre d'Etude Spatiale des Rayonnements de Toulouse.

Enfin, je remercie aussi tous ceux du laboratoire de la Station de Science du Sol de L'INRA centre de Recherche d'Avignon, notamment F. Lafolie, P. Renault, J. Horoyan, B. Cabibel et A. Faure pour leur aimable acceuil pendant mon séjour à Avignon, et pour les parties de pétanque pendant mes quelques instants de repos, rarement accordés par mon responsable.

TABLE DES MATIERES

	Page
Liste des Figures	x
Liste des Tableaux	xix
Liste des Annexes	xxi
INTRODUCTION GENERALE	1
PREMIERE PARTIE	
CHAPITRE 1 : BASES PHYSIQUES DU MODELE DE TRANSFERTS COUPLES D'EAU ET DE CHALEUR ET PLAN D'EXPERIENCE *IN SITU*	5
INTRODUCTION	6
1. BASES PHYSIQUES DU MODELE DE TRANSFERTS COUPLES D'EAU ET DE CHALEUR	7
1.1. Principales hypothèses	7
1.2. Equations de base	10
1.3. Résolution numérique	15
1.3.1. Méthode de résolution	15
1.3.2. Structure et organigramme du modèle	16
2. EXPERIMENTATION	19
2.1. Caractéristiques générales du site expérimental	19
2.2. Mesures réalisées	20
2.2.1. Masse volumique sèche	20
2.2.2. Autres mesures	22
2.3. Estimation des propriétés hydrodynamiques et des coefficients de transferts	25
2.3.1. Propriétés hydrodynamiques	25
2.3.2. Conductivité thermique apparente ($\lambda*$)	36
2.3.3. Coefficient de diffusion en phase gazeuse (D_s)	41
CONCLUSION	45

CHAPITRE 2 : COMPARAISON MODELE/EXPERIENCE 46

INTRODUCTION 47

1. SITUATION INITIALE ET CONDITIONS AUX LIMITES 47

1.1. Situation initiale 47
1.2. Conditions aux limites 48
1.2.1. à la surface du sol (limite supérieure) 48
1.2.2. en profondeur (limite inférieure) 53

2. RESULTATS DE LA MODELISATION 54

2.1. Résultats avant calage 54
2.2. Calage du modèle 57
2.3. Validation du modèle 66

3. ANALYSE DES FLUX ET SIMPLIFICATION DU MODELE 69

3.1. Analyse des flux 69
3.1.1. Flux en phase liquide et en phase gazeuse 69
3.1.2. Gradient de potentiel vs gradient de température 71

3.2. Simplification du modèle de transferts couplés 71

CONCLUSION RELATIVE A LA PREMIERE PARTIE 79

DEUXIEME PARTIE

CHAPITRE 3 : BASES THEORIQUES RELATIVES AUX MESURES HYPERFREQUENCES ACTIVES 81

INTRODUCTION 82

1. BASES PHYSIQUES DE LA MESURE RADAR 82

1.1. Généralités 82
1.1.1. Réflexion de surface 82
1.1.2. Transmission et diffusion de volume 84

1.2. Equation Radar 85
1.2.1. Rappel sur la mesure radar 85
1.2.2. Section efficace de rétrodiffusion 87
1.2.3. Coefficient de rétrodiffusion radar 90

2. EFFET DE LA TENEUR EN EAU ET DE LA RUGOSITE SUR LE COEFFICIENT DE RETRODIFFUSION RADAR (σ_0) : Etude bibliographique 92

2.1. Réponse angulaire 92
2.2. Effet de la fréquence 94
2.3. Effet de la teneur en eau 94
2.4. Gamme d'incidence pour laquelle l'effet de la rugosité est minimisé 95
2.5. Configuration optimale 96

3. MODELISATION DE LA PROFONDEUR DE PENETRATION 100

3.1. Hypothèses du modèle 100
3.2. Description du modèle (Pausader, 1982) 101
3.2.1. Données générales 101
3.2.2. Décomposition de la transmission et de l'atténuation dans le sol 105

3.3. Mise en oeuvre du modèle 107
3.3.1. Sensibilité du modèle à l'épaisseur élémentaire de la couche 107
3.3.2. Rôle du profil hydrique sur la profondeur de pénétration du signal 109

CONCLUSION 117

CHAPITRE 4 : RESULTATS EXPERIMENTAUX 118

INTRODUCTION 119

1. DISPOSITIFS EXPERIMENTAUX 119

1.1. Site expérimental 119
1.2. Mesures radar 121
1.3. Mesures au Sol 124
1.3.1. Teneur en eau 124
1.3.2. Masse volumique sèche 125
1.3.3. Potentiel matriciel (h) 125
1.3.4. Rugosité 125

1.4. Echantillonnage 126
1.4.1. Mesure radar 127
1.4.2. Teneur en eau pondérale 130
1.4.3. Masse volumique sèche 132
1.4.4. Teneur en eau volumique 134

2. RESULTATS 137

2.1. Relation linéaire entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la teneur en eau volumique (θ) (cas d'une épaisseur de sol arbitraire) 137

2.2. Relations entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et le potentiel matriciel de l'eau du sol (h) 140
2.3. Prise en compte de la profondeur de pénétration 145
2.3.1. Résultats globaux 145
2.3.2. Conséquences sur les relations d'étalonnage 148
2.3.3. Relation empirique entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la profondeur de pénétration (δ) 154

2.4. Estimation de la teneur en eau volumique de surface à partir de mesures radar (σ_0) 154
2.4.1. Bases théoriques 156
2.4.2. Point de vue statistique 158
2.4.3. Résultats de l'estimation des profils hydriques à partir de mesures radar 165

CONCLUSION 186

TROISIEME PARTIE

CHAPITRE 5 : **COUPLAGE DU MODELE DE TRANSFERTS D'EAU ET DE CHALEUR AVEC DES MESURES HYPERFREQUENCES : Comparaison des algorithmes d'estimation de la teneur en eau de surface** 172

INTRODUCTION 173

1. SENSIBILITE DU MODELE A L'INCERTITUDE SUR LA SITUATION INITIALE ET SUR LES CONDITIONS A LA LIMITE SUPERIEURE 174

1.1. Estimation des incertitudes relatives à la situation initiale et aux conditions à la limite supérieure 174
1.2. Résultats 177

2. COUPLAGE DU MODELE DE TRANSFERTS COUPLES D'EAU ET DE CHALEUR AVEC DES TENEURS EN EAU VOLUMIQUES DEDUITES DE MESURES HYPERFREQUENCES 181

2.1. Mesures hyperfréquences disponibles 181
2.2. Estimation de la teneur en eau de surface à partir de mesures radar 183
2.2.1. Méthode 1 183
2.2.2. Méthode 2 185
2.2.3. Méthode 3 187

2.3. Couplage des estimations précédentes avec le modèle de transferts 191
2.3.1. Méthode 1 193
2.3.2. Méthode 2 204
2.3.3. Méthode 3 204

CONCLUSION 212

CHAPITRE 6 : COUPLAGE DU MODELE DE TRANSFERTS D'EAU ET DE CHALEUR AVEC DES MESURES HYPERFREQUENCES : Rôle du nombre et de la répétition des mesures au cours du temps 213

INTRODUCTION 214

1. PHASE D'EVAPORATION 215

2. PHASE D'EVAPORATION ET D'INFILTRATION 223

CONCLUSION 228

CONCLUSION GENERALE 229

BIBLIOGRAPHIE 233

ANNEXES 241

LISTE DES FIGURES

Numéro		Page
Figure 1.	Schéma du système physique multicoucheétudié	10
Figure 2.	Organigramme simplifié du modèle de tranferts couplés d'eau et de chaleur	17
Figure 3.	Profil de masse volumique sèche mesurée in situ	21
Figure 4a.	Plan du dispositif expérimental	22
Figure 4b.	Calendrier des mesures réalisées in situ au cours du temps	24
Figure 5.	Dispositif de caractérisation hydrodynamique	26
Figure 6a.	Relation h(θ) obtenue in situ (0–20 cm)	27
Figure 6b.	Relation h(θ) obtenue en laboratoire	28
Figure 7.	Infiltrabilité du sol en fonction du temps	30
Figure 8.	Exemple des profils de potentiel matriciel observés pendant la caractérisation hydrodynamique du site	33
Figure 9.	Estimation de la relation entre K(θ) obtenue selon le modèle 1 ou le modèle 2	34
Figure 10.	Conductivité thermique apparente estimée *in situ*	38
Figure 11.	Conductivité thermique apparente moyenne estimée *in situ* et en laboratoire	40
Figure 12.	Dispositif de mesure du coefficient de diffusion en phase gazeuse (Renault, 1988)	42
Figure 13.	Coefficient de diffusion en phase gazeuse en fonction de la porosité libre à l'air (d'après Bruckler et al., 1988)	43
Figure 14.	Situation initiale pour le potentiel matriciel (9 Juillet 1987 à 11^{h}30)	47
Figure 15.	Situation initiale pour la température (9 Juillet 1987 à 11^{h}30)	48

Figure 16.	Température de surface en fonction du temps (conditions à la limite supérieure)	49
Figure 17.	Exemple d'ajustement de profil hydrique expérimental par un modèle empirique pour obtenir la teneur en eau de surface (z = 0) (éq. 40)	50
Figure 18.	Distribution des résidus (teneur en eau pondérale) après ajustement selon le modèle empirique correspondant à l'équation (40) (n = 1100)	51
Figure 19.	Teneur en eau volumique de surface en fonction du temps (conditions à la limite supérieure)	52
Figure 20.	Profils hydriques moyens à 09h00 obtenus pendant les 6 premiers jours de mesures	54
Figure 21.	Profils thermiques moyens à 11h30 obtenus pendant les 6 premiers jours de mesures	55
Figure 22	Evaporations calculées par le modèle (versions "modèle 1" ou "modèle 2" avant calage) comparées avec l'évaporation mesurée	56
Figure 23.	Evaporations potentielle (Penman) et réelle mesurée et calculée par le modèle (après calage)	58
Figure 24a.	Comparaison entre la relation $K(\theta)$ estimée par calage du modèle de transferts couplés [modèle 3, éq. (42)] avec les valeur $K(\theta)$ mesurées *in situ*	59
Figure 24b.	Comparaison entre la relation $K(\theta)$ estimée par le modèle 1, modèle 2 et modèle 3	60
Figure 25.	Relation entre les teneurs en eau volumiques mesurées et calculées (après calage) par le modèle (profondeurs 0.5, 1.5 2.5, 3.5, 4.5, 5.5, 6.5, et 8.5 cm)	61
Figure 26.	Evolution des teneurs en eau volumiques au cours du temps : Comparaison entre les mesures et les résultats du modèle (après calage)	62
Figure 27.	Relation entre les températures mesuréeset calculées par le modèle (profondeurs : 1, 2, 5, 10, et 25 cm) (après calage)	64
Figure 28.	Evolution des températures au cours du temps; comparaison entre les mesures et les résultats du modèle (après calage)	65
Figure 29.	Evaporation et infiltration au cours du temps (phase de validation)	67

Figure 30.	Profils hydriques mesurés et calculés (a) phase de calage, (b) phase de validation avant pluie, (c) phase de validation après pluie	68
Figure 31.	Comparaison des flux relatifs en phase liquide et en phase gazeuse par rapport aux flux totaux	70
Figure 32.	Comparaison du rôle des gradients de potentiel et de température sur les flux en phase liquide et en phase gazeuse	72
Figure 33.	Sens des flux selon la période de la journé (phase gazeuse)	73
Figure 34.	Comparaison de l'évaporation calculée par le modèle de transferts couplés d'eau et de chaleur avec celle obtenue par le modèle simplifié (phase liquide isotherme)	74
Figure 35.	Evolution du rapport des gradients de potentiel en surface entre le modèle de transferts liquides isothermes et le modèle de transferts couplés d'eau et de chaleur	75
Figure 36.	Comparaison du modèle de transferts couplés et du modèle simplifié en conditions de flux	77
Figure 37.	Comparaison de l'évaporation et de l'infiltration calculées entre le modèle de transferts couplés d'eau et de chaleur et le modèle de transferts liquides isothermes (simulation)	78
Figure 38.	Schéma de différents comportements de réflexion d'un signal électromagnétique cohérent à l'interface sol/air, en fonction de la rugosité de surface	83
Figure 39.	Réflexion de surface et diffusion de volume d'un signal électromagnétique à l'interface air/sol	84
Figure 40.	Schéma du principe de la mesure Radar (réflexion, transmission et diffusion du signal)	86
Figure 41.	Schéma de la surface élémentaire participant à la rétrodiffusion lors de la mesure radar	88
Figure 42.	Comportement angulaire de la mesure radar pour différents états de surface et différentes humidité (Ulaby *et al.*, 1978; Ulaby *et al.*, 1982)	93
Figure 43.	Rôle de la teneur en eau sur le comportement angulaire de la mesure radar (Ulaby *et al.*, 1982)	95

Figure 44.	Relation "teneur en eau de sol–permittivité diélectrique" (Fréquence 1.1 GHz) (Ulaby *et al.*, 1982)	96
Figure 45	Effet de la fréquence sur la variation du coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) en fonction de l'angle d'incidence (Ulaby *et al.*, 1982)	97
Figure 46.	Relation empirique "coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) – teneur en eau dusol (θ)" (Ulaby *et al.*, 1982)	98
Figure 47.	Schéma de propagation d'un signal radar à travers un sol	101
Figure 48.	Relation entre l'épaisseur de la couche élémentaire (Δz) et la profondeur de pénétration (δ) (éq. 87) (5.3 GHz; 15°)	109
Figure 49.	Comparaison du rapport d'amplitude(E_n/E_0) entre le profil humide (A) et le profil sec (B)	111
Figure 50.	Relation entre la teneur en eau du sol et la profondeur de pénétration du signal radar (profil théorique uniforme)	113
Figure 51.	Mise en évidence du rôle de la forme du profil hydrique sur la profondeur de pénétration du signal radar	115
Figure 52.	Plan du dispositif expérimental	120
Figure 53.	Photographie de la grue et de la flèche portant le radar	122
Figure 54.	Schéma de la surface participant à la rétrodiffusion radar en fonction de l'incidence de mesure	123
Figure 55.	Relation entre le potentiel matriciel (h) et la teneur en eau (θ) du sol du site expérimental	126
Figure 56.	Maillage utilisé pour l'étude de la variabilité spatiale du site	130
Figure 57.	Semi–variogrammes pour la teneur en eau pondérale du sol du site expérimental	131
Figure 58.	Profils hydriques expérimentaux obtenus pendant la campagne de mesure	135

Figure 59. Coefficients de corrélation linéaire obtenus pour la relation entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la teneur en eau volumique (θ) du sol, en fonction de l'épaisseur d'échantillonnage de la teneur en eau 138

Figure 60. Relation entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la teneur en eau volumique (θ) pour une profondeur d'échantillonnage arbitraire (5.3 GHz; H–H) 139

Figure 61. Résidus obtenus après régression linéaire entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la teneur en eau volumique (θ) 0–5 cm (5.3 GHz; 15°; HH) 142

Figure 62. Relation entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et le potentiel matriciel (h) du sol (5.3 GHz; 15°; HH) 144

Figure 63. Profondeur de pénétration calculée pour des profils théoriques uniformes et expérimentaux non uniformes (5.3 GHz; 15 °; HH) 147

Figure 64. Relation entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la tener en eau volumique (θ) calculée sur une profondeur arbitraire 0–5 cm ou calculée de 0 à δ (0–δ cm). La flèche indique la direction du déplacement de point en passant de 0–5 cm à 0–δ cm (5.3 GHz; 15°; HH) 149

Figure 65. Rôle de la forme du profil hydrique sur la détermination de la teneur en eau entre la surface du sol et la profondeur de pénétration (δ) calculée 150

Figure 66. Ajustement non linéaire (polynôme de degré 2) entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la teneur en eauvolumique de la surface à la profondeur de pénétration ($\theta_{0-\delta}$) (5.3 GHz; 15°; HH) 151

Figure 67. Relation entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la profondeur de pénétration (δ) (polarisation HH) 155

Figure 68. Distributions calculées des pentes des relations "$\sigma_0 = f(\theta)$". La flèche indique la valeur obtenue en négligeant les erreurs de mesure (5.3 GHz; 15°; HH) 162

Figure 69.	Distributions calculées des ordonnées à l'origine des relations "$\sigma_0 = f(\theta)$". La flèche indique la valeur obtenue en négligeant les erreurs de mesure (5.3,GHz; 15°; HH)	163
Figure 70a.	Comparaison les teneurs en eau expérimentales et calculées par l'équation (95) (5.3 GHz; 15°; HH)	166
Figure 70b.	Comparaison les teneurs en eau expérimentales et calculées par l'équation (95) (5.3 GHz; 15°; HH)	167
Figure 71a.	Comparaison les profils hydriques expérimentaux et calculées par l'équation (95) (5.3 GHz; 15°; HH)	168
Figure 71b.	Comparaison les profils hydriques expérimentaux et calculées par l'équation (95) (5.3 GHz; 15°; HH)	169
Figure 72.	Evaporation cumulée au cours du temps liée à la variation de la situation initiale (traits discontinus) et modèle de référence (triangles)	178
Figure 73.	Evaporation cumulée au cours du temps liée à la variation des conditions à la limite supérieure (traits discontinus) et modèle de référence (triangles)	179
Figure 74.	Evaporation cumulée au cours du temps liée à la fois aux variations de la situation initiale et des conditions à la limite supérieure (traits discontinus) et modèle de référence (triangles)	180
Figure 75.	Evolution du coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) simulé au cours du tempsc	183
Figure 76.	"Teneurs en eau de surface" estimées par mesures hyperfréquences au cours du temps (méthode 1) et teneur en eau de surface réelle	185
Figure 77.	"Teneurs en eau de surface" estimées par mesures hyperfréquences au cours du temps (méthode 2) et teneur en eau de surface réelle	187
Figure 78.	Relation entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la teneur en eau volumique du sol (θ), pour les méthode 3a et 3b	189
Figure 79.	"Teneurs en eau de surface" estimées par mesures hyperfréquences au cours du temps (méthode 3) et teneur en eau de surface réelle	190
Figure 80.	Exemple de mauvaise estimation de la teneur en eau à la surface du sol (profil hydrique du 12 Juillet 1987 à 06^{h}00)	191

Figure 81a.	Evaporation cumulée au cours du temps (méthode 1a traits discontinus) et modèle de référence (triangles), en prenant en compte les erreurs de mesure et d'étalonnage	194
Figure 81b.	Evaporation cumulée au cours du temps (méthode 1b traits discontinus) et modèle de référence (triangles), en prenant en compte les erreurs de mesure et d'étalonnage	195
Figure 81c.	Evaporation cumulée au cours du temps (méthode 1c traits discontinus) et modèle de référence (triangles), en prenant en compte les erreurs de mesure et d'étalonnage	196
Figure 82a.	Evaporation cumulée au cours du temps (méthode 1a traits discontinus) et modèle de référence (triangles), en prenant en compte les erreurs de mesure	198
Figure 82b.	Evaporation cumulée au cours du temps (méthode 1b traits discontinus) et modèle de référence (triangles), en prenant en compte les erreurs de mesure	199
Figure 82c.	Evaporation cumulée au cours du temps (méthode 1c traits discontinus) et modèle de référence (triangles), en prenant en compte les erreurs de mesure	200
Figure 83a.	Comparaison entre les teneurs en eau volumiques calculées selon la méthode 1a et selon le modèle de référence (profondeur : 0.5,1.5, 2.5, 3.5, 4.5, 5.5, 6.5 et 8.5 cm)	201
Figure 83b.	Comparaison entre les teneurs en eau volumiques calculées selon la méthode 1b et selon le modèle de référence (profondeur : 0.5,1.5, 2.5, 3.5, 4.5, 5.5, 6.5 et 8.5 cm)	202
Figure 83c.	Comparaison entre les teneurs en eau volumiques calculées selon la méthode 1c et selon le modèle de référence (profondeur : 0.5,1.5, 2.5, 3.5, 4.5, 5.5, 6.5 et 8.5 cm)	203
Figure 84.	Evaporation cumulée au cours du temps (méthode 2 traits discontinus) et modèle de référence (triangles), en prenant en compte les erreurs de mesure	205
Figure 85.	Comparaison entre les teneurs en eau volumiques calculées selon la méthode 2 et selon le modèle de référence (profondeur : 0.5,1.5, 2.5, 3.5, 4.5, 5.5, 6.5 et 8.5 cm)	206

Figure 86.	Evaporation cumulée au cours du temps (méthode 3a traits discontinus) et modèle de référence (triangles), en prenant en compte les erreurs de mesure	207
Figure 87.	Comparaison entre les teneurs en eau volumiques calculées selon la méthode 3a et selon le modèle de référence (profondeur : 0.5,1.5, 2.5, 3.5, 4.5, 5.5, 6.5 et 8.5 cm)	208
Figure 88.	Evaporation cumulée au cours du temps (méthode 3b traits discontinus) et modèle de référence (triangles), en prenant en compte les erreurs de mesure	209
Figure 89.	Comparaison entre les teneurs en eau volumiques calculées selon la méthode 3b et selon le modèle de référence (profondeur : 0.5,1.5, 2.5, 3.5, 4.5, 5.5, 6.5 et 8.5 cm)	210
Figure 90.	Evolution des teneurs en eau de surface maximales, moyennes et minimales au cours du temps (phase d'évaporation)	216
Figure 91a.	Evaporation cumulée au cours du temps lorsque la teneur en eau maximale journalière à la surface du sol est utilisée comme conditions à la limite (traits discontinus) et modèle de référence (triangles)	217
Figure 91b.	Evaporation cumulée au cours du temps lorsque la teneur en eau proche de la moyenne journalière à la surface du sol est utilisée comme conditions à la limite (traits discontinus) et modèle de référence (triangles)	218
Figure 91c.	Evaporation cumulée au cours du temps lorsque la teneur en eau minimale journalière à la surface du sol est utilisée comme conditions à la limite (traits discontinus) et modèle de référence (triangles)	219
Figure 92a.	Comparaison entre les teneurs en eau volumiques calculées lorsque la teneur en eau maximale journalière à la surface du sol est utilisée comme conditions à la limite et celles correspondant au modèle de référence (profondeur : 0.5, 1.5, 2.5, 3.5, 4.5, 5.5, 6.5 et 8.5 cm)	220
Figure 92b.	Comparaison entre les teneurs en eau volumiques calculées lorsque la teneur en eau moyenne journalière à la surface du sol est utilisée comme conditions à la limite et celles correspondant au modèle de référence (profondeur 0.5,1.5, 2.5, 3.5, 4.5, 5.5, 6.5 et 8.5 cm)	221

Figure 92c.	Comparaison entre les teneurs en eau volumiques calculées lorsque la teneur en eau minimale journalière à la surface du sol est utilisée comme conditions à la limite et celles correspondant au modèle de référence (profondeur 0.5,1.5, 2.5, 3.5, 4.5, 5.5, 6.5 et 8.5 cm)	222
Figure 93.	Teneur en eau de surface simulée (z = 0) imposée (phases d'évaporation et d'infiltration)	223
Figure 94a.	Evaporation et infiltration cumulées pour différentes mesures de teneur en eau de surface disponibles au cours du temps (Tab. 26) et modèle de référence	225
Figure 94b.	Evaporation et infiltration cumulées pour différentes mesures de teneur en eau de surface disponibles au cours du temps (Tab. 26) et modèle de référence	226
Figure 94c.	Evaporation et infiltration cumulées pour différentes mesures de teneur en eau de surface disponibles au cours du temps (Tab. 26) et modèle de référence	227

LISTE DES TABLEAUX

Numéro		Page
Tableau 1.	Liste de symboles utilisés dans les équations de transferts couplés d'eau et de chaleur	8
Tableau 2.	Equations relatives aux transferts d'eau et de chaleur	11
Tableau 3.	Coefficients de transferts	11
Tableau 4.	Conditions initiales et aux limites	14
Tableau 5.	Variables et paramètres d'entrée et de sortie du modèle	18
Tableau 6.	Caractéristiques pédologiques du site expérimental	19
Tableau 7.	Analyse statistique des teneurs en eau obtenues par le modèle [$\theta_{cal} = f(\theta_{exp})$]	63
Tableau 8.	Analyse statistique des températures obtenues par le modèle [$T_{cal} = f(T_{exp})$]	65
Tableau 9.	Designation des bandes Radar utilisées en télédétection	87
Tableau 10.	Influence de l'épaisseur de la couche élémentaire sur la profondeur de pénétration	108
Tableau 11.	Variables intermédiaires pour le calcul de la profondeur de pénétration	112
Tableau 12.	Principales caractéristiques du Radar RAMSES II	121
Tableau 13.	Caractéristiques géométriques de la surface participant à la mesure radar (Fig. 54) en fonction de la fréquence (f) et de l'angle d'incidence (θ_i)	124
Tableau 14.	Description des états structuraux de surface au cours de la campagne de mesures	127
Tableau 15.	Gamme de variation des mesures radar realisées pendant la campagne de mesure (5.3 GHz; 15°; HH)	128
Tableau 16.	Valeurs minimale et maximale de l'écart–type et de la variance de la teneur en eau pondérale obtenues pendant la campagne de mesures (profondeurs 0–1, 0–2, 0–3, 0–4, 0–5, 0–6, 0–7 et 7–10 cm)	133

Tableau 17.	Masse volumique sèche mesurée pendant la campagne de mesures	134
Tableau 18.	Comparaison des paramètres de la régression linéaire entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la teneur en eau (θ) du sol, obtenus par plusieurs auteurs	141
Tableau 19.	Profondeurs de pénétration moyennes calculées et écart–types, teneurs en eau volumiques moyenne de la surface du sol à la profondeur de pénétration et écart–types pour les 17 séquences de mesures	146
Tableau 20a	Comparaison des paramètres des régressions linéaire et non linéaire pour la relation entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la teneur en eau du sol [profondeur arbitraire 0–5 cm ($\theta_{0\text{-}5}$), ou 0–δ cm ($\theta_{0-\delta}$)]	152
Tableau 20b	Comparaison des paramètres des régressions la relation entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la teneur en eau du sol [profondeur arbitraire 0–5 cm ($\theta_{0\text{-}5}$), ou 0–δ cm ($\theta_{0-\delta}$)]	153
Tableau 21.	Matrice de coefficient α_{ij} (éq. 93)	157
Tableau 22a	Teneur en eau volumique moyenne expérimentale	160
Tableau 22b	Ecart–type de la teneur en eau volumique expérimentale	161
Tableau 23.	Paramètres de la régression linéaire entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la teneur en eau volumique du sol pour une profondeur arbitraire donnée (15°; HH)	164
Tableau 24a	Moyennes et écart–types pour la situation initiale (potentiel matriciel)	175
Tableau 24b	Moyennes et écart–types pour les teneurs en eau volumiques de surface (conditions à la limite supérieure)	176
Tableau 25.	Récapitulation des méthodes d'estimation de la "teneur en eau de surface"	192
Tableau 26.	Fréquence et localisation des mesures de teneurs en eau de surface utilisées comme conditions à la limite supérieure (15 jours de simulation)	224

LISTE DES ANNEXES

Numéro		Page
Annexe 1.	Relations physiques de base pour le modèle de transferts couplés d'eau et de chaleur	242
Annexe 2.	Maillage utilisé pour la discrétisation du système	243
Annexe 3.	Composition minéralogique du sol étudié	244
Annexe 4.	Relations d'étalonnage des capteurs thermiques utilisés : $T_r = a \cdot T_c + b$ *	245
Annexe 5.	Droites d'étalonnage de la sonde neutronique pour deux horizons du sol étudié (0–15 cm et 15–110 cm)	246
Annexe 6.	Relation h(θ) obtenue in situ (profondeur 0–15 cm)	247
Annexe 7.	Paramètres d'ajustement de la relation "potentiel matriciel – teneur en eau volumique" selon la gamme de teneur en eau et la profondeur du sol	248
Annexe 8.	Paramètres d'ajustement de la relation "conductivité hydraulique –teneur en eau volumique" selon la forme analytique Mualem (1976) modifiée par Van Genuchten (1980)	249
Annexe 9.	Paramètres du modèle de la permittivité diélectrique d'un sol en fonction de la composition granulométrique (Hallikainen *et al.*, 1985)	250
Annexe 10.	Moyennes (μ) et écart–types (σ) de la teneur en eau volumique expérimentale (cm^3/cm^3)	251
Annexe 11.	Relation entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la teneur en eau volumique (θ) pour une profondeur d'échantillonnage arbitraire (0–5 cm) (4.5 GHz; HH) [( ) sol nu très fin; (○) sol nu fin; ( ) sol nu lisse fissuré; (●) sol nu peu rugueux]	253
Annexe 12.	Résidus obtenus après régression linéaire entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la teneur en eau volumique (θ) pour une profondeur d'échantillonnage arbitraire (0–5 cm) (4.5 GHz; 15°; HH)	254
Annexe 13.	Relation entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et le potentiel matriciel (h) du sol (4.5 GHz; 15°; HH)	255

Annexe 14.	Résultats du calcul de la profondeur de pénétration du signal radar sur les profils hydriques expérimentaux (5.3 GHz;15° ; HH)	256
Annexe 15.	Résultats du calcul de la teneur en eau volumique de la surface jusqu'à la profondeur de pénétration sur les profils hydriques expérimentaux (5.3 GHz, 15°, HH)	258
Annexe 16.	Profondeur de pénétration calculée pour des profils théoriques uniformes et expérimentaux (4.5 GHz; 15° ; HH)	260
Annexe 17.	Relation entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la teneur en eau volumique (θ) calculée sur une profondeur arbitraire 0–5 cm ou calculée de 0–δ cm. La flèche indique la direction de déplacement de point en passant de 0–5 cm à 0–δ cm (polarisation HH)	261
Annexe 18.	Ajustement non linéaire (polynôme de degré 2) entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la teneur en eau volumique de la surface à la profondeur de pénétration ($\theta_{0-\delta}$). (polarisation HH)	262
Annexe 19.	Relation entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la profondeur de pénétration (δ)	263
Annexe 20.	Distributions calculées des pentes des relations $\sigma_0 = f(\theta)$. La flèche indique la position de la valeur moyenne obtenue sans prendre en compte les erreurs de mesures.(4.5 GHz; 15° ; HH)	264
Annexe 21.	Distributions calculées des ordonnées à l'origine des relations "$\sigma_0 = f(\theta)$. La flèche indique la position de la valeur moyenne obtenue sans prendre en compte les erreurs de mesures (4.5 GHz; 15° ; HH)	265

INTRODUCTION GENERALE

La télédétection **hyperfréquence active** (radar) a fait l'objet de travaux de recherche importants depuis plus d'une décennie (Ulaby, 1974; Cihlar et Ulaby, 1975; Hirosawa *et al.*, 1978; Ulaby *et al.*, 1978; Bradley et Ulaby, 1981; Fluhr, 1981; Kim *et al.*, 1981; Bernard *et al.*, 1982; Pausader, 1982; Ulaby *et al.*, 1982; Bernard *et al.*, 1984; Dobson *et al.*, 1985; Kobayoshi et Hirosawa, 1985; Hallikainen *et al.*, 1985; Autret, 1987). L'intérêt de ce domaine spectral est justifié par la possibilité qu'il offre de s'affranchir de la couverture nuageuse, en travaillant aussi bien de jour que de nuit.

En ce qui concerne les sols nus, **les mesures hyperfréquences en bande C** sont particulièrement intéressantes pour toutes les études relatives au comportement hydrique des sols, puisque le signal rétrodiffusé est fortement corrélé à la teneur en eau des couches superficielles du sol sur une large gamme de teneur en eau, à condition toutefois de respecter une configuration de mesure clairement définie : les mesures hyperfréquences sont donc un moyen privilégié d'obtention d'indicateurs de l'état hydrique de la surface du sol, à des échelles allant de quelques m^2 (radar montés sur grue ou pylône) à des surfaces de l'ordre de l'hectare (systèmes aéroportés ou satellitaires).

Parallèlement, la modélisation du bilan hydrique sur sols nus constitue un thème important de la physique du sol internationale, aussi bien sur le plan de la recherche théorique qu'en vue d'applications pratiques particulières (suivi de réserves en eau du sol, drainage, irrigation, germination et levée des plantules, traficabilité, etc ...). Cette modélisation peut d'ailleurs présenter des options très différentes, allant de la mise au point de modèles purement statistiques, à celle de modèles mécanistes basés sur les lois élémentaires décrivant l'écoulement de l'eau en milieu non saturé. Pour notre part, nous nous placerons dans le cadre théorique général des modèles de transferts couplés d'eau et de chaleur dans le continuum "sol–atmosphère" (Penman, 1947; Mualem, 1976; Sophocleous, 1979; Milly, 1982; Schieldge *et al.*, 1982; Camillo *et al.*, 1983; Higuchi, 1984; Milly, 1984; Camillo et Gurney, 1986; Bruckler *et al.*, 1987a, Passerat *et al.*, 1988). En effet, ce cadre théorique nous semble le mieux à même de décrire de façon réaliste les processus déterminant le bilan hydrique sur sol. De plus, la mise au point d'un modèle décrivant l'ensemble des transferts couplés d'eau et de chaleur permet alors d'obtenir un **"modèle de référence"** à partir duquel il devient possible de tester rigoureusement le rôle d'hypothèses simplicatrices introduites

ultérieurement, et d'en évaluer le rôle vis–à–vis de l'estimation du bilan hydrique sur sol nu.

Généralement, la modélisation des transferts couplés d'eau et de chaleur dans le continuum **"Sol–Atmosphère"** juxtapose 2 étapes :

- d'une part, estimation du bilan radiatif et du bilan d'énergie à la surface du sol, et prise en compte des flux turbulents dans l'atmosphère pour estimer, à chaque instant, les flux de chaleur latente, de chaleur sensible et les flux conductifs dans le sol : ces flux sont alors utilisés comme **conditions aux limites** à la surface du sol.

- d'autre part, modélisation des transferts couplés d'eau et de chaleur dans le sol en utilisant les conditions aux limites précédemment calculées, et des méthodes numériques de résolution d'équations différentielles.

La première étape de ce travail (bilan d'énergie et calcul des flux de surface) n'est pas toujours simple, tant sur le plan théorique qu'expérimental (Passerat de Silans, 1987), et nécessite l'acquisition de données climatiques nombreuses avec des pas de temps courts.

Assi, **l'utilisation directe d'une variable d'état** (teneur en eau de surface) comme conditions à la surface du sol apparaît comme un moyen judicieux de **"court–circuiter"** l'estimation préliminaire des flux à la surface du sol. Les flux hydriques de surface deviennent alors des sorties du modèle et non plus des entrées de celui–ci. Dans cette optique, toute méthode de mesures de la teneur en eau de surface peut être envisagée pour coupler ces mesures avec des modèles d'estimation du bilan hydrique. Cette possibilité théorique intéressante a conduit certains auteurs à orienter des travaux de recherche allant dans ce sens (Cihlar et Ulaby, 1975; Price, 1980; Soer, 1980; Bernard *et al.*, 1981; Prevot *et al.*, 1984; Choudhury et Golus, 1988; Soares *et al.*, 1988).

Ce travail se propose d'analyser ce couplage dans le cas particulier où des mesures proviennent de données télédétectées obtenues par des **mesures hyperfréquences actives en bande C** qui présentent, comme nous l'avons vu, des avantages nombreux. Nous chercherons en particulier à donner une définition physique précise de **"la teneur en eau des couches superficielles du sol"** estimée

par mesures hyperfréquences. à quantifier le rôle du choix du modèle de transferts dans l'estimation du bilan hydrique, ou la propagation des erreurs depuis la mesure télédétectée jusqu'au bilan hydrique estimé.

Pour atteindre ces objectifs, nous adapterons la démarche suivante :

- La première partie sera consacrée à la mise au point. au calage, et à la validation "*in situ*" d'un modèle mécaniste de transferts couplés d'eau et de chaleur, prenant simultanément en compte les phases liquide et gazeuse. Nous comparerons également ce modèle relativement sophistiqué à une version simplifiée (transfert en phase liquide en condition isotherme). Dans tous ces modèles, nous utiliserons toujours la teneur en eau de surface comme conditions à la surface du sol.

- Dans une deuxième partie, nous chercherons à analyser dans quelle mesure les données hyperfréquences permettent d'accéder à cette teneur en eau de surface. Pour cela, nous nous efforcerons de préciser la notion de **"teneur en eau des couches superficielles"** estimée par mesure hyperfréquence en bande C.

- Enfin, nous aborderons, dans la 3ème partie, le couplage entre les teneurs en eau de surface estimées par mesures hyperfréquences et les modèles de transferts hydriques. Une attention particulière sera portée à la propagation des erreurs depuis la mesure radar jusqu'à l'estimation du bilan hydrique et au nombre de mesures disponibles au cours du temps pour estimer de façon satisfaisante un bilan hydrique réaliste sur sol nu.

PREMIERE PARTIE

CHAPITRE 1

BASES PHYSIQUES DU MODELE DE TRANSFERTS COUPLES D'EAU ET DE CHALEUR ET PLAN D'EXPERIENCE *IN SITU*

INTRODUCTION

La modélisation des transferts d'eau et de chaleur a fait l'objet de plusieurs travaux depuis les résultats théoriques de Philip et De Vries (1957) (Sasamori, 1970; Saugier, 1974; Rosema, 1975; Van Bavel et Hillel, 1976; Soer, 1980; Hechinger, 1979; Sophocleous, 1979; Lascano et Van Bavel, 1983; Milly, 1982; Recan, 1982; Camillo *et al.*, 1983; Brunet, 1984; Higuchi, 1984; Camillo et Gurney, 1986; Passerat de Silans, 1986; Bruckler *et al.*, 1987a). L'importance de ces travaux est justifiée par le fait que le cadre théorique général dans lequel s'insèrent les transferts couplés d'eau (phase liquide et phase gazeuse) et de chaleur, est d'une portée beaucoup plus générale que le cadre théorique strict des transferts liquides en conditions isothermes.

Dans ce cadre général, les différents travaux réalisés diffèrent les uns par rapport aux autres, aussi bien sur le plan expérimental (expérimentation en laboratoire ou *in situ*), que sur le plan des choix théoriques faits par les auteurs : d'une façon générale, les principales différences d'un modèle à l'autre proviennent de la prise en compte ou non des transferts en milieux **stratifiés**, du choix des **variables d'état** sur lesquelles est basée la modélisation (teneur en eau ou potentiel matriciel), de la prise en compte ou non **des flux en phase gazeuse**, de la prise en compte de **la stratification thermique de l'air** dans le calcul des flux turbulents à la surface du sol, des hypothèses plus ou moins simplifiées lors du calcul du bilan d'énergie à la surface du sol, et enfin, de la caractérisation plus ou moins complète des principaux coefficients de transferts dans le sol, ou d'échange dans l'atmosphère.

Pour notre part, les principaux choix réalisés dans la modélisation des transferts couplés d'eau et de chaleur sont les suivants : en choisissant comme variables d'état le potentiel matriciel (h) et la température (T) (traitement des milieux stratifiés en situation saturée ou non saturée), nous traiterons le cas où les conditions à la limite supérieure du système étudié (surface du sol) sont définies par des fonctions continues **h(t)** et **T(t)**. Ce choix délibéré est dû au fait que l'objet même de cette étude réside ***dans le couplage entre des estimations de teneur en eau (ou de potentiels matriciels) à la surface du sol avec des modèles déterministes décrivant les transferts hydriques.***

Cette partie sera basée sur l'utilisation d'un modèle de transferts couplés d'eau et de chaleur préexistant (Bruckler *et al.*, 1987a). En conséquence, nous ne

présenterons pas en détail les développements théoriques relatifs à la mise en équation du système à résoudre, et nous ferons plutôt porter notre effort sur l'expérimentation, l'estimation rigoureuse des coefficients de transferts, le calage et la validation du modèle proposé, ainsi que sur l'interprétation des principaux résultats obtenus.

1. BASES PHYSIQUES DU MODELE DE TRANSFERTS COUPLES D'EAU ET DE CHALEUR

1.1. Principales hypothèses

Les équations de base de transferts couplés d'eau et de chaleur sont fondées sur les principales hypothèses suivantes (les principaux symboles utilisés sont donnés dans le Tableau 1) :

H1. Le sol est non déformable. On se place donc dans le cadre classique et simplifié de la modélisation des transferts en milieu rigide.

H2. L'eau est incompressible et chimiquement pure.

H3. Il n'y a pas de source ni de puits de masse ou de chaleur dans le système [équations (6) et (7)],.

H4. La vapeur d'eau est assimilée à un gaz parfait.

H5. Les phases solide et fluide sont en équilibre thermique local.

H6. L'eau et sa vapeur sont en équilibre thermodynamique. Ceci implique que dans le domaine capillaire, la masse volumique de la vapeur est reliée à la pression capillaire par la loi de Kelvin.

H7. La pression totale de la phase gazeuse (air + vapeur d'eau) est constante et égale à la pression atmosphérique, en tout point du système et à chaque instant.

Tableau 1. Liste des symboles utilisés dans les équations de transferts couplés d'eau et de chaleur

Symbole	Nom	Unité
D_{va}	Diffusivité moléculaire de la vapeur d'eau dans l'air	(m^2/s)
g	Accéleration de la pesanteur	(m^2/s)
h	Potentiel matriciel de l'eau	(m)
K_s	Conductivité hydraulique à saturation	(m/s)
K	Conductivité hydraulique dans le domaine non saturé	(m/s)
M_z	Masse moléculaire de la vapeur d'eau	(kg/mole)
ϵ_a	Porosité libre à l'air	(cm^3/cm^3)
q	Flux dans le sol	$(kg/m^2 \cdot s$ ou $W/m^2)$
R	Constante des gaz parfaits	(8.32 J/mole·K)
T	Température	(K)
t	Temps	(s)
w	Teneur en eau pondérale	(kg/kg)
z	Coordonnée verticale	(m)
Γ_{hv}	Chaleur latente de vaporisation	(J/kg)
θ	Teneur en eau volumique	(m^3/m^3)
$\lambda*$	Conductivité thermique apparente	(W/m·K)
ρ	Masse volumique	(kg/m^3)
D_{hh}	Conductivité hydrique liée aux gradients de potentiel	(m/s)
D_{hT}	Diffusivité hydrique liée aux gradients de température	(m^2/s)

Tableau 1. (suite)

Symbole	Nom	Unité
D_{lh}	Conductivité hydraulique en milieu non saturé et non isotherme	(m/s)
D_{lT}	Diffusivité en phase liquide liée aux gradients de température	(m^2/s)
D_{vh}	Conductivité gazeuse isotherme	(m/s)
D_{vT}	Diffusivité gazeuse liée aux gradients de température	(m^2/s)
D_{Th}	Coefficient de transferts de chaleur lié aux gradients hydriques	(W/m^2)
D_{TT}	Conductivité thermique apparente	($W/m \cdot K$)
C_m	Capacité capillaire	
C_h	Capacité thermique volumique apparente	($J/m^3 \cdot K$)

Indices correspondants :
a : air
l : liquide
m : masse
v : vapeur
T : chaleur
h : potentiel matriciel

H8. Le transport de vapeur d'eau est décrit par la loi de Fick.

H9. Le transport d'eau adsorbée engendré par le gradient thermique (Kay et Groenvelt, 1974) est négligé.

Il est assez difficile a priori de hiérarchiser ces différentes hypothèses. Certaines sont probablement peu contraignantes (H4 par exemple), tandis que

d'autres peuvent affecter le coeur du processus physique étudié (H1, H5, ou H6 par exemple). Dans ce contexte, seule leur confrontation avec la réalité expérimentale nous permettra éventuellement de remettre en cause l'une ou l'autre de ces hypothèses.

1.2. Equations de base

La description mathématique des transferts présentée dans ce chapitre s'inspire du modèle de Philip et de Vries (1957). Nous exposerons de façon succincte les équations de base relatives à la description du modèle utilisé dans le cas monodimensionnel. Les principales équations décrivant le système physique étudié (Fig. 1) sont présentées dans les Tableaux 2, 3 et 4.

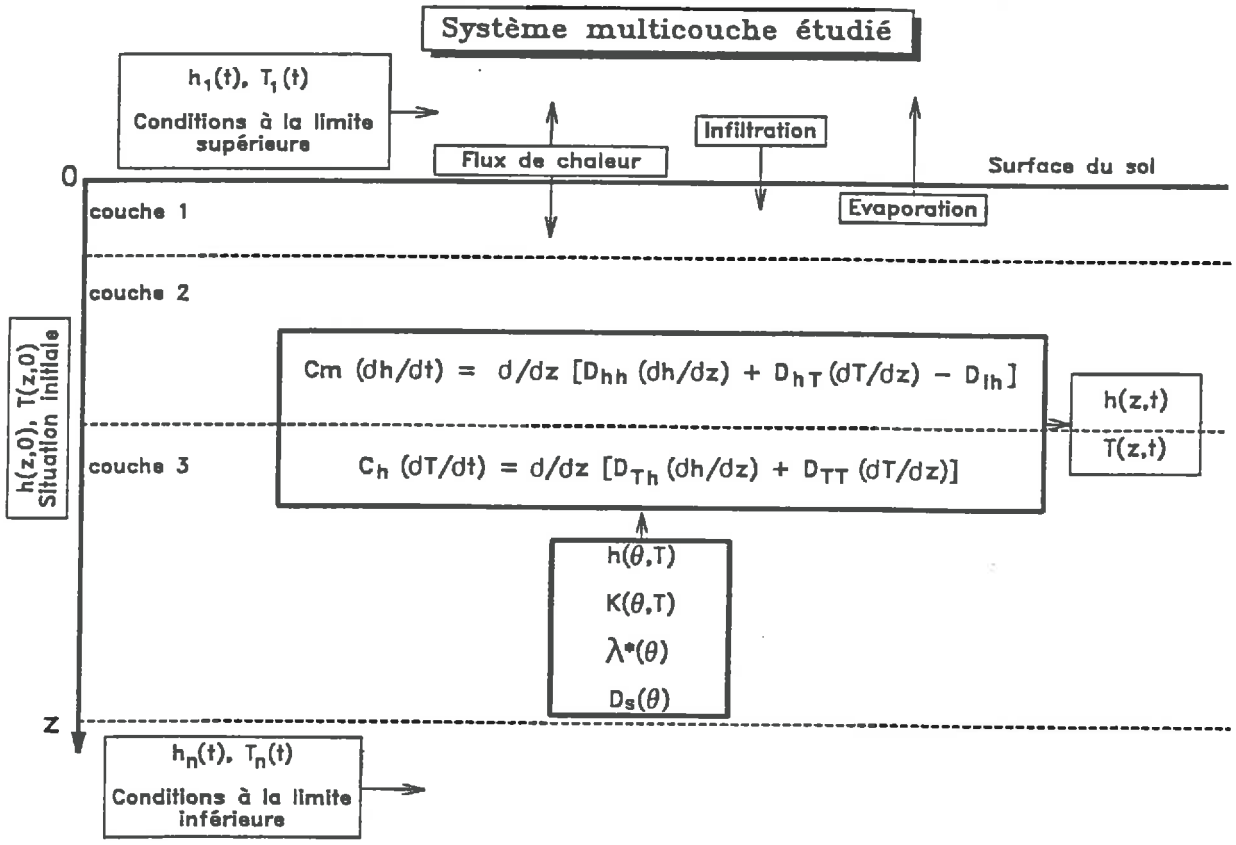


Figure 1. Schéma du système physique multicouche étudié

Tableau 2. Equations relatives aux transferts d'eau et de chaleur

Numéro	Description
	Equations de flux
(1)	$q_l = -\rho_l \left[D_{lh} \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1\right) + D_{lT} \frac{\partial T}{\partial z}\right]$
(2)	$q_v = -\rho_l \left(D_{vh} \frac{\partial h}{\partial z} + D_{vT} \frac{\partial T}{\partial z}\right)$
(3)	$q_m = q_l + q_v$
(4)	$q_m = -\rho_l \left(D_{hh} \frac{\partial h}{\partial z} + D_{hT} \frac{\partial T}{\partial z} - D_{lh}\right)$
(5)	$q_T = -D_{Th} \frac{\partial h}{\partial z} - D_{TT} \frac{\partial T}{\partial z}$
	Equations de flux en régime transitoire
(6)	$C_m \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_{hh} \frac{\partial h}{\partial z} + D_{hT} \frac{\partial T}{\partial z} - D_{lh}\right)$
(7)	$C_h \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_{Th} \frac{\partial h}{\partial z} + D_{TT} \frac{\partial T}{\partial z}\right)$

Tableau 3. Coefficients de transferts

Numéro	Description
	Transferts d'eau
	Conductivité hydrique liée aux gradients de potentiel :
(8)	$D_{hh} = D_{lh} + D_{vh}$
	Diffusivité hydrique liée aux gradients de température :
(9)	$D_{hT} = D_{lT} + D_{vT}$

Tableau 3. (suite)

Numéro	Description
	Conductivité hydraulique :
(10)	$D_{lh} = K(h,T)$
	Diffusivité en phase liquide liée aux gradients de température :
(11)	$D_{lT} = K(h,T) \frac{\partial h}{\partial T}\vert_h$
	Conductivité gazeuse isotherme :
(12a)	$D_{vh} = \frac{1}{\rho_l} (\epsilon_a) D_{va}(T) \frac{p_a}{p_a - p_v(h,T)} \frac{\partial \rho_l}{\partial h}\vert_T$
	ou :
(12b)	$D_{vh} = \frac{1}{\rho_l} f(\epsilon_a) D_{va}(T) \frac{p_a}{p_a - p_v(h,T)} (\frac{M_w}{RT})^2 g\, p_v(h,T)$
	Diffusivité gazeuse liée aux gradients de température :
(13a)	$D_{vT} = \frac{1}{\rho_l} f(\epsilon_a) D_{va}(T) \frac{p_a}{p_a - p_v(h,T)} \frac{\partial \rho_v}{\partial T}\vert_h$
	ou :
(13b)	$D_{vT} = \frac{1}{\rho_l} f(\epsilon_a) D_{va}(T) \frac{p_a}{p_a - p_v(h,T)} (\frac{M_w}{RT})^2 p_v(h,T)$
	$(\frac{\Gamma h_v}{T} + g \frac{\partial h}{\partial T}\vert_h - \frac{h}{T})$
	<u>Transferts de chaleur</u>
(14)	$D_{Th} = -\rho_l \Gamma_{hv} D_{vh}$
	Conductivité thermique apparente :
(15)	$D_{TT} = \lambda\star$

Tableau 3. (suite)

Numéro	Description
	Coefficients de stockage
	Transferts d'eau
	Capacité capillaire :
(16)	$C_m = \frac{\partial \theta}{\partial h}$
	Transferts de chaleur
	Capacité thermique volumique apparente :
(17)	$C_h = C\star(\theta)$

Les équations (1) à (5) correspondent aux équations de base décrivant les flux élémentaires (flux d'eau en phase liquide, flux d'eau en phase gazeuse et flux de chaleur), tandis que les équations ouplées, décrivant les transferts simultanés d'eau et de chaleur en régime transitoire et résultant de la combinaison des équations (1) à (5) et des équations de continuité pour l'eau et la chaleur, sont respectivement données par les équations (6) et (7).

On doit noter que le potentiel (h) est choisi comme variable descriptive du transfert de masse, contrairement à d'autres modélisations (Philip et de Vries, 1957; Luikov, 1966; Kay et Groenvelt, 1974, Bories *et al.*, 1978, Camillo *et al.*, 1983) utilisant la teneur en eau volumique ou pondérale. En raison du caractère continu du champ de pression, ce choix permet de modéliser le domaine saturé ou non saturé d'une part, les systèmes multicouches d'autre part.

Les différents coefficients de transfert correspondent respectivement :

(a) au transfert de l'eau lié aux gradients de potentiel en phase liquide [éq. (10)] ou gazeuse [éqs. (12a) et (12b)],

(b) au transfert de l'eau dans le sol lié aux gradients thermiques en phase liquide [éq. (11)] ou gazeuse [éqs. (13a) et (13b)] et

(c) au transfert de chaleur lié aux gradients de potentiel [éq. (14)] ou aux gradients thermiques [éq. (15)].

Tableau 4. Conditions initiales et aux limites

Numéro	Description
	Condition initiale
	Potentiel matriciel :
(18)	$h(z,0) = h(z),\ t=0,\ 0 \leq z \leq L$
	Température :
(19)	$T(z,0) = T(z),\ t=0,\ 0 \leq z \leq L$
	Condition aux limites
	Supérieure
	Potentiel matriciel :
(20)	$h(0,t) = h_1(t),\ t > 0$
	Température :
(21)	$T(0,t) = T_1(t),\ t > 0$
	Inférieure
	Potentiel matriciel :
(22)	$h(z_n,t) = h_n(t),\ t > 0$
	Température :
(23)	$T(z_n,t) = T_n(t),\ t > 0$

La capacité capillaire ainsi que la capacité thermique volumique du milieu sont données par les équations (16) et (17) respectivement. Les conditions aux limites (supérieure et inférieure) du système étudié sont décrites par les équations (20) à (23) du Tableau 4. Rappelons que l'on utilise la température et le potentiel matriciel du sol comme condition aux limites au lieu de conditions de flux à l'interface **"sol/atmosphère"** à partir du calcul du bilan radiatif et du bilan d'énergie à la surface du sol. Enfin, les principales relations physiques de base utilisées dans le modèle sont données par l'annexe 1.

1.3. Résolution numérique

1.3.1. Méthode de résolution

Les calculs consistent à résoudre les équations différentielles couplées (6) et (7), les inconnues étant la température (T) et le potentiel (h).

La résolution numérique de ce système est effectuée par une méthode d'approximation par éléments finis sur un domaine monodimensionnel vertical en ce qui concerne l'intégration spatiale, et selon un schéma implicite pour l'intégration temporelle. Cette méthode de calcul nécessite au préalable la connaissance de la situation initiale et des conditions aux limites supérieure (en surface) et inférieure (en profondeur) pour les deux variables inconnues (T) et (h) telles qu'elles ont été définies plus haut.

La discrétisation est obtenue en utilisant un maillage variable de 0.05 à 10 cm, très fin en surface, beaucoup plus lâche vers le centre, et légèrement plus resserré vers la cote inférieure (Annexe 2).

Le pas de temps du calcul, ajusté de façon automatique (entre 30 et 600 s) change selon l'importance des variations calculées entre 2 pas de temps pour les variables d'état (h) et (T). Ainsi, la nuit, où les flux sont peu importants et où les profils thermiques et hydriques varient très lentement, le pas de temps est plus élevé.

1.3.2. Structure et organigramme du modèle

Un programme informatique a été redigé en langage FORTRAN 77 (Bruckler *et al.*, 1987a) et actuellement implanté sur un ordinateur **CII–Honeywell Bull de type MINI–6.** Ce programme traite différents cas de conditions aux limites à la surface du sol et comprend 1 programme principal, 49 sous–programmes et 32 fonctions. L'organigramme simplifié du programme informatique est présenté sur la Figure 2, tandis que les principaux coefficients et variables d'entrée et de sortie sont présentés dans le Tableau 5.

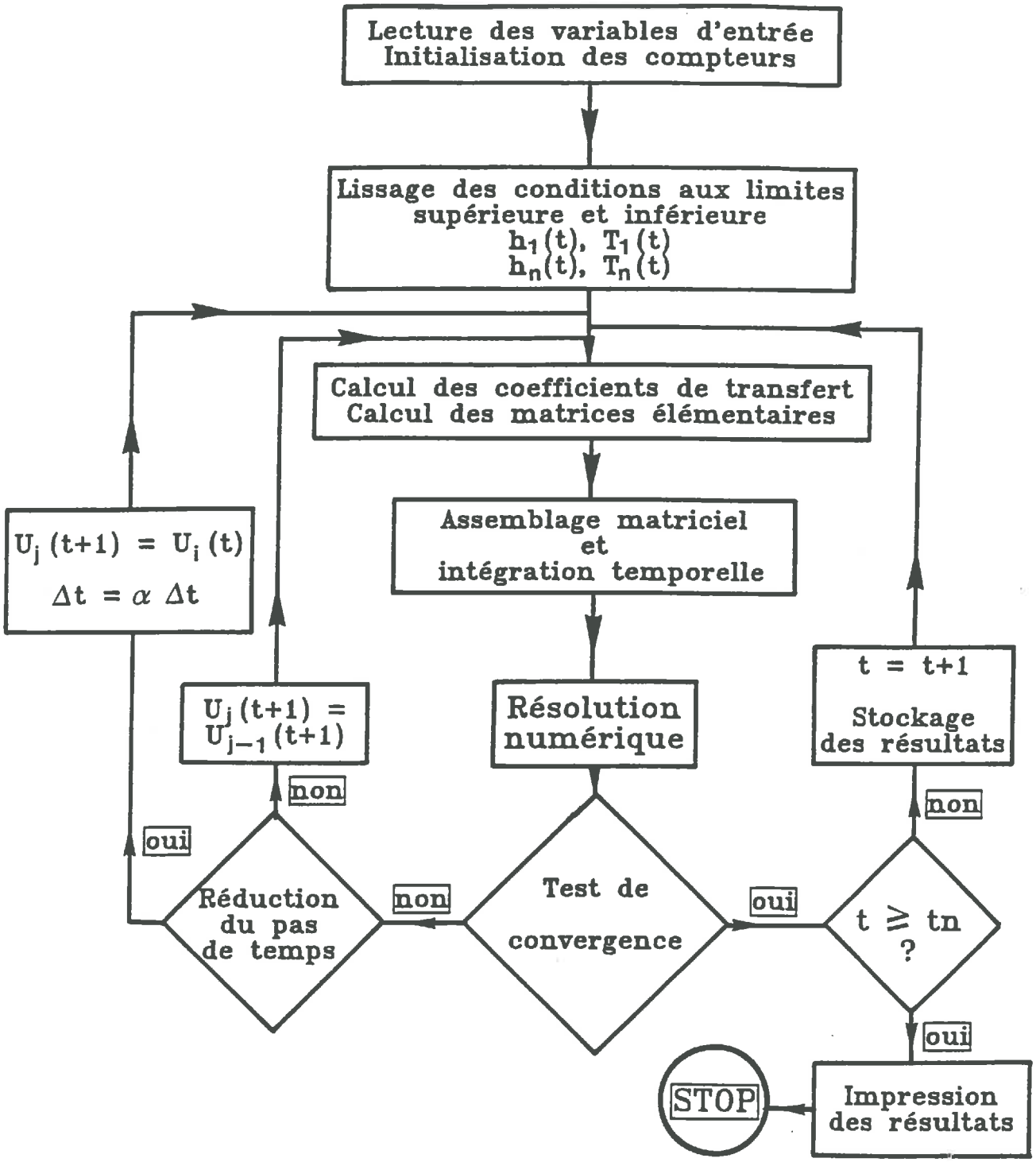


Figure 2. Organigramme simplifié du modèle de transferts couplés d'eau et de chaleur

Tableau 5. Variables et paramètres d'entrée et de sortie du modèle

Type de variable	Description
(i) Variables d'état	Potentiel matriciel (h) et température (T) du sol
(ii) Variables d'entrée	profils initiaux de potentiel matriciel $h(z,0)$ et de température $T(z,0)$
(iii)Conditions aux limites	–Conditions à la limite supérieure $h(0,t)$ et $T(0,t)$
	–Conditions à la limite inférieure $h(z_n,t)$ et $T(z_n,t)$
(iv) Paramètres	Coefficients de transferts : –conductivité hydraulique du sol $K(\theta,T)$
	–conductivité thermique du sol ($\lambda\star$)
	–coefficient de diffusion en phase gazeuse du sol $D_s(\epsilon)$
	–relation $h(\theta)$ et capacité capillaire $C(\theta)$
(v) Variable de sorties	–Evaporation et infiltration
	–Profils de potentiel matriciel, de température, et de teneurs en eau volumique et massique
	–Profils des composantes des flux de masse (q_m) et de chaleur (q_T) dans le sol

2. EXPERIMENTATION

2.1. Caractéristiques générales du site expérimental

Le site de mesure se situe au domaine St. Paul de l'INRA, Centre de recherche d'Avignon, sur une parcelle de sol nu (0.1 ha).

La campagne de mesure a été effectuée **du 9 au 17 Juillet 1987**, après un fort orage (50 mm) qui a dégradé l'état structural de surface. La surface se trouve alors être constituée d'une croûte de battance d'environ 4 mm d'épaisseur, fortement fissurée à l'état sec. Vers la fin de la campagne, la pluie est tombée à deux reprises (5.3 mm le 16/07 à 23^h00 et 32 mm le 17/07 à 21^h00).

Le sol du site est classé, selon la classification pédologique française, comme un sol peu évolué d'apport alluvial, de texture moyenne à fine (Anonymous, 1972). Il a une texture **"limono–argileuse"** et la composition granulométrique est présentée dans le Tableau 6. La composition minéralogique est donnée par l'annexe 3.

Tableau 6. Caractéristiques pédologiques du site expérimental

Numéro de couche	1	2	3
Profondeur (cm)	0–0.4	0.4–17	17–100
Masse vol. sèche moyenne (g/cm^3)	1.45	1.18	1.50
Teneur en argile (%)			27.2 ± 1.1
Teneur en limon (%)		61.7 ± 1.1	
Teneur en sable (%)		11.0 ± 0.9	
Teneur en matière organique (%)		1.70 ± 0.08	

D'après des études menées précédemment (Passerat de Silans, 1986; Bruckler *et al.*,1987a), la variabilité spatiale à l'échelle de la parcelle est assez faible en ce qui concerne la composition granulométrique (cv < 8%) ce qui est proche de l'ordre de grandeur des erreurs de mesure (cv < 5%) obtenues lors de la détermination de la composition granulométrique. La parcelle se présente donc comme globalement homogène du point de vue de cette composition granulométrique.

2.2. Mesures réalisées

2.2.1. Masse volumique sèche

Les masses volumiques sèches ont été mesurées par la méthode "gammadensimétrique" ayant une précision d'environ 0.03 g/cm^3 (Stengel *et al.*, 1986; Bertuzzi *et al.*, 1987a) aux cotes définies ci–après : 4, 6, 8, 10, 12, 15, 20, 25, 35, et 40 cm, avec 5 répétitions. Les profondeurs supérieures à 40 cm n'ont pas fait l'objet de mesures, les données correspondantes sont cependant disponibles avec la même méthode de mesure dans des travaux antérieurs (Passerat de Silans, 1986). Pour évaluer la masse volumique de la croûte de surface, on a utilisé une méthode d'enrobage à la paraffine (Monnier *et al.*, 1973; Stengel, 1984). Les résultats obtenus (Fig. 3) montrent que la variabilité est assez faible, sauf pour les profondeurs de 15 et 30 cm. La variabilité à 15 cm est probablement liée au passage de la zone travaillée à la zone non travaillée, qui se trouve entre 12 et 17 cm. La discontinuité à 30 cm peut correspondre à un ancien fond de travail du sol.

A partir de ces résultats nous avons été amené à schématiser le profil moyen de masse volumique par un système multicouche pour la modélisation des transferts hydriques et thermiques. En théorie, il est évidemment possible de définir autant de couches que l'on veut, mais chaque couche nécessite alors une caractérisation complète particulière de ses propres coefficients de transferts. Pour ne pas alourdir le travail d'analyse préliminaire de façon excessive, nous avons choisi de limiter à 3 le nombre maximal de couches, de façon suivante (Fig 3) :

1. Une couche de 0 à 0.4 cm correspondant à la croûte de battance avec une masse volumique sèche moyenne de 1.45 g/cm^3

2. Une couche de 0.4 à 17 cm correspondant à la zone travaillé avec une masse volumique sèche moyenne de 1.18 g/cm^3

3. Une couche de 17 à 100 cm correspondant au sous–sol non travaillé avec une masse volumique sèche moyenne de 1.50 g/cm^3

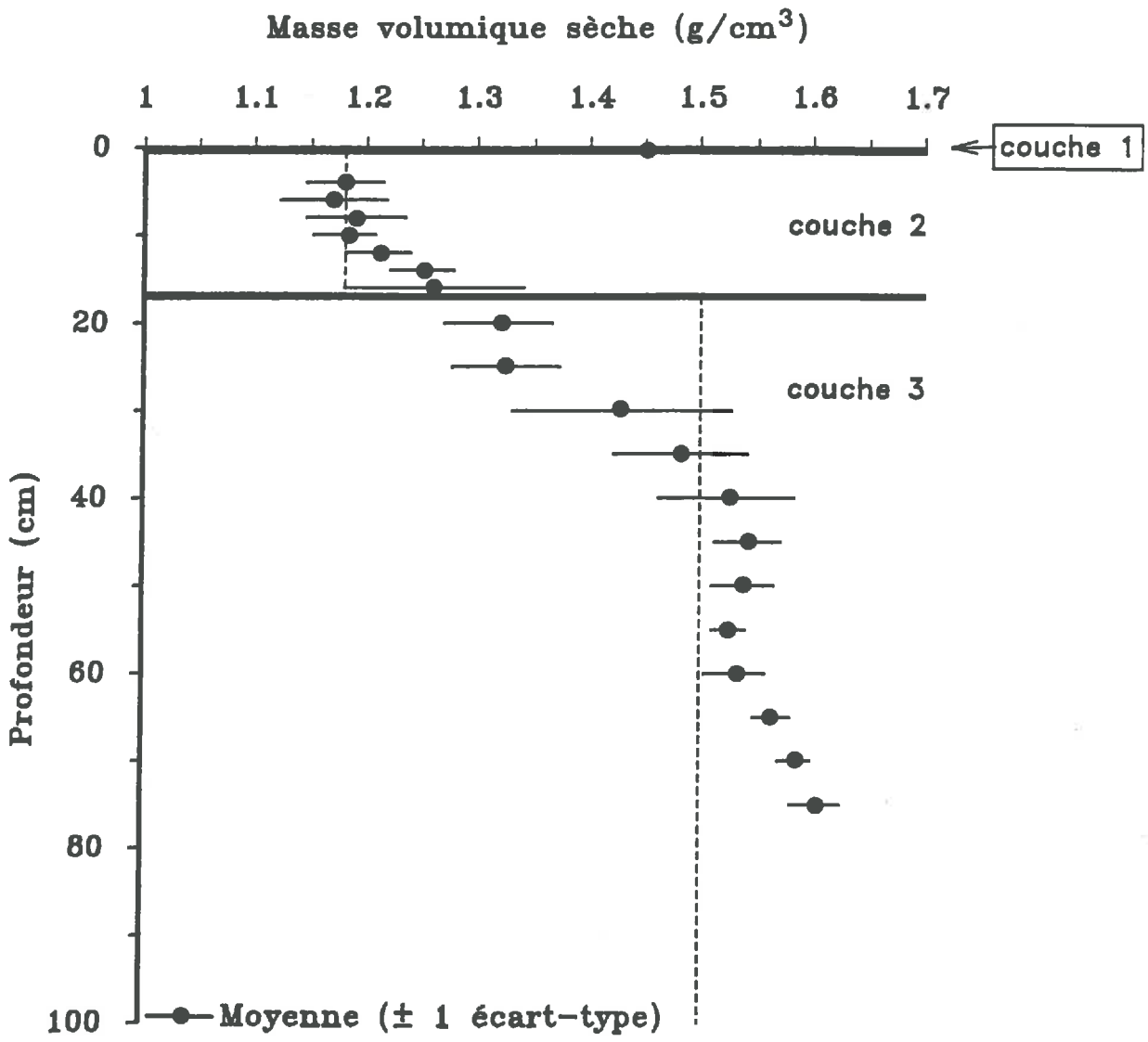


Figure 3. Profil de masse volumique sèche mesurée *in situ*

2.2.2. Autres mesures

Afin d'obtenir des mesures si possible spatialement indépendantes les unes des autres, 4 sites de mesures ont été implantés (Fig. 4a). Chaque site comprend: un tube d'accès pour sonde neutronique de 0 à 100 cm; 9 tensiomètres aux profondeurs 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80 et 100 cm reliés à des manomètres à mercure et 5 capteurs thermiques aux profondeurs 1, 2, 5, 10 et 25 cm. De plus, on a implanté un capteur thermique à 50 cm de profondeur et 9 capteurs thermiques supplémentaires pour la température de surface (T_s) en raison de l'absence de radiothermomètre au moment de l'expérimentation.

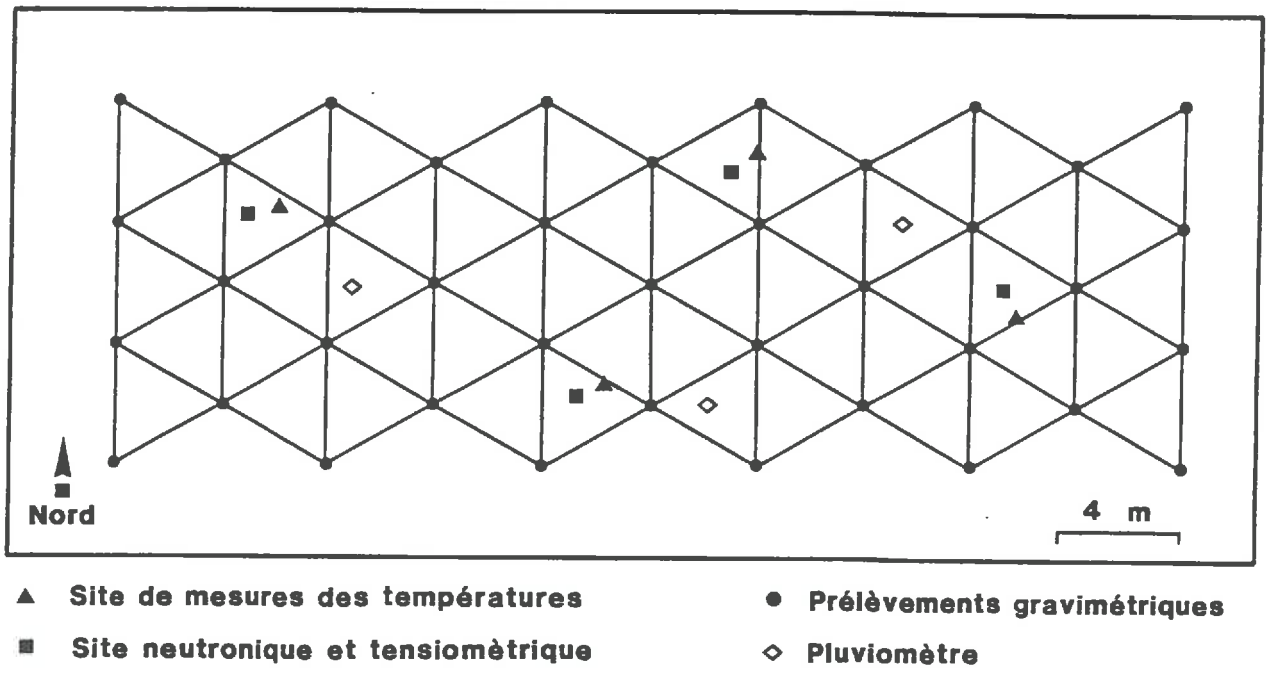


Figure 4a. Plan du dispositif expérimental

a. Température du sol

Un système d'acquisition automatique SAM 60 + micro–ordinateur compatible PC (Bel–Haj, 1987) est relié à tous les capteurs thermiques, permettant le stockage des données sur un support magnétique avec un pas de temps entre deux mesures de 0.25 h.

Au préalable, chaque capteur thermique a été étalonné en laboratoire. Pour ceci, on dispose d'un bain thermostaté permettant d'obtenir une température constante dans une gamme de 5 à 60 °C, et muni d'un thermomètre à mercure de précision. Les capteurs thermiques (sonde de platine), reliés à une centrale d'acquisition de données, sont placés dans ce bain thermostaté.

Après équilibre thermique, les températures mesurées par les capteurs sont mises en relation avec les températures de référence mesurées par le thermomètre de précision. Pour chaque capteur, cette relation est linéaire (Annexe 4).

b. Teneur en eau du sol

On distingue deux types de mesures pour la teneur en eau du sol : (i) à l'aide de la sonde neutronique, on mesure les profils de teneur en eau volumique de 10 à 100 cm par pas de 10 cm, et, (ii) pour augmenter la résolution des mesures près de la surface, on utilise la méthode gravimétrique classique. Cette mesure concerne les profondeurs 0–1, 1–2, 2–3, 3–4, 4–5, 5–6, 6–7, et 7–10 cm.

La fréquence de mesures est la suivante : Pour la méthode neutronique, on réalise les mesures une fois par jour à 09^{h}00, tandis que les prélèvements gravimétiques ont été faits 7 fois par jour pour les 3 premiers jours : 06^{h}00, 09^{h}00, 12^{h}00, 15^{h}00, 18^{h}00, 21^{h}00, et 24^{h}00. A partir du 4ème jour, les prélèvements sont réduits à 5 prélèvements par jour à 06^{h}00, 09^{h}00, 12^{h}00, 18^{h}00, et 24^{h}00.

De plus, les profondeurs 10–15, 15–20 et 20–25 cm font l'objet de prélèvements gravimétriques supplémentaires à 09^{h}00. Les prélèvements de 09^{h}00 ont été réalisés avec 10 répétitions, tandis que les autres ont été faits avec 4 répétitions. La disposition du site et le nombre de mesures sont présentées sur les Figures 4a et 4b respectivement.

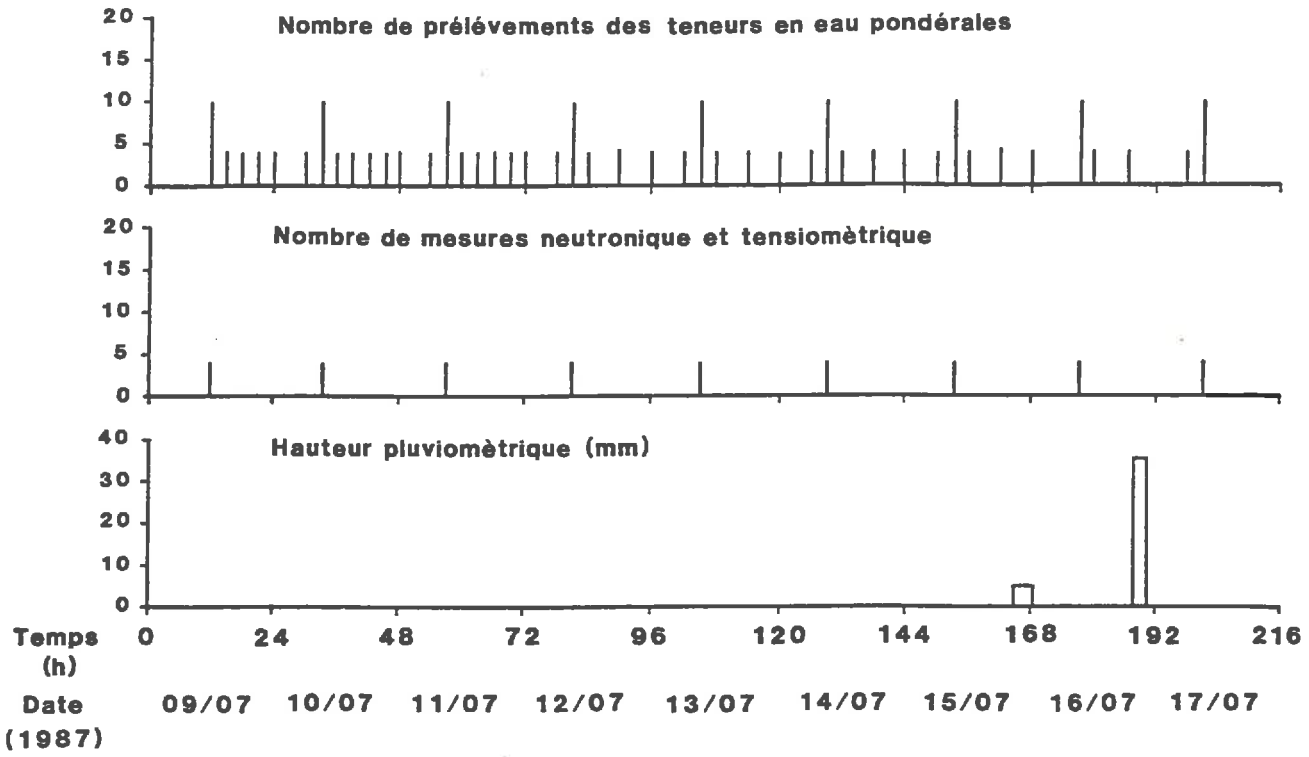


Figure 4b. Calendrier des mesures réalisées *in situ* au cours du temps.

L'étalonnage de la sonde neutronique est réalisé de la manière suivante : sur un site de mesure, un forage est réalisé. Sur la carotte de sol extraite, on prélève des échantillons de sol par tranches successives de 10 cm d'épaisseur, pour la mesure de la teneur en eau pondérale du sol. Un tube en aluminium est implanté dans le forage pour la mesure des profils de comptages neutroniques. Cette mesure est centrée sur la tranche de sol prélevée lors du forage.

Les teneurs en eau volumiques (θ) déduites de la teneur en eau pondérale (W) et de la masse volumique sèche (ρ_d), sont mises en relation avec les comptages neutroniques correspondants. Au préalable, ces comptages sont rapportés à des comptages mesurés dans un milieu standard (l'eau dans notre cas), de manière à définir un ratio de comptage (R_i).

Etant donné que la gamme de teneur en eau obtenue lors du premier forage n'est pas assez large, on refait au cours du temps des prélèvements de sol, à la tarière autour du tube (distance 75 cm), suivis par des comptages neutroniques.

L'analyse des résultats montre que l'on doit distinguer deux couches 0–15 cm et 15–110 cm. Les relations d'étalonnage sont présentées dans l'annexe 5, et les équations correspondantes sont les suivantes :

0–15 cm : $\theta = 1.038\ R_i - 0.391$, $r = 0.930$, $n = 14$, (24)

15–110 cm : $\theta = 0.994\ R_i - 0.397$, $r = 0.892$, $n = 116$, (25)

avec :

θ = teneur en eau volumique (cm^3/cm^3)

R_i = ratio des comptages neutroniques aux comptages de référence

c. Potentiel matriciel du sol

Les mesures de potentiel matriciel ont été faites en même temps que les mesures de teneur en eau volumique par la sonde neutronique. Ces mesures sont utilisées par la suite pour établir la position du plan de flux nul, permettant ainsi de calculer l'évaporation réelle. De plus, ces résultats permettent d'établir la relation "potentiel matriciel – teneur en eau [$h(\theta)$]" et d'estimer la relation "conductivité hydraulique – teneur en eau [$K(\theta)$]" par la méthode du plan de flux nul (Vachaud *et al.*, 1978).

2.3. Estimation des propriétés hydrodynamiques et des coefficients de transferts

2.3.1. Propriétés hydrodynamiques

a. Dispositif de mesures

Pour la caractérisation des propriétés hydrodynamiques du sol, un site spécifique supplémentaire a été implanté sur la parcelle. Le dispositif est constitué de deux cylindres métalliques concentriques enfoncés dans le sol jusqu'à une profondeur de 10 cm (Fig. 5). Les dimensions sont de 45 cm pour l'anneau

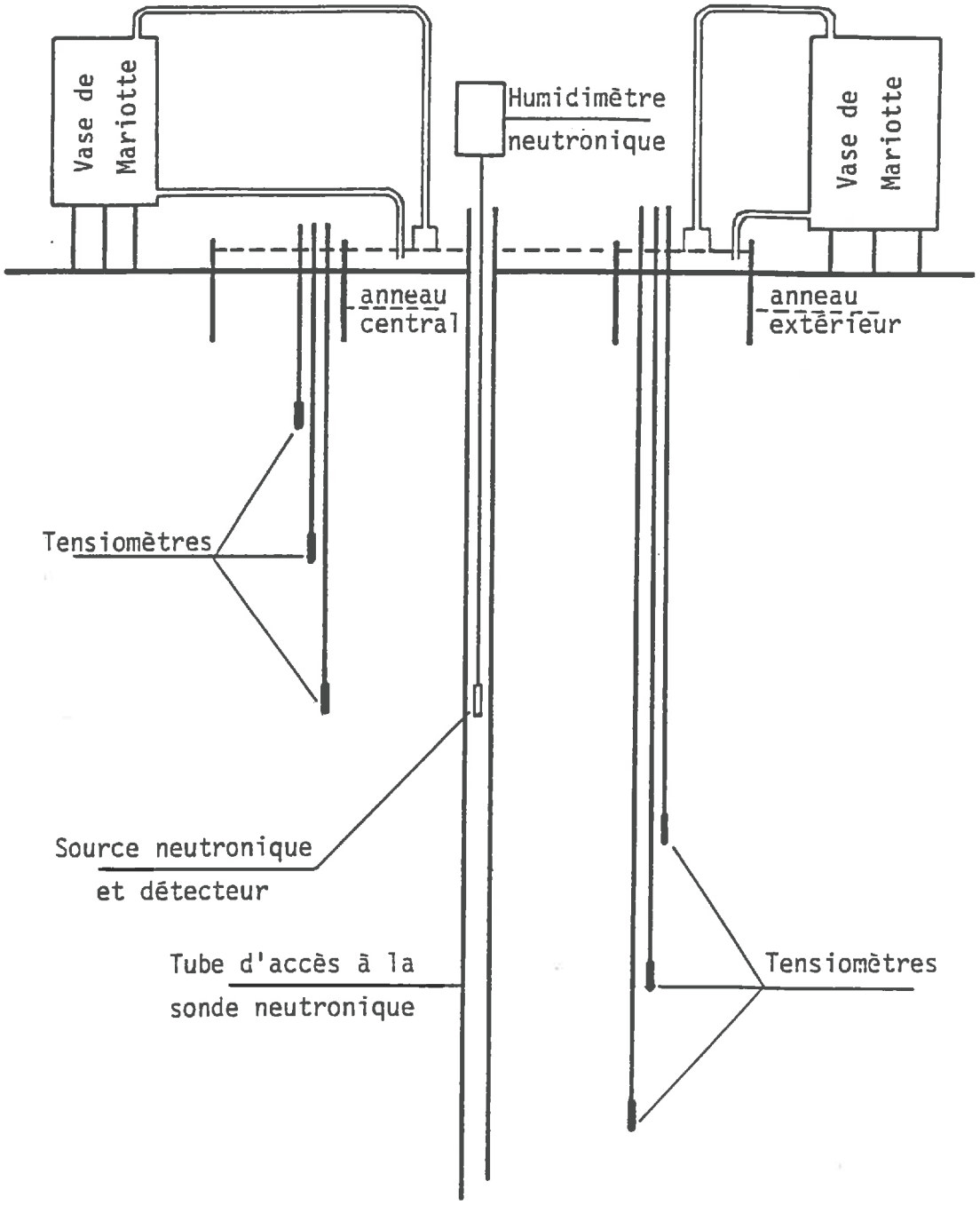


Figure 5. Dispositif de caractérisation hydrodynamique du site

intérieur, et de 90 cm pour l'anneau extérieur. Ce système de double anneau et ces dimensions sont destinés à assurer un écoulement essentiellement vertical pour l'anneau central (Touma, 1984). Un tube d'accès pour l'humidimètre

neutronique est placé au centre des anneaux. Des tensiomètres sont implantés à des distances de 30 à 40 cm du tube d'accès pour ne pas interférer avec la sphère d'influence de l'humidimètre neutronique.

Une série de mesures est réalisée comprenant 3 phases successives : la première phase est un essai d'infiltration permettant d'estimer la conductivité hydraulique à saturation (K_s). Les phases suivantes correspondent à des phases de redistribution (la surface du sol est recouverte d'une protection plastique) et d'évaporation (la protection plastique est supprimée) permettant, à la fois, de déterminer la relation expérimentale $h(\theta)$ et la relation $K(\theta)$ dans le domaine non saturé.

b. Résultats

(i) Relation "potentiel matriciel – teneur en eau" $h(\theta)$

Les évolutions spatio–temporelles du potentiel matriciel [h(z,t)] et de la teneur en eau volumique [θ(z,t)] permettent d'obtenir la relation $h(\theta)$. La Figure 6a montre les résultats obtenus dans la gamme tensiométrique pour l'horizon 15–110 cm, et l'annexe 6 ceux relatifs à l'horizon 0–15 cm.

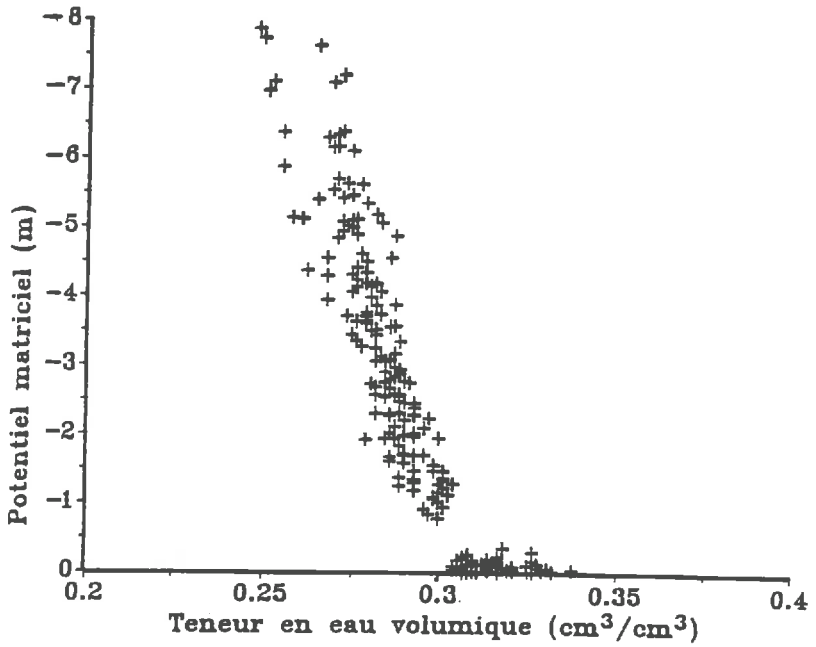


Figure 6a. Relation $h(\theta)$ obtenue *in situ* (profondeur :15–110 cm).

Ces figures montrent que les résultats obtenus in situ correspondant à la gamme de mesure tensiométrique coïncident avec une gamme restreinte de teneur en eau volumique (θ).

Pour élargir cette gamme, on a effectué des mesures supplémentaires en laboratoire en utilisant une presse Richards pour la gamme de potentiel de 0 à −165 m et des équilibres en phase gazeuse pour la gamme de potentiel de −165 m à −12 200 m (Fig. 6b).

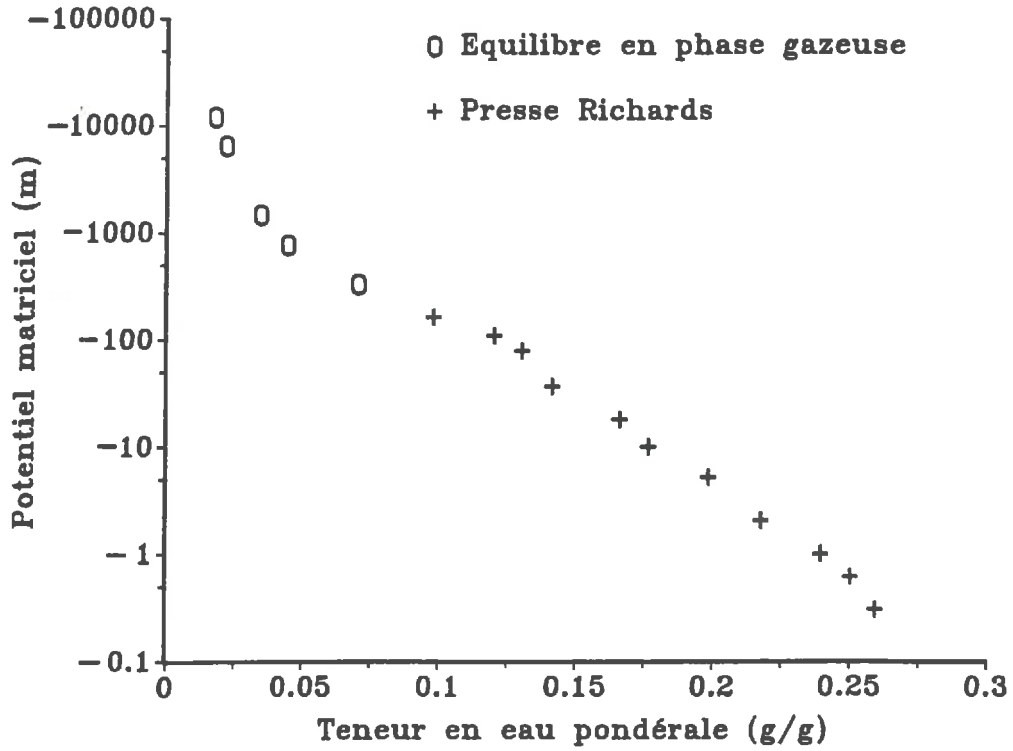


Figure 6b. Relation h(W) obtenue en laboratoire.

Aucune formulation analytique classique ne permet d'ajuster simultanément l'ensemble de ces données. Pour cela, on a ajusté, pour différents domaines de teneur en eau volumique, plusieurs relations analytiques, en adoptant la formulation donnée par Van Genuchten (1980) :

$$\frac{\theta - \theta_s}{\theta_s - \theta_r} = \left\{\frac{1}{1 + (a\ h)^n}\right\}^m \qquad (26)$$

avec : m : $1-(1/n)$,
θ_s : teneur en eau à saturation
θ_r : teneur en eau résiduelle
α,n : coefficients numériques

Les résultats de ces ajustements sont présentés dans l'annexe 7.

Remarques :

- Pour l'ensemble de ce travail, nous avons choisi comme unité de mesure du potentiel de l'eau le "mètre" que le Pascal, de façon à rester homogène avec les équations de transferts présentées plus haut (éqs. 6 et 7).

- Pour la couche la couche 1 (0–0.4 cm), la relation entre le potentiel matriciel (h) et la teneur en eau pondérale (W) est supposée identique à celle des autres horizons, la teneur en eau volumique (Θ) étant déduite de la teneur en eau pondérale et de la masse volumique sèche correspondante.

(ii) Conductivité hydraulique à saturation (K_s)

Comme nous l'avons dit, les mesures de conductivité hydraulique sont basées sur le système de double anneau décrit précédemment. Toute la surface des deux anneaux est recouverte par une lame d'eau d'un centimètre de hauteur environ, maintenue à niveau constant à l'aide de deux vases de Mariotte. L'apport d'eau est arrêté après une infiltration jusqu'à la cote z = 80 cm environ. La lame infiltrée en fonction du temps est mesurée dans l'anneau central. Ceci donne la loi d'infiltration expérimentale [I(t)]. Le flux d'eau infiltré (dI/dt) correspond à l'infiltrabilité instantanée du sol. La Figure 7 montre l'infiltrabilité du sol mesurée en fonction du temps.

De nombreuses expressions empiriques (Kostiakov, 1932; Horton, 1940), semi–empiriques (Smith, 1942) ou déterministes (Green et Ampt, 1911; Philip, 1957) ont été proposées pour décrire cette relation [dI/dt = f(t)]. Parmi ces expressions, celle de Philip (1957) :

$$\frac{dI}{dT} = A + \frac{S}{2\sqrt{t}} \qquad (27)$$

est la plus couramment utilisée, en raison de ses fondements théoriques et de sa simplicité . Dans cette relation A dépend de la conductivité hydraulique à saturation et S est la sorptivité du sol (Touma, 1984). La sorptivité du sol représente la plus ou moins grande capacité que possède celui–ci à absorber l'eau par capillarité. La théorie montre que ce paramètre dépend non seulement du sol, mais aussi des conditions initiales.

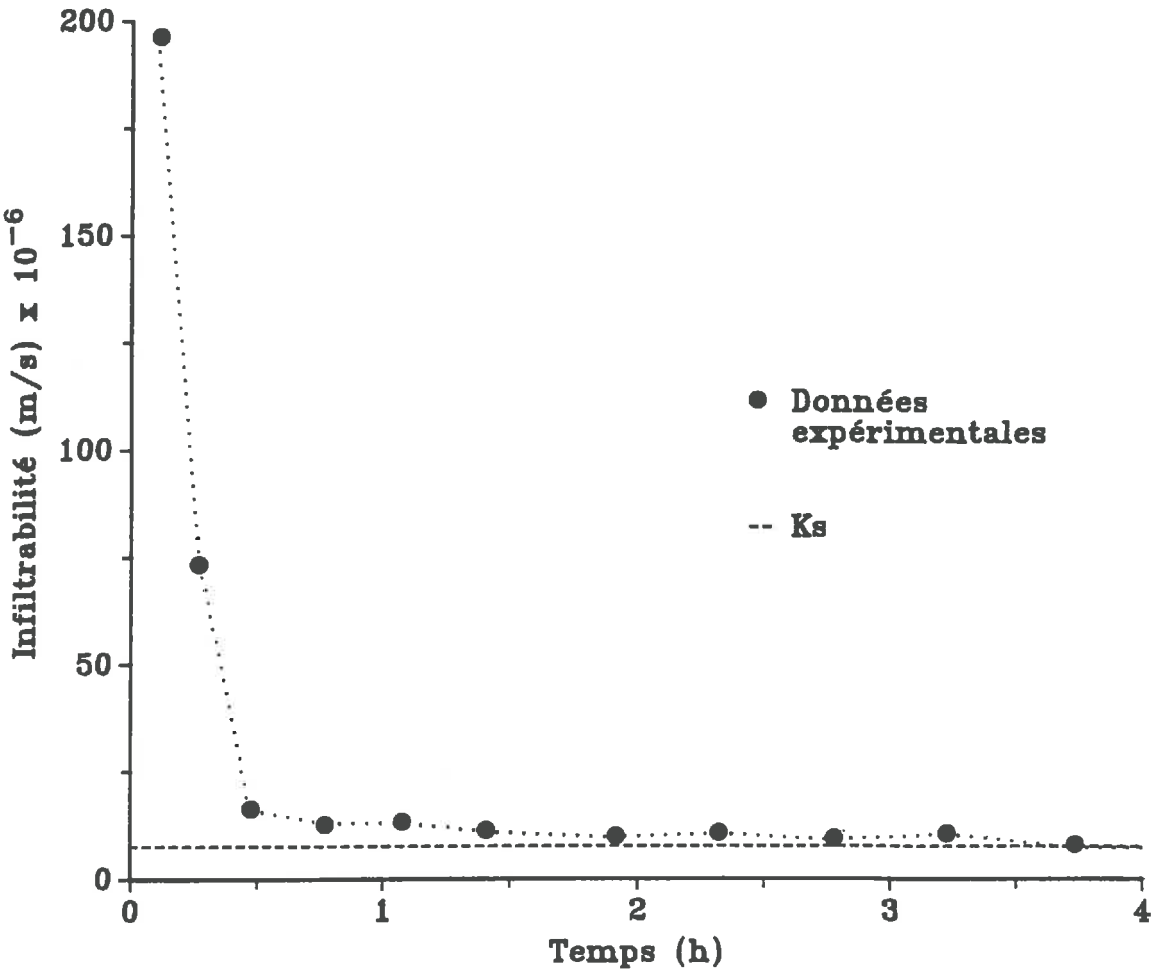


Figure 7. Infiltrabilité du sol en fonction du temps.

La Figure 7 montre que la décroissance de l'infiltrabilité est très rapide dans les 10 premières minutes. Ceci est probablement lié à la condition initiale

très sèche observée pendant l'essai. L'infiltrabilité devient sensiblement constante dès la quatrième heure, et a été estimée à $7.5 \cdot 10^{-6}$ m/s. Dans la suite de ce travail, nous assimilerons cette infiltrabilité à la conductivité hydraulique à saturation du sol pour chaque horizon. Ce faisant, nous négligerons l'effet des densités différentes des couches définies plus haut sur leur conductivité hydraulique à saturation, et nous reviendrons sur ce problème ultérieurement.

(iii) Conductivité hydraulique en milieu non saturé $K(\theta)$

Dans l'hypothèse d'un écoulement monodimensionnel vertical, la loi de Darcy et l'équation de continuité s'écrivent pour toute cote z :

$$q = -K(\theta)\left(\frac{dh}{dz} - 1\right) \tag{28}$$

ou

$$K(\theta) = -\frac{q}{(dh/dz) - 1} \tag{29}$$

et

$$\frac{d\theta}{dt} + \frac{dq}{dz} = 0 \tag{30}$$

L'équation (29) permet d'obtenir $K(\theta)$, à condition de connaître la densité du flux volumique (q) et le gradient de potentiel (dh/dz), à la même cote au même instant. L'intégration de l'équation (30) entre deux cotes z et z_1 donne :

$$q(z,t) - q(z_1,t) = -\frac{d}{dt}\int_{z_1}^{z} \theta(z,t)\, dz \tag{31}$$

Deux méthodes expérimentales sont possibles :

1. Méthode du drainage interne (Hillel et al., 1972; Vachaud *et al.*, 1978) : Dès la disparition de la lame d'eau à la fin de l'infiltration, la surface du sol est couverte par un plastique pour empêcher l'évaporation. Le suivi de la redistribution se fait donc avec une condition de flux nul à la surface. A la cote z, le flux sera donné à chaque instant par :

$$q(z,t) = -\frac{d}{dt}\int_0^z \theta(z,t)\, dz \qquad (32)$$

Le second membre de cette relation représente la variation du stock d'eau contenu entre la surface du sol et la cote z.

2. Méthode du plan de flux nul (Arya *et al.*, 1975; Vachaud *et al.*, 1978) : le suivi de la redistribution se fait en conditions naturelles, après avoir enlevé la couverture plastique (suite de la méthode de drainage interne). La surface du sol étant soumise à une évaporation, le flux sera ascendant dans les couches superficielles, alors qu'il sera descendant dans les couches profondes, en raison de la redistribution qui se poursuit (Fig. 8). La détermination à chaque instant du plan de flux nul permet alors l'application des équations (31) et (29).

La Figure 9a montre les résultats obtenus pour la profondeur 0–15 cm (les notations **"modèle 1"** et **"modèle 2"** seront développées dans le paragraphe suivant). On remarque que pour cette profondeur, les résultats sont peu nombreux. Ceci est inhérent à ces méthodes qui utilisent le tensiomètre pour la mesure du potentiel matriciel. Pour les autres profondeurs, les résultats sont donnés par la Figure 9b. Les difficultés rencontrées dans ces méthodes sont souvent dues à la précision de la sonde neutronique (précision de l'appareil de l'ordre de 0.02 à 0.03 cm^3/cm^3) pour suivre la variation de stock d'eau.

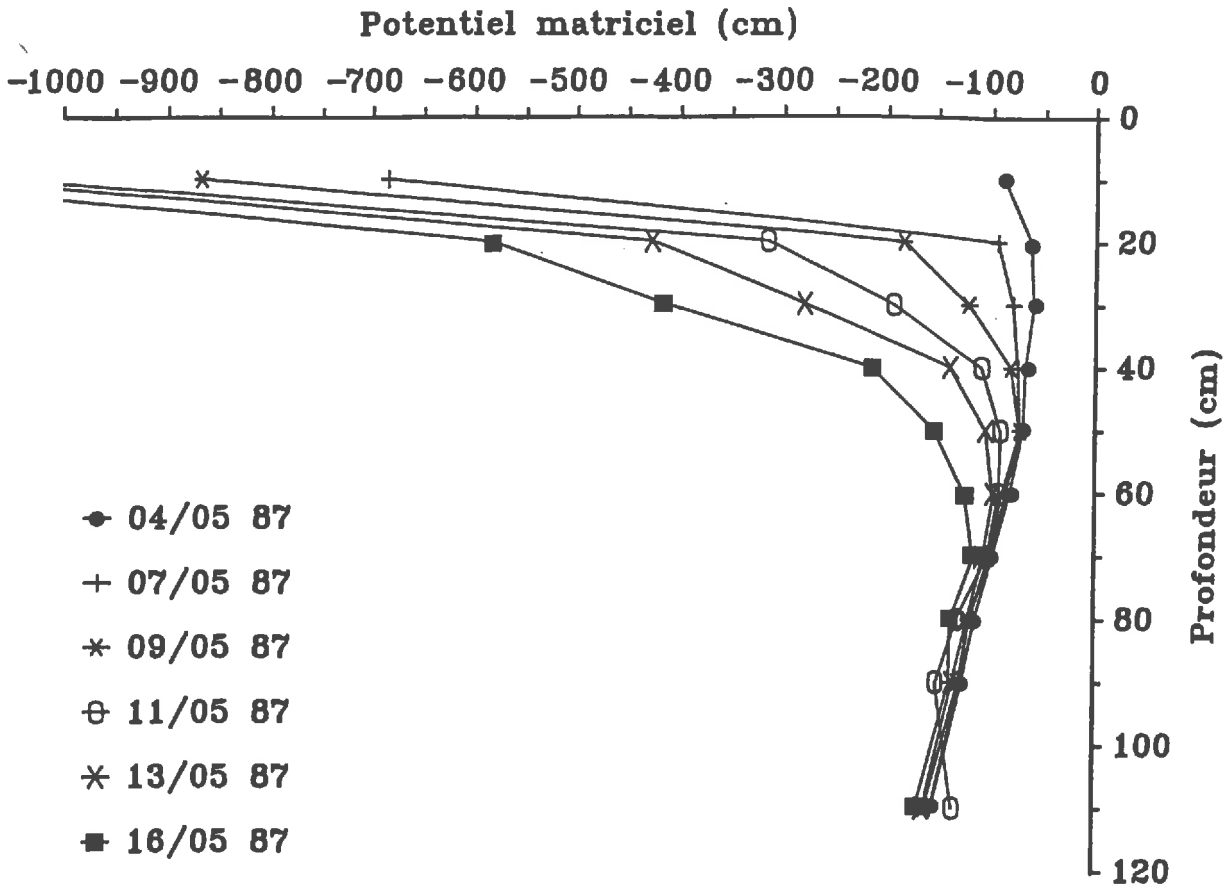


Figure 8. Exemple des profils de potentiel matriciel observés pendant la caractérisation hydrodynamique du site.

Pour estimer et extrapoler la relation K(θ) dans une large gamme de teneur en eau, nous avons testé 2 méthodes :

– *1ère méthode (modèle 1)*

Cette première méthode est basée sur l'utilisation du modèle de Mualem (1976), modifié par Van Genuchten (1980). Ce modèle est le suivant : si on admet que la relation h(θ) est de la forme suivante (analogue à la relation (26) décrite précédemment),

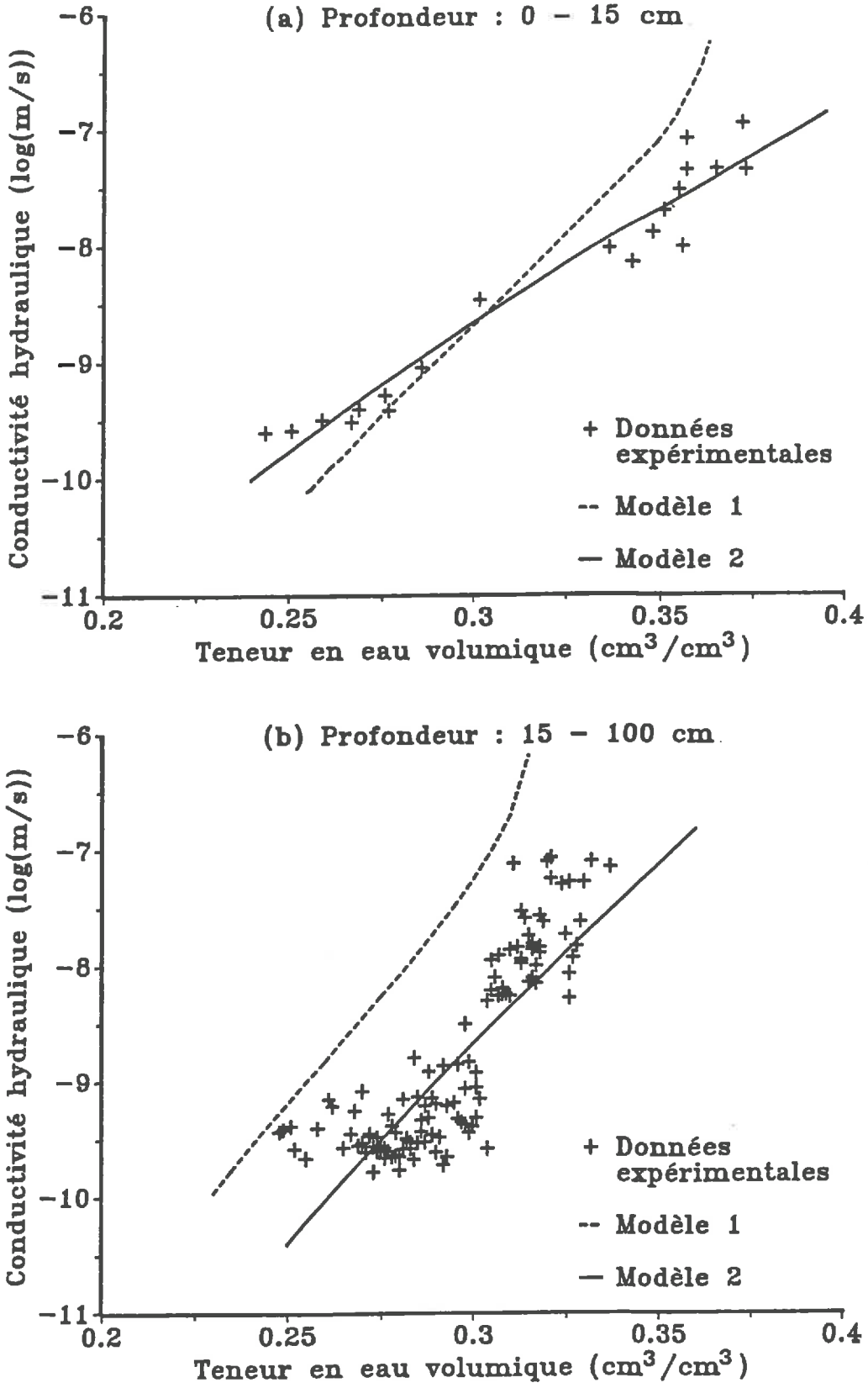


Figure 9. Estimation de la relation K(θ) obtenue selon le modèle 1 ou le modèle 2 (voir le texte)

$$\frac{\theta - \theta_s}{\theta_s - \theta_r} = \left\{\frac{1}{1 + (\alpha\ h)^n}\right\}^m \qquad (33)$$

avec :

m : $1 - (1/n)$,

alors Van Genuchten (1980) montre que la relation $K(\theta)$ peut être déduite de la relation (33) directement. On obtient :

$$K(\theta) = K_s \left\{\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_s}\right\}^p \left\{1 - \left[1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}\right)^{1/m}\right]^m\right\}^2 \qquad (34)$$

Dans cette méthode, la relation $K(\theta)$ (éq. 34) est donc déduite indirectement des paramètres (θ_s, θ_r et m) issus de l'ajustement $h(\theta)$ (éq. 33), à l'exception de K_s issu de mesures précédentes, et de p égal à 0.5 (Mualem, 1976).

– *2ème méthode (modèle 2)*

Dans cette méthode, on ajuste directement l'équation (34) aux données expérimentales obtenues. Il s'agit donc d'un ajustement obtenu sur nos données expérimentales $K(\theta)$, en vue d'extrapoler cette relation sur tout le domaine non saturé.

Les Figures 9 (a et b) montrent les résultats obtenus par ces 2 méthodes (notées modèle 1 et modèle 2). On constate que l'estimation obtenue par le modèle 1 est de toute évidence biaisée, ce biais étant d'ailleurs beaucoup plus important pour l'horizon 15 – 110 cm que pour l'horizon 0 – 15 cm. Ceci peut être lié à un problème évoqué plus haut concernant l'assimilation de l'infiltrabilité mesurée *in situ* à une conductivité hydraulique à saturation K_s constante pour chaque horizon : ainsi, une surestimation possible de K_s pour l'horizon (15 – 100 cm) conduit alors à une surestimation de $K(\theta)$ sur l'ensemble du domaine non saturé, compte–tenu de l'équation (34). Le modèle 2, ajusté

directement sur les données expérimentales $K(\theta)$ apparaît alors beaucoup plus satisfaisant. Les valeurs numériques des paramètres ajustés pour les modèles 1 et 2 pour chaque horizon sont donnés dans l'annexe 8. Nous reviendrons aux conséquences de ces résultats lors de la validation du modèle de transferts présenté (chapitre 2).

2.3.2. Conductivité thermique apparente (λ^*)

De nombreuses méthodes de détermination de la conductivité thermique apparente d'un milieu poreux basées sur l'équation de conduction de la chaleur sont utilisables (Balabanis, 1987). Nous avons utilisé une méthode numérique basée sur cette même équation (loi de Fourier), combinée avec une méthode d'estimation non linéaire (Bard, 1974).

La forme générale de l'équation de conduction de la chaleur s'écrit dans le cas monodimensionnel :

$$q = -\lambda^* \frac{\partial T}{\partial z} \tag{35}$$

avec :

- q : flux de chaleur (W/m^2)
- λ^* : conductivité thermique du milieu ($W/m \cdot K$)
- T : température (K)
- z : profondeur (m)

Par ailleurs, l'équation de conservation de l'énergie, dans le cas mono–dimensionnel s'écrit :

$$\rho\, C \frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} \tag{36}$$

avec :

- ρ : masse volumique du milieu (kg/m^3)
- C : capacité calorifique massique du milieu ($J/kg \cdot K$)
- C$\star$ $= \rho \cdot C$: capacité calorifique volumique du milieu ($J/m^3 \cdot K$)

La combinaison des équations (35) et (36) permet alors d'écrire :

$$C^* \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (\lambda^* \frac{\partial T}{\partial z}) \qquad (37)$$

Connaissant les valeurs de la température (T) dans l'espace et dans le temps, on peut calculer la conductivité thermique apparente de la manière suivante : à partir de l'évolution de la température mesurée à deux cotes z_i et z_j (conditions aux limites), et d'un profil de température mesuré au temps $t = 0$ (condition initiale), on calcule la température à une ou plusieurs cotes situés entre z_i et z_j. On obtient λ^* en minimisant l'écart quadratique entre les températures mesurées et calculées aux profondeurs z disponibles entre z_i et z_j. A noter que pour ce calcul, la capacité calorifique (C^*) est estimée selon le modèle de De Vries qui semble acceptable (Balabanis, 1987). Cette résolution est basée sur les hypothèses suivantes :

(i) On considère que le transfert thermique est uniquement conductif (loi de Fourier).

(ii) La conductivité thermique et la capacité calorifique sont considérées constantes et uniformes en fonction de la profondeur pendant la période utilisée pour l'estimation. Pour cette raison nous avons éliminé de l'analyse les horizons (z_i, z_j) pour lesquelles $z_i = 0$, car les gradients hydriques sont très forts à la surface du sol.

Des mesures supplémentaires de conductivité thermique en laboratoire ont été réalisées pour les plus faibles teneurs en eau. Elles sont basées sur la même méthode que précédemment en généralisant l'équation (37) à deux dimensions. On trouvera une description complète des procédures expérimentales et numériques dans Bruckler *et al.* (1987b).

La Figure 10a montre les estimations de conductivité thermique apparente obtenues (résultats "*in situ*") pour différentes épaisseurs (z_i, z_j). On constate que la variabilité obtenue est très importante. Un examen plus attentif (Fig.10b)

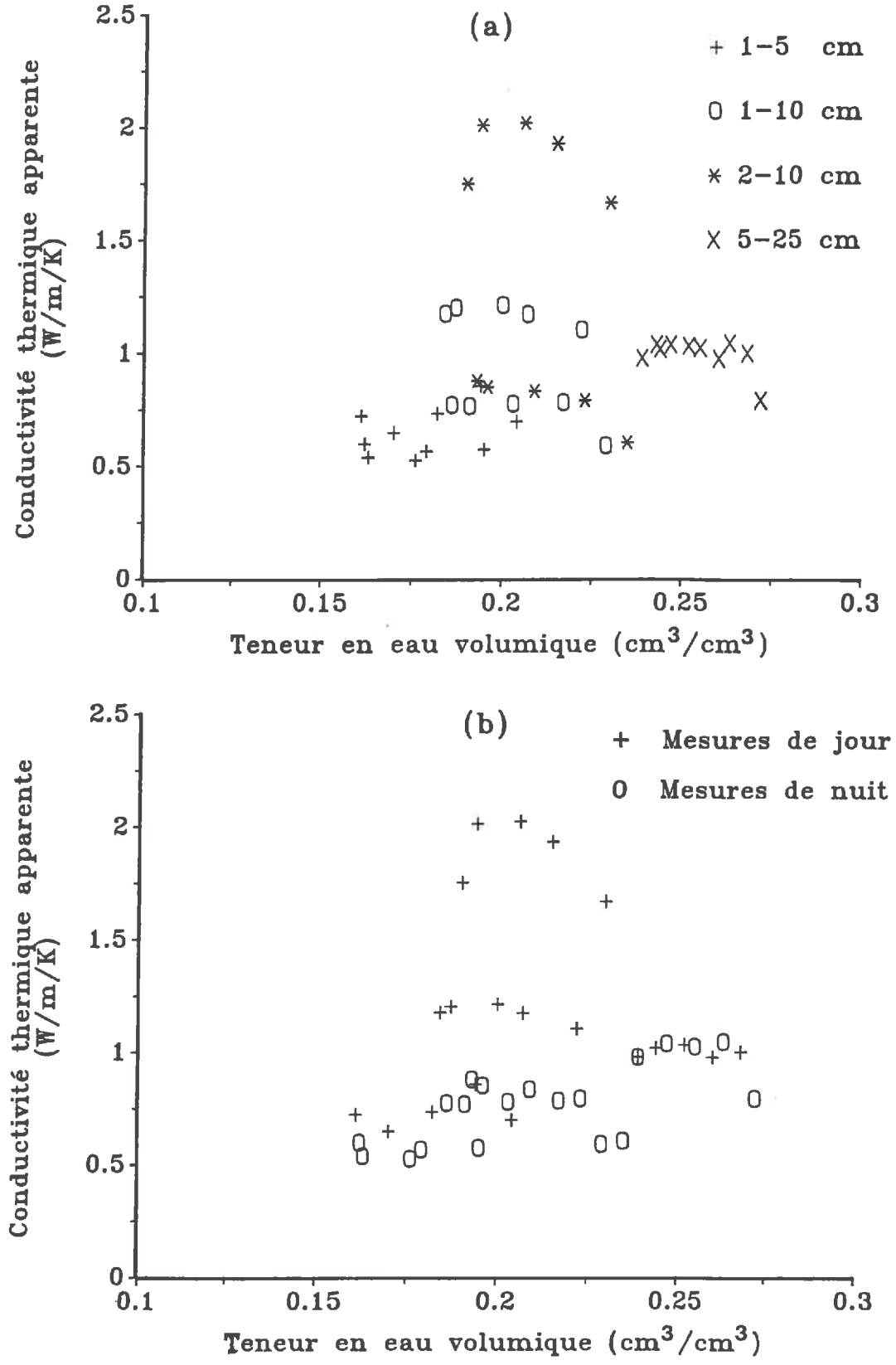


Figure 10. Conductivité thermique apparente estimée *in situ*.

montre qu'une partie de la variabilité est liée aux périodes de mesures, à savoir que la période de jour (08h00 à 20h00) donne des valeurs de conductivité thermique apparente plus élevées que celle de nuit (21h00 à 07h00), sauf pour la profondeur 5–25 cm.

Ces résultats semblent mettre en cause les hypothèses émises précédemment. En effet, la comparaison des équations (7) et (37) montre que le terme de transfert thermique lié aux gradients de potentiel matriciel n'est probablement pas négligeable. En particulier. pendant le jour, où l'intensité de l'évaporation est élevée et où les gradients de potentiel matriciel à la surface du sol peuvent être très élevés, il est tout à fait possible que la contribution de ce terme aux transferts thermiques ne soit plus négligeable. En négligeant ce terme dans l'équation (37), tout se passe alors comme si on surestimait systématiquement la conductivité thermique apparente estimée pendant les périodes de jour. Nous avons donc choisi de privilégier délibérément les estimations de λ^* obtenues pendant la nuit (21h00 à 07h00).

Finalement, en combinant les mesures en laboratoire et les mesures de nuit obtenues "*in situ*", on obtient les résultats présentés dans la Figure 11. On remarquera d'ailleurs qu'il y a un accord satisfaisant entre les mesures in situ et celles obtenues en laboratoire

D'une manière générale, ces résultats sont conformes à ceux obtenus par Balabanis (1987) sur le même sol en utilisant d'autres méthodes.

A notre avis, cette méthode d'estimation *in situ* de la conductivité thermique apparente dans nos conditions expérimentales est, comme nous l'avons vu, très criticable. Il nous semble que toute une analyse théorique et expérimentale qui aboutirait à définir strictement les limites d'utilisation de l'équation (37) est à faire. Cette étude devrait permettre de clarifier alors les questions soulevées ici.

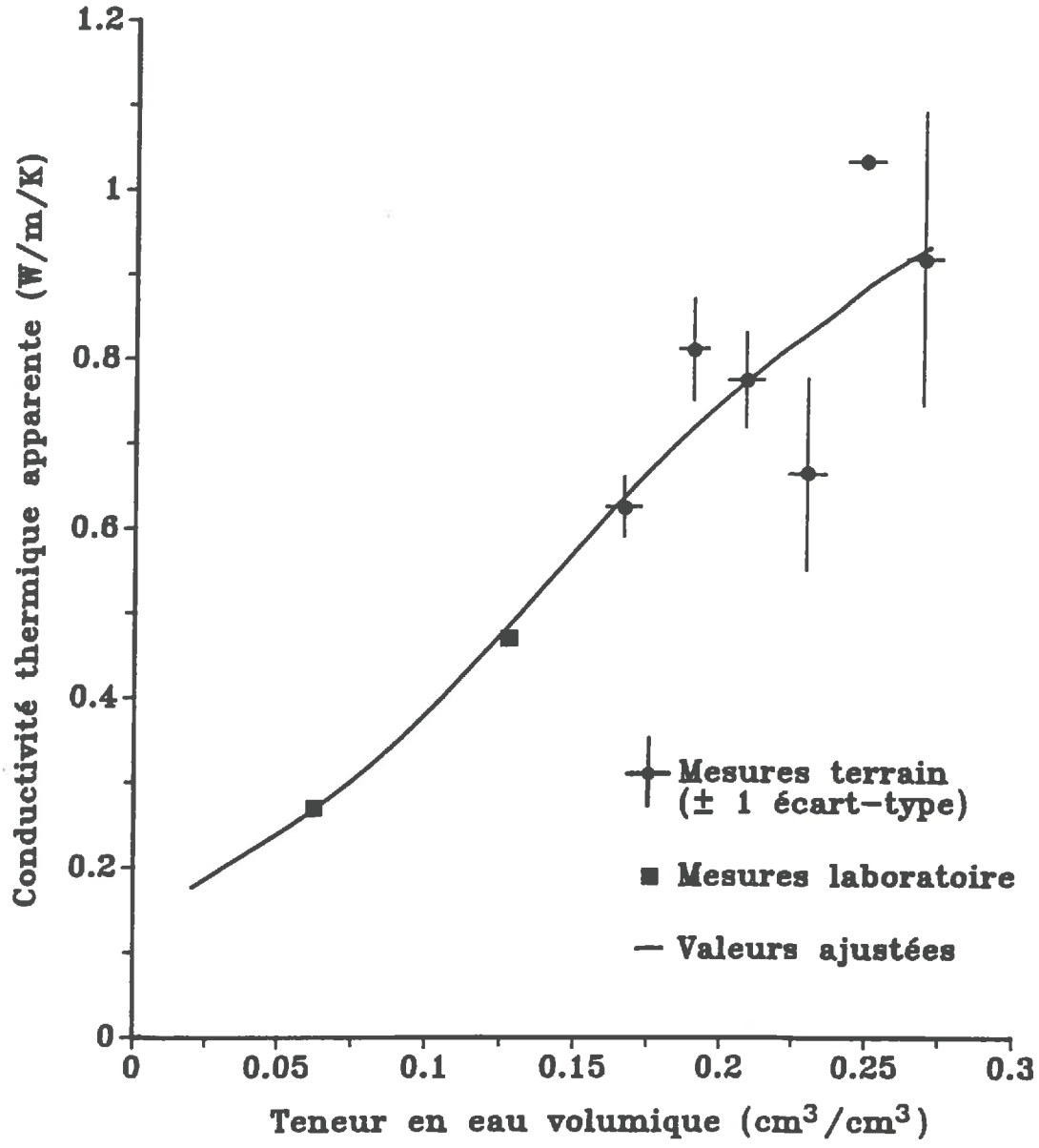


Figure 11 Conductivité thermique apparente moyenne estimée *in situ* et en laboratoire

2.3.3. Coefficient de diffusion en phase gazeuse (Ds)

Le principe de la méthode d'estimation du coefficient de diffusion en phase gazeuse est identique à celui de la méthode utilisée pour la détermination de la conductivité thermique apparente $\lambda\star$ présentée ci–dessus : la méthode combine la résolution de l'équation de diffusion gazeuse avec une méthode d'estimation non linéaire. L'équation différentielle à résoudre s'écrit :

$$\epsilon \frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left(D_s \frac{\partial C}{\partial x}\right) \qquad (38)$$

avec :

ϵ : porosité effective du sol (m^3/m^3)
C : concentration du gaz (kg/m^3)
t : temps (s)
D_s : coefficient de diffusion (m^2/s)

Deux paramètres physiques (ϵ et D_s) caractérisant le milieu poreux sont ainsi à déterminer (Bruckler *et al.*, 1988; Renault, 1988). Le dispositif expérimental utilisé est présenté dans la Figure 12.

La mesure est faite de la manière suivante : un échantillon de sol de forme cylindrique est placé entre deux compartiments à gaz cylindriques et de même diamètre, situés à chacune de ses extrémités. A chaque extrémité de ces compartiments sont fixés des scintillateurs plastiques reliés à des photomultiplicateurs (Fig. 12).

Au temps initial (t = 0), du Krypton–85 est injecté sous forme de trace dans l'un des compartiments gazeux et l'on suit alors l'évolution de la concentration gazeuse dans chacun des deux compartiments. Les comptages obtenus permettent d'estimer directement l'évolution des concentrations gazeuses dans chacun des compartiments à gaz.

La situation initiale est schématisée de la façon suivante :

(i) La concentration gazeuse (C_0) au temps t = 0 est uniforme dans le compartiment d'injection.

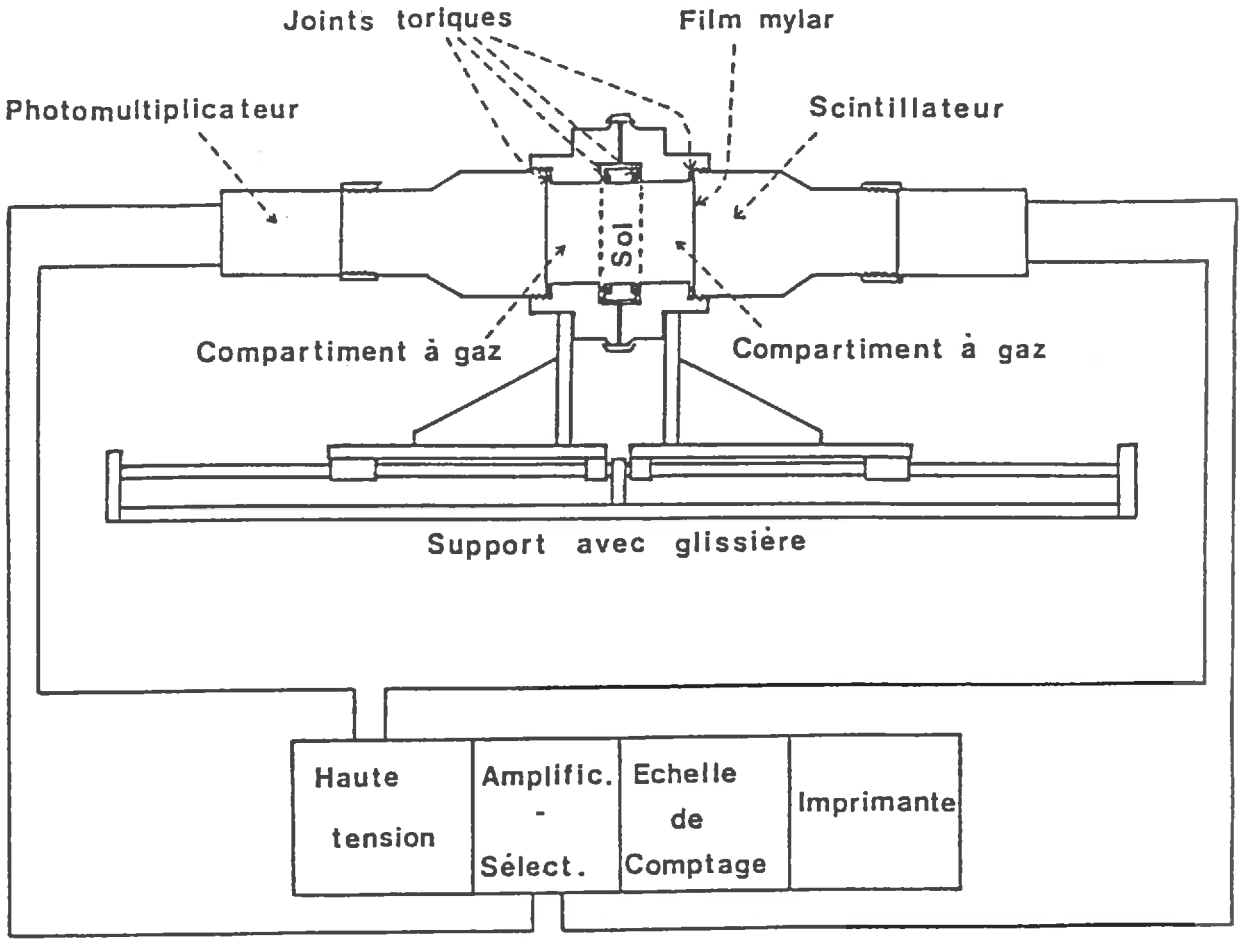


Figure 12 Dispositif de mesure du coefficient de diffusion en phase gazeuse (Renault, 1988)

(ii) La concentration est nulle dans l'échantillon de sol et dans l'autre compartiment à gaz (compartiment de réception).

Les paramètres ϵ et Ds sont ajustés par minimisation de la somme des carrés des écarts entre comptages simulés et comptages expérimentaux.

La Figure 13 montre la relation entre le coefficient de diffusion en phase gazeuse Ds et la porosité libre à l'air ϵ_a obtenue pour plusieurs sols en utilisant la

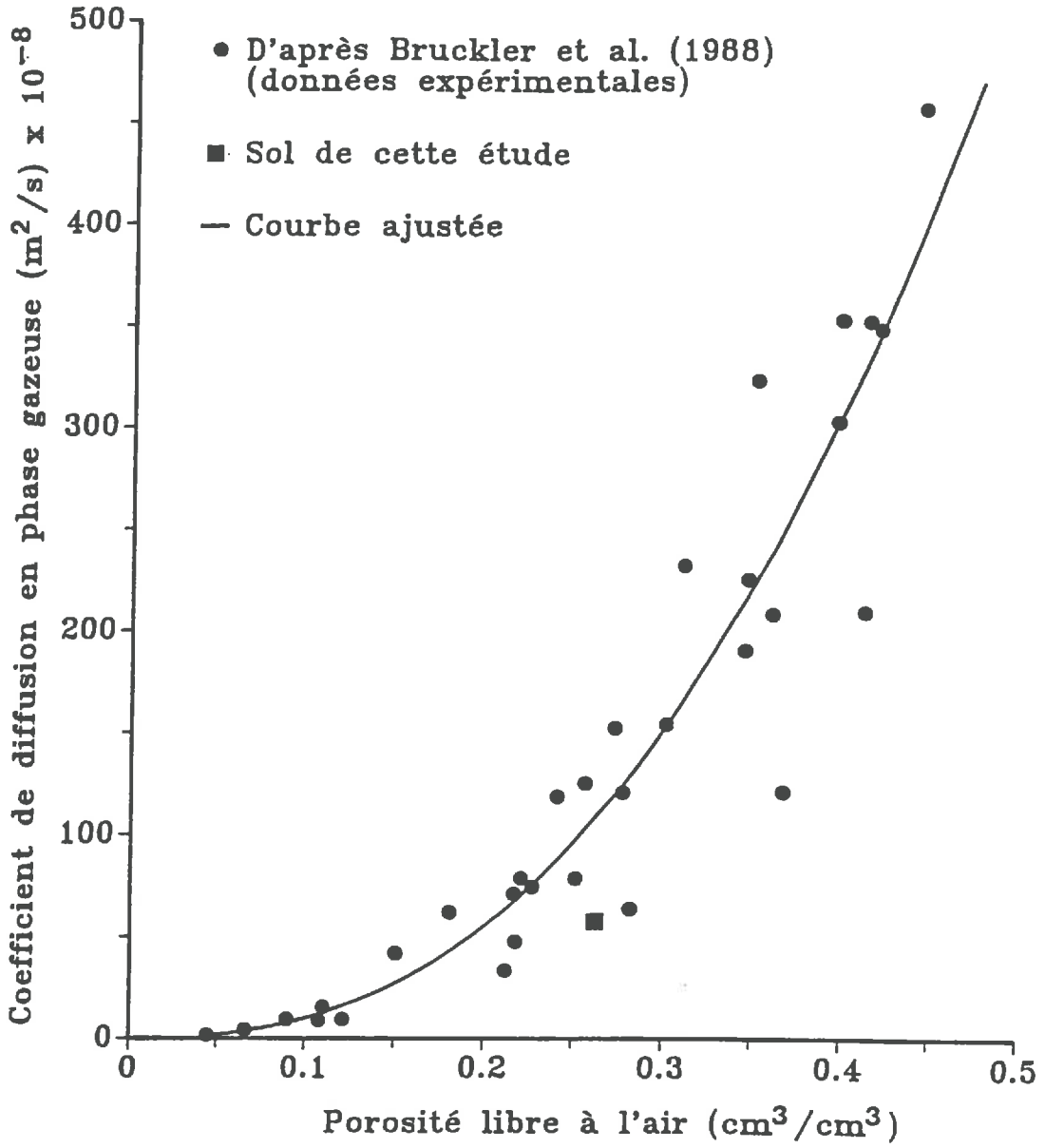


Figure 13 Coefficient de diffusion en phase gazeuse en fonction de la prorosité libre à l'air

méthode décrite ci–dessus (d'après Bruckler *et al.*, 1988). Les résultats montrent que le sol étudié (carré plein) est en accord avec ceux obtenus pour un ensemble varié de sols et d'états structuraux. En conséquece, nous avons utilisé la forme générale de la relation proposée par Bruckler *et al.* (1988), calculée pour l'ensemble des points expérimentaux.

Cette forme générale (Fig. 13, ligne continue) est décrite par la relation :

$$D_s = 0.229 \cdot 10^{-4} \cdot (\epsilon_a)^{2.248} \qquad (39)$$

avec :

D_s : coefficient de diffusion en phase gazeuse (m^2/s)

ϵ_a : porosité libre à l'air (cm^3/cm^3)

CONCLUSION

Nous avons présenté dans ce chapitre les bases théoriques permettant la mise en équations d'un modèle de transferts couplés d'eau et de chaleur, ainsi que les dispositifs expérimentaux nécessaires à la mise en oeuvre du modèle utilisé. En combinant des mesures en laboratoire et des mesures *in situ*, nous nous sommes efforcé d'obtenir une caractérisation physique du site la plus complète possible. Le chapitre suivant sera consacré à la mise en oeuvre du modèle utilisé à partir de l'ensemble des données expérimentales recueillies *in situ* ou en laboratoire.

CHAPITRE 2

COMPARAISON MODELE/EXPERIENCE

INTRODUCTION

Ce chapitre sera essentiellement consacré à la comparaison entre les résultats calculés par le modèle décrit précédemment et les données expérimentales recueillies. De plus, on comparera en fin de chapitre le modèle proposé avec une version simplifiée de celui-ci (écoulements en phase liquide en condition isotherme).

1. SITUATION INITIALE ET CONDITIONS AUX LIMITES

1.1. Situation initiale

Les situations initiales relatives au potentiel matriciel et à la température sont données par les Figures 14 et 15 respectivement. La situation initiale pour le potentiel correspond à une situation obtenue après irrigation du site expérimental, puis un orage suivi du ressuyage en surface, et d'un début de dessèchement.

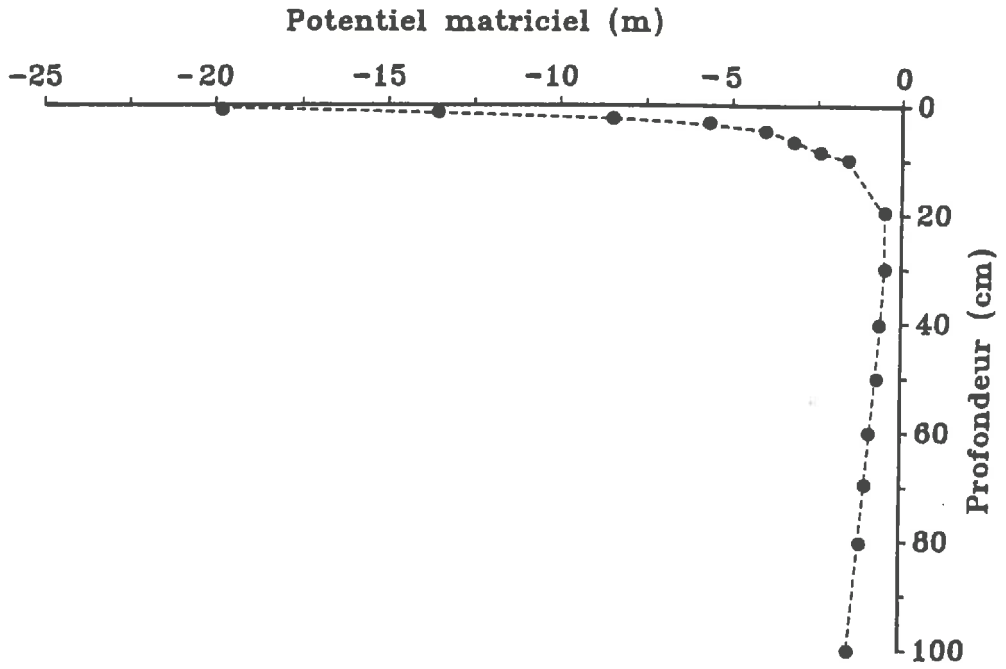


Figure 14 Situation initiale pour le potentiel matriciel (9 Juillet 1987 à 11^h30)

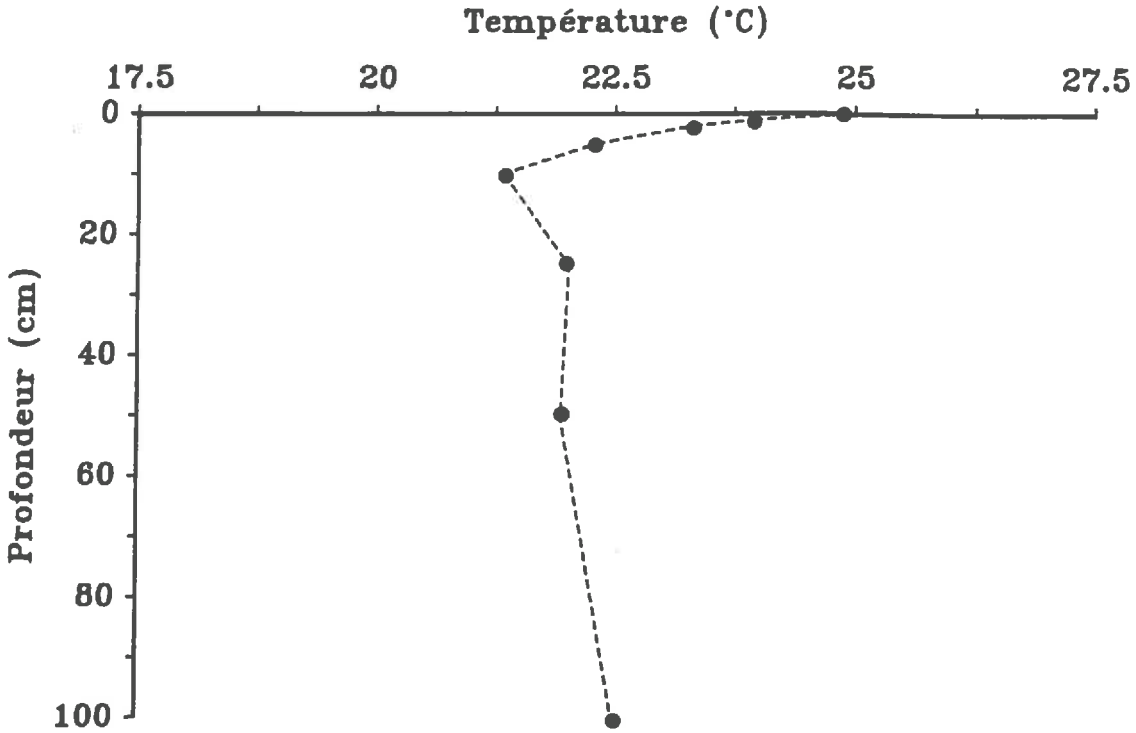


Figure 15 Situation initiale pour la température (9 Juillet 1987 à 11^h30)

1.2. Conditions aux limites

1.2.1. à la surface du sol (limite supérieure)

Les mesures des températures de surface sont données par la Figure 16 (pas de temps de 0.25 h), et les températures de surface $T_1(0,t)$ entre deux mesures ont été obtenues par interpolation linéaire. La gamme de mesures rencontrée s'étale de 14 °C à 45 °C environ, et on remarque que les mesures obtenues sont physiquement cohérentes : les 5 premiers jours correspondent à une élévation progressive de la température du sol (phase d'évaporation), tandis que les deux derniers jours indiquent une refroidissement du sol consécutif à une pluie (phase d'infiltration).

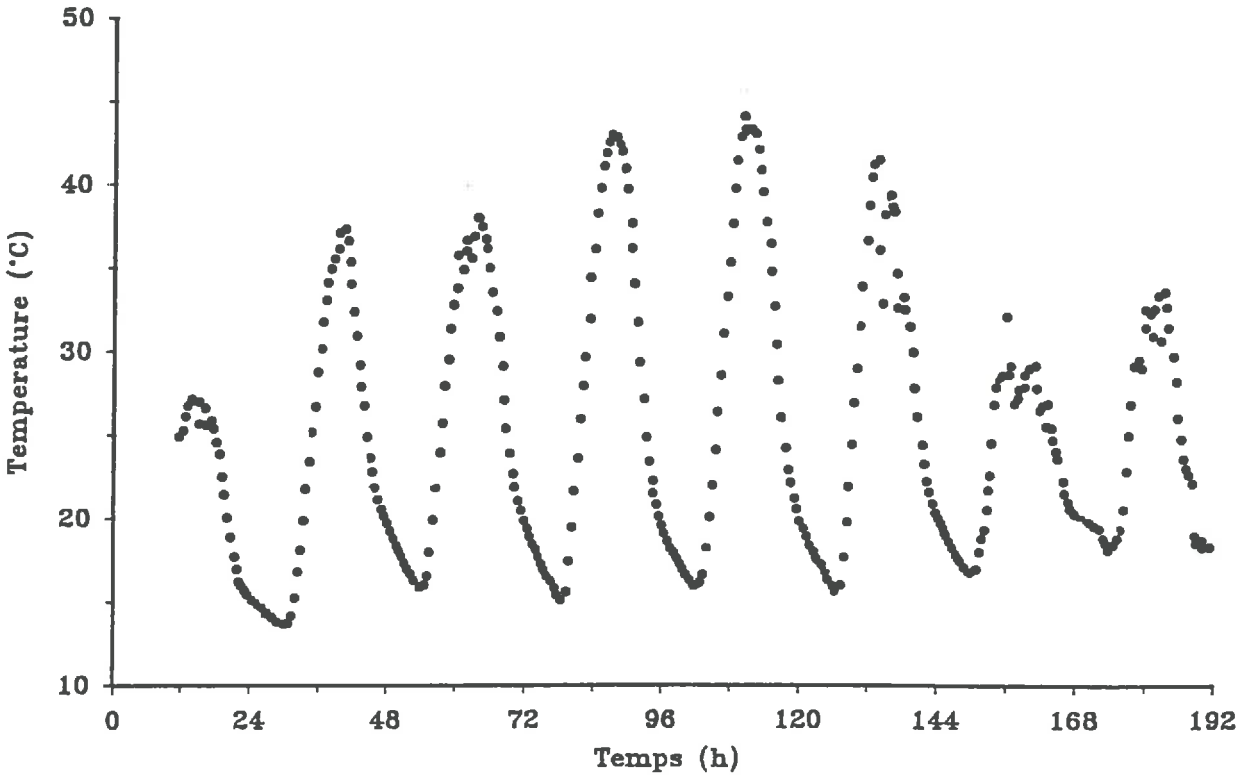


Figure 16 Température de surface en fonction du temps (conditions à la limite supérieure)

L'estimation des conditions à la limite supérieure pour le potentiel matriciel $[h_1(0,t)]$ est relativement complexe et comprend plusieurs phase :

a. <u>Estimation de la teneur en eau pondérale à la surface do sol</u>

Pour chaque profil de teneur en eau pondérale mesuré pendant la campagne de mesure, la teneur en eau pondérale [W(0)] à la cote $z = 0$ est estimée en utilisant un modèle empirique de la forme :

$$W(z) = a + b \cdot z + c \cdot z^2 + d \cdot z^3 \qquad (40)$$

avec : W = teneur en eau pondérale (g/g)
z = profondeur (cm)

La Figure 17 montre un exemple typique des formes de profils hydriques rencontrées. La ligne continue représente le profil ajusté par le modèle empirique, tandis que les croix représentent les valeurs expérimentales. Le carré plein correspond à l'estimation de la teneur en eau à la cote z = 0 en utilisant le modèle empirique précédent [W(0)].

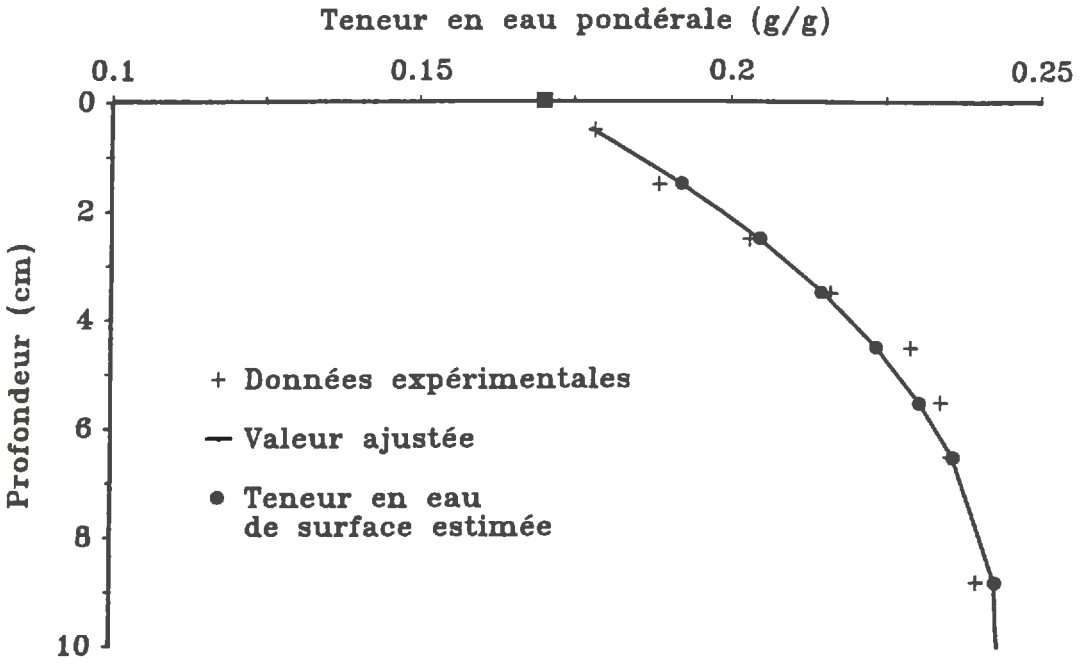


Figure 17 Exemple d'ajustement de profil hydrique expérimental par un modèle empirique (éq. 40), pour obtenir la teneur en eau de surface (z = 0)

Dans l'ensemble, le modèle empirique utilisé restitue très bien les profils expérimentaux. La distribution des résidus de teneur en eau massique après ajustement du modèle empirique est donnée par la Figure 18. Cette distribution statistique est obtenue à partir de 1100 points, chaque point correspondant à la teneur en eau pondérale d'une couche de sol donnée, pour un profil hydrique donné. On constate que sur l'ensemble des données, les résidus sont faibles ($\leq$ 0.01 g/g), la majorité de résidus étant même inférieurs à 0.005 g/g. Les résidus les plus forts correspondent à

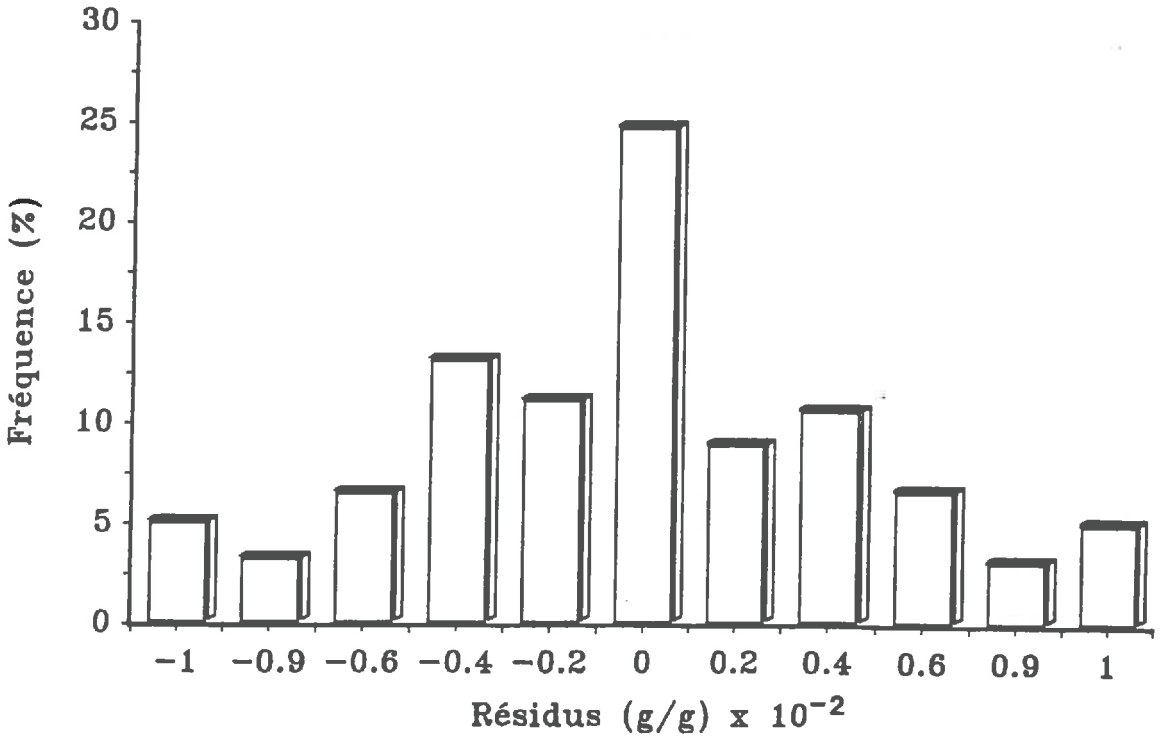


Figure 18 Distribution des résidus (teneur en eau pondérale) après ajustement selon le modèle empirique (éq. 40) (n = 1100)

des cas de profils hydriques observés après réhumectation de la surface (période matinale, ou après une période de pluie en fin d'expérimentation). Dans l'ensemble, et au vu de ces résultats, on admettra que l'on accède par cet ajustement empirique W(z) à des estimations satisfaisantes de la teneur en eau pondérale à la surface du sol W(0).

La Figure 19 donne l'évolution au cours du temps de la teneur en eau volumique à la surface du sol, déduite de la teneur en eau pondérale et de la masse volumique sèche correspondante. On remarquera que les alternances de réhumectation et/ou de redistribution pendant la nuit, et de dessèchement pendant le jour sont très nettes. L'écart moyen entre les teneurs en eau mesurées le jour et la nuit se situe entre 0.050 cm^3/cm^3 et 0.10 cm^3/cm^3

selon les jours. ce qui est tout à fait considérable. Ce résultat est conforme à celui obtenu par Hillel (1980) travaillant dans des conditions similaires.

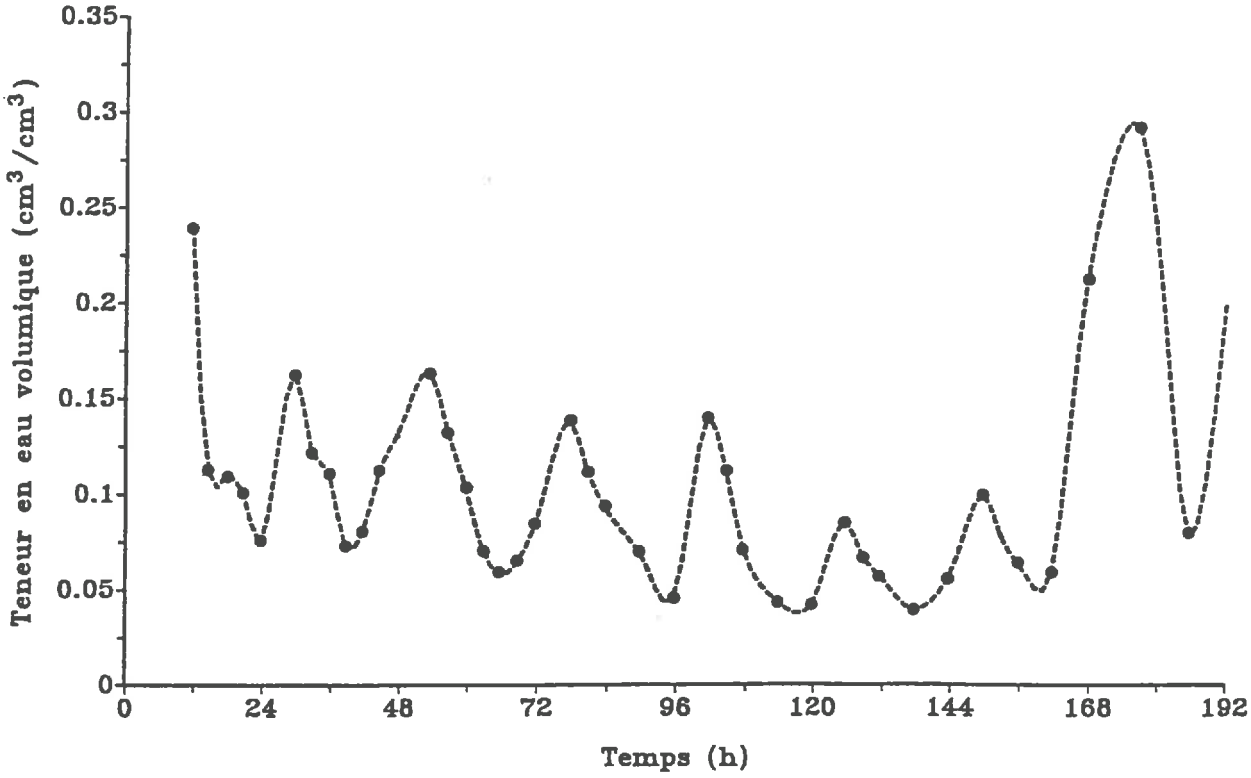


Figure 19 Teneur en eau volumique de surface en fonction du temps (conditions à la limite supérieure)

b. Lissage des teneurs en eau de surface estimées au cours du temps : Pour obtenir une fonction continue $[\theta_1(0,t)]$, les teneurs en eau volumiques de surface discrètes obtenues précédemment sont lissées en utilisant des fonctions **"Spline"** (trait discontinu sur la Figure 19), assurant la continuité de la fonction $\theta_1(0,t)$, ainsi que la continuité de la dérivée première $d\theta_1(0,t)/dt$.

c. Estimation du potentiel matriciel à la surface du sol $h_1(0,t)$:
Finalement, la fonction continue $h_1(0,t)$ est obtenue par combinaison des relations $\theta_1(0,t)$, $T_1(0,t)$ et $h(\theta,T)$ décrites précédemment.

1.2.2. En profondeur (limite inférieure)

Les conditions à la limite inférieure sont imposées à la profondeur z = 1 m. Pour le potentiel matriciel du sol, on utilise les mesures réelles à cette même cote obtenues chaque jour. Les valeurs entre deux mesures sont obtenues par interpolation linéaire.

Pour la température du sol, on utilise la température mesurée à 50 cm. L'analyse des résultats expérimentaux montre d'ailleurs que celle–ci est peu variable et égale à 22.5 °C en moyenne. On admettra ainsi qu'à 1 m de profondeur, l'évolution de la température du sol est négligeable pour la période de temps choisie, et que la température moyenne est égale à 22.5 °C, bien que l'assimilation de la température mesurée à 50 cm à celle existant à 1 m de profondeur ne soit pas tout à fait rigoureuse.

2. RESULTATS DE LA MODELISATION

2.1. Résultats avant calage

Le modèle est dans un premier temps testé sur la période allant **du 9 Juillet 1987 à 11h30 au 14 Juillet 1987 à 11h30.** Cette période est sélectionnée parce qu'elle correspond uniquement à une phase d'évaporation. Nous traiterons le cas de l'infiltration consécutive à une pluie ultérieurement. Les profils moyens journaliers sur cette période sont donnés par les Figures 20 et 21 pour la teneur en eau volumique et la température, respectivement. On remarquera qu'il y a cohérence entre les profils hydriques et les profils thermiques, les températures les plus élevées correspondant aux profils hydriques les plus secs.

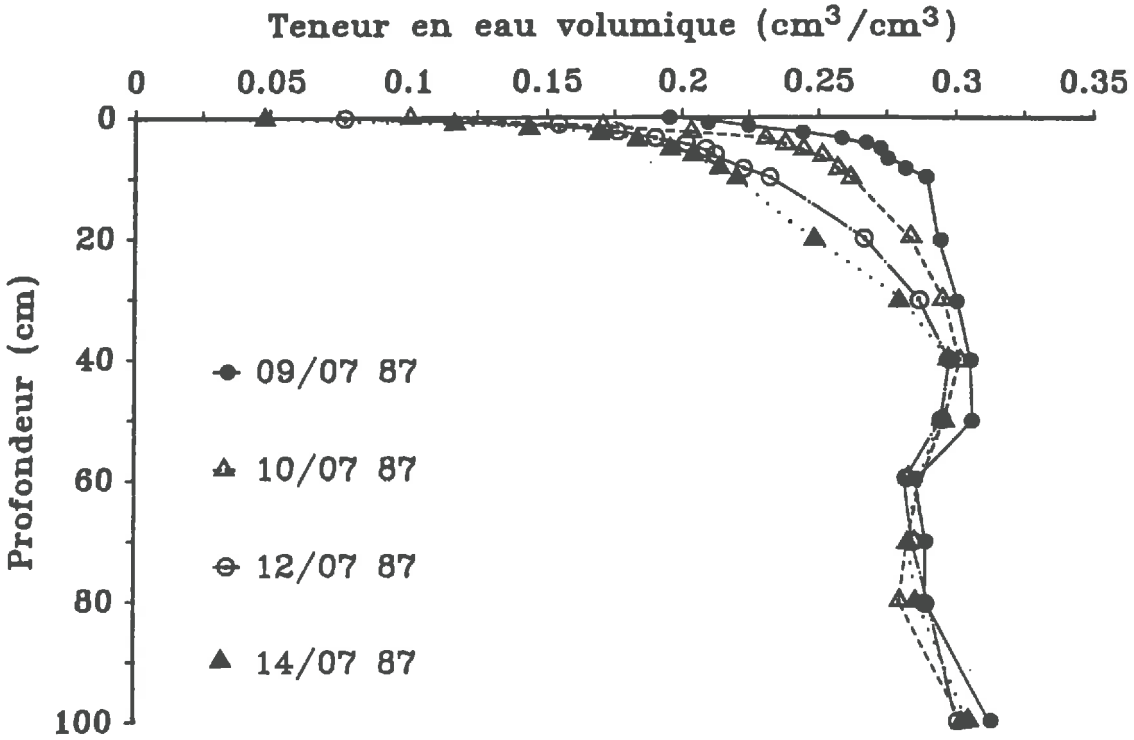


Figure 20 Profils hydriques moyens à 09h00 obtenus pendant les 6 premiers jours de mesures.

Les valeurs attribuées aux paramètres du modèle sont strictement celles qui ont été déterminées expérimentalement et présentées dans le chapitre

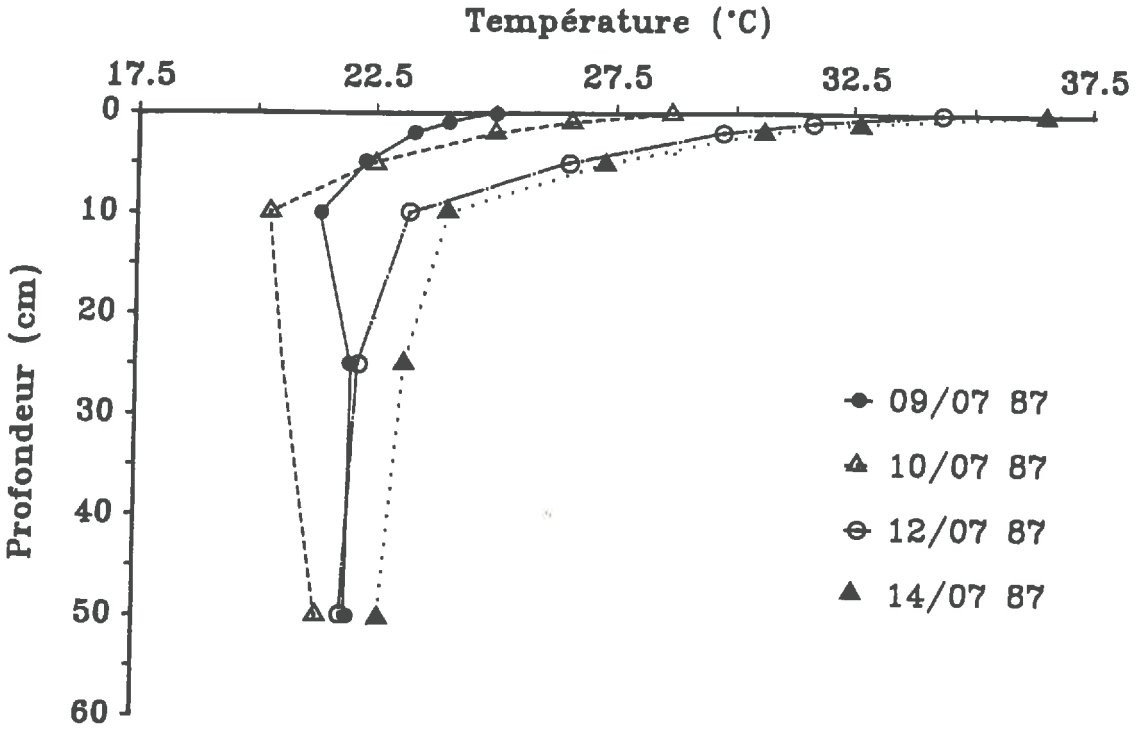


Figure 21 Profils de température moyens à 11h30 obtenus pendant les 6 premiers jours de mesures.

précédent. Deux versions du modèle ont été testées. Dans le premier cas, on utilise la relation $K(\theta)$ **déduite** de la relation $h(\theta)$ (modèle 1, cf Figs. 9a et 9b, Chap. 1). Dans le deuxième cas, on utilise la relation $K(\theta)$ **déduite directement** des données expérimentales $K_i(\theta_i)$, et ajustée selon le modèle analytique correspondant à l'équation (34) (modèle 2, cf. Fig. 9a et 9b, Chap. 1).

La Figure 22 montre l'évolution de l'évaporation réelle cumulée obtenue pour la version correspondant au modèle 1 (ligne continue) et au modèle 2 (ligne discontinue), ainsi que les valeurs expérimentales correspondantes (ronds pleins). **Il y a complète divergence entre les valeurs observées et calculées**, puisque les évaporations cumulées calculées par les modèles sont de 2.8 et 11.3 mm pour les modèles 1 et 2 respectivement, tandis que l'évaporation expérimentale est égale à 18.2 mm pour la même période.

Par conséquent, on obtient également des résultats divergents entre les teneurs en eau volumiques expérimentales et calculées par les deux modèles. Les

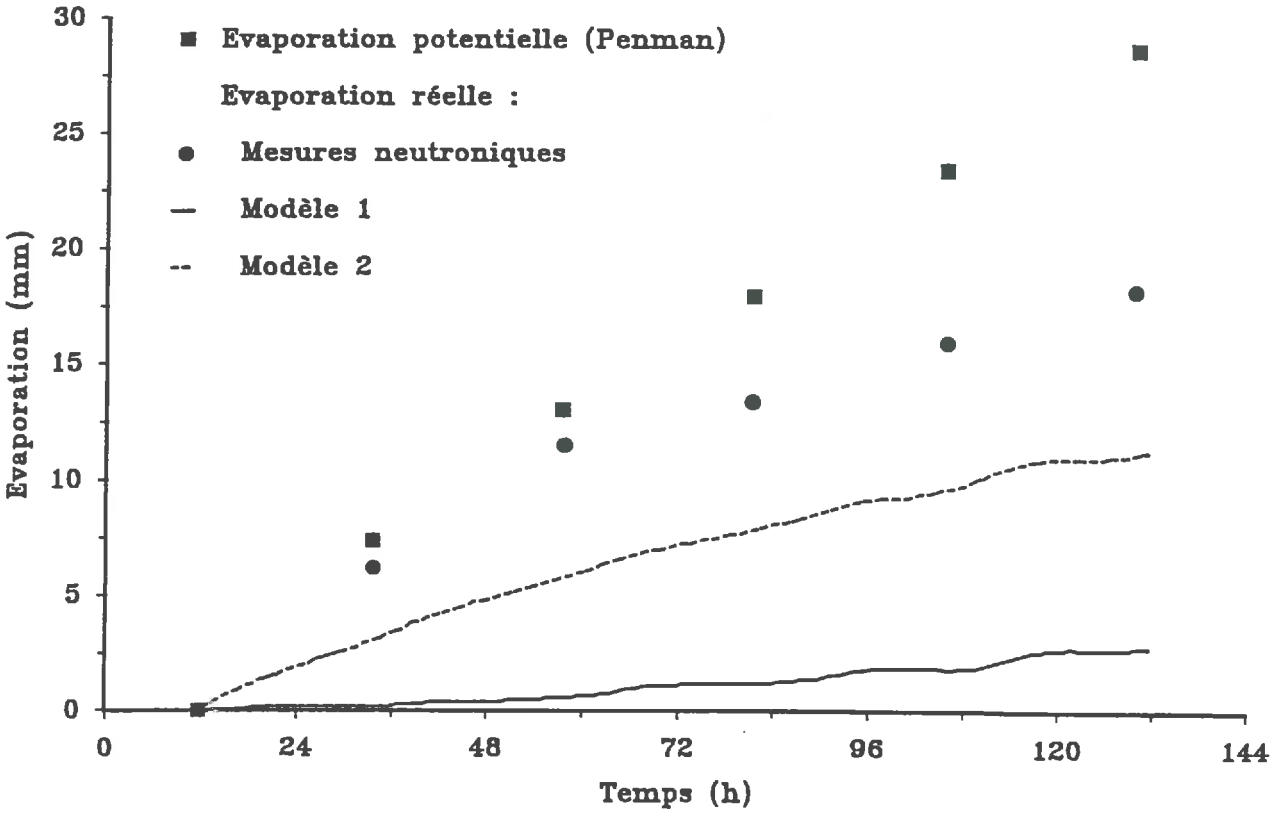


Figure 22 Evaporations calculées par le modèle (version modèle 1 et modèle 2 avant calage) comparées avec l'évaporation mesurée.

résidus moyens obtenus sont de l'ordre de 0.069 cm^3/cm^3 et 0.049 cm^3/cm^3 pour les modèles 1 et 2, respectivement, pour des profondeurs comprises entre 0.5 et 8.5 cm. Seule la comparaison des températures expérimentales et calculées par les modèles donne des résultats satisfaisants : les résidus moyens obtenus sont de l'ordre de 0.46 °C et 0.48 °C pour les modèle 1 et 2 respectivement, pour des profondeurs comprises entre 1 et 25 cm.

Compte–tenu de ces résultats très décevants, il est apparu nécessaire d'envisager **une phase de calage du modèle**, après sélection des paramètres mis en cause.

2.2. Calage du modèle

On entend par **calage** du modèle la procédure consistant à **estimer un** ou **plusieurs paramètres** de façon à réduire au maximum l'**écart entre les résultats du calcul et les mesures**. La validation sera le véritable critère de test du modèle : elle consiste à utiliser le modèle avec les valeurs calées des paramètres dans d'autres conditions de simulation que celles du calage.

a. Paramètres à caler

On a vu, d'une part, que les résultats du calcul par le modèle mettent en évidence un biais important pour l'évaporation et les teneurs en eau volumiques par rapport aux valeurs expérimentales. D'autre part, plusieurs travaux antérieurs montrent la très grande sensibilité des transferts hydriques à la relation $K(\theta)$ (Passerat de Silans, 1986; Bruckler *et al.*, 1987a). Il suffit, pour s'en convaincre, de comparer les évaporations calculées pour les modèles 1 et 2 présentés précédemment (Fig. 22) qui ne diffèrent que par la fonction $K(\theta)$ choisie. Il nous est donc apparu raisonnable de caler au minimum la relation $K(\theta)$ du modèle. Le modèle calé sera par la suite appelé **"modèle 3"**.

b. Résultats

Le calage est effectué en minimisant les écarts, par une méthode itérative non linéaire, entre les teneurs en eau volumiques mesurées et calculées aux profondeurs suivantes : 0.5, 1.5, 2.5, 3.5, 4.5, 5.5, 6.5 et 8.5 cm. On ne fait porter ainsi la procédure de calage que sur **les teneurs en eau** dans une zone où les variations sont très fortes entre les temps initial et final. De plus, on a délibérement choisi d'utiliser pour la procédure de calage la période du 9 Juillet à 11^h30 au 14 Juillet à 11^h30, afin de couvrir la plus large gamme possible de variation de teneur en eau.

Après différents essais, on a choisi d'ajuster la fonction $K(\theta)$ empirique suivante (horizon 0–15 cm) :

$$\log_{10}[K(\theta)] = a + b\cdot\theta + c\cdot\theta^2 + d\cdot\theta^3 + e\cdot\theta^4 \qquad (41)$$

avec :

a, b, c, d et e : paramètres à ajuster.

La Figure 23 compare, après calage, les évaporations réelles mesurée et calculée pour la période choisie. On constate que la procédure de calage se révèle être très efficace, puisque l'évaporation réelle cumulée calculée est égale à 19.8 mm (18.2 mm pour les mesures). Cette figure met, de plus, clairement en évidence les alternaces jour/nuit dans le processus d'évaporation, ainsi que la réduction progressive de l'évaporation réelle journalière au cours du temps.

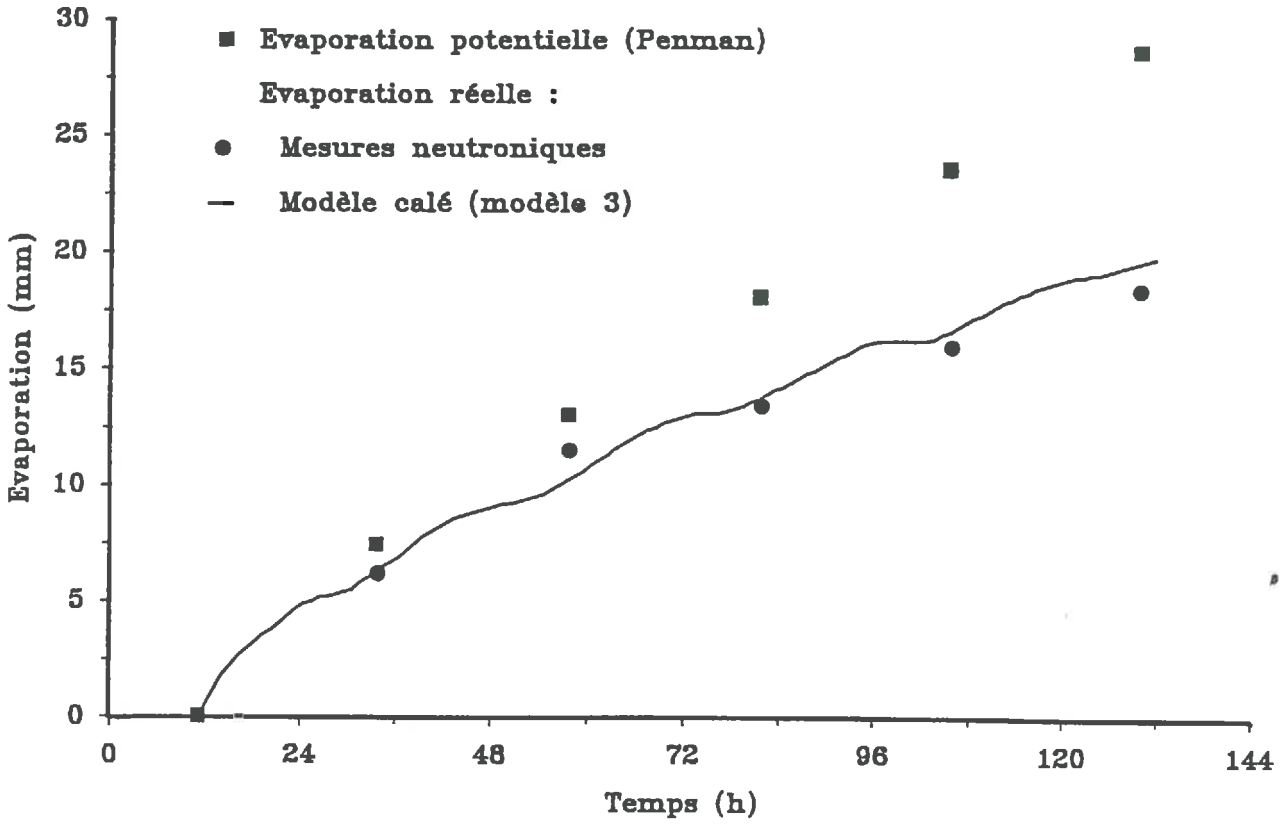


Figure 23 Evaporation potentielle (Penman) et réelle (mesurée) et calculée par le modèle (après calage)

La relation empirique K(θ) calée est la suivante (0–15 cm) :

$$\log_{10}[K(\theta)] = -16.3 + 60.8 \cdot \theta - 249.0 \cdot \theta^2 + 529.0 \cdot \theta^3 - 326.0 \cdot \theta^4 \qquad (47)$$

K(θ) en m/s.

On constate que la relation K(θ) **ajustée** à travers le modèle de transferts couplés d'eau et de chaleur est en fait très proche des valeurs expérimentales **K(θ) mesurées**, dans la gamme limitée des mesures disponibles (Fig. 24a), tandis

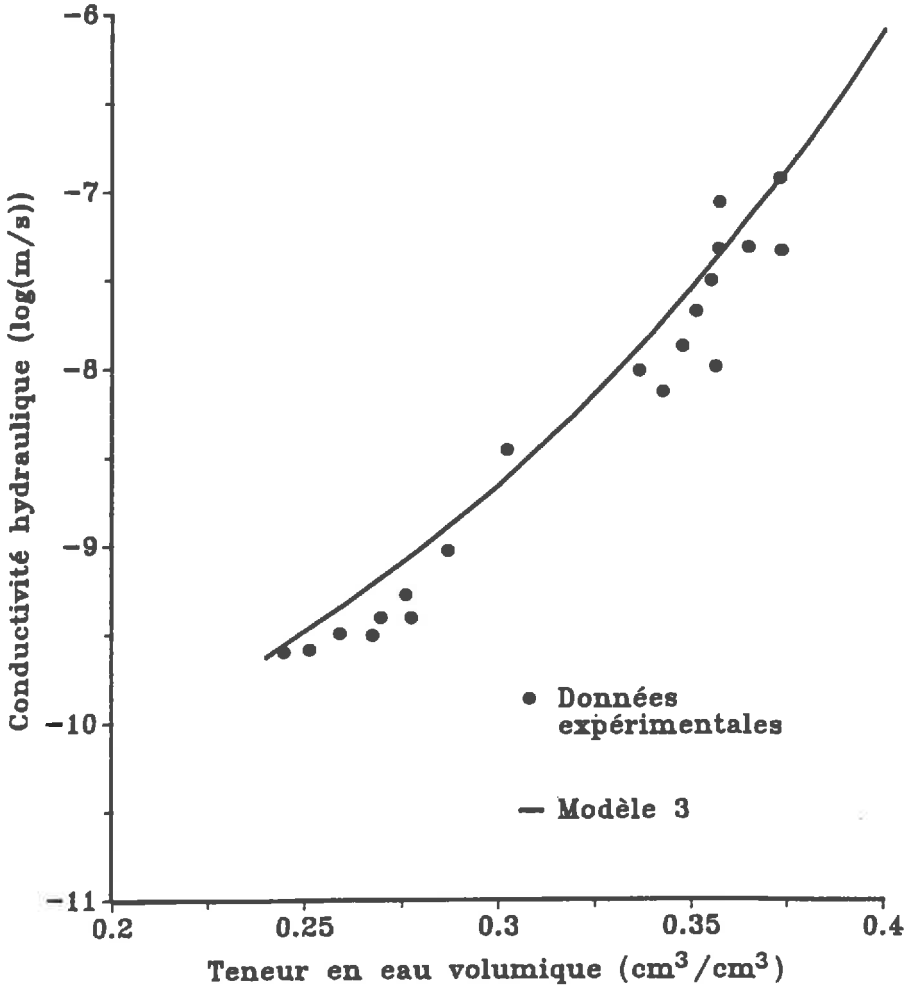


Figure 24a Comparaison entre la relation K(θ) estimée par le calage du modèle de transferts couplés d'eau et de chaleur (modèle 3, éq. 42) avec les valeurs K(θ) mesurées *in situ*.

que la Figure 24b montre la comparaison de la relation K(θ) pour les trois modèles utilisés dans la gamme de teneur en eau plus large.

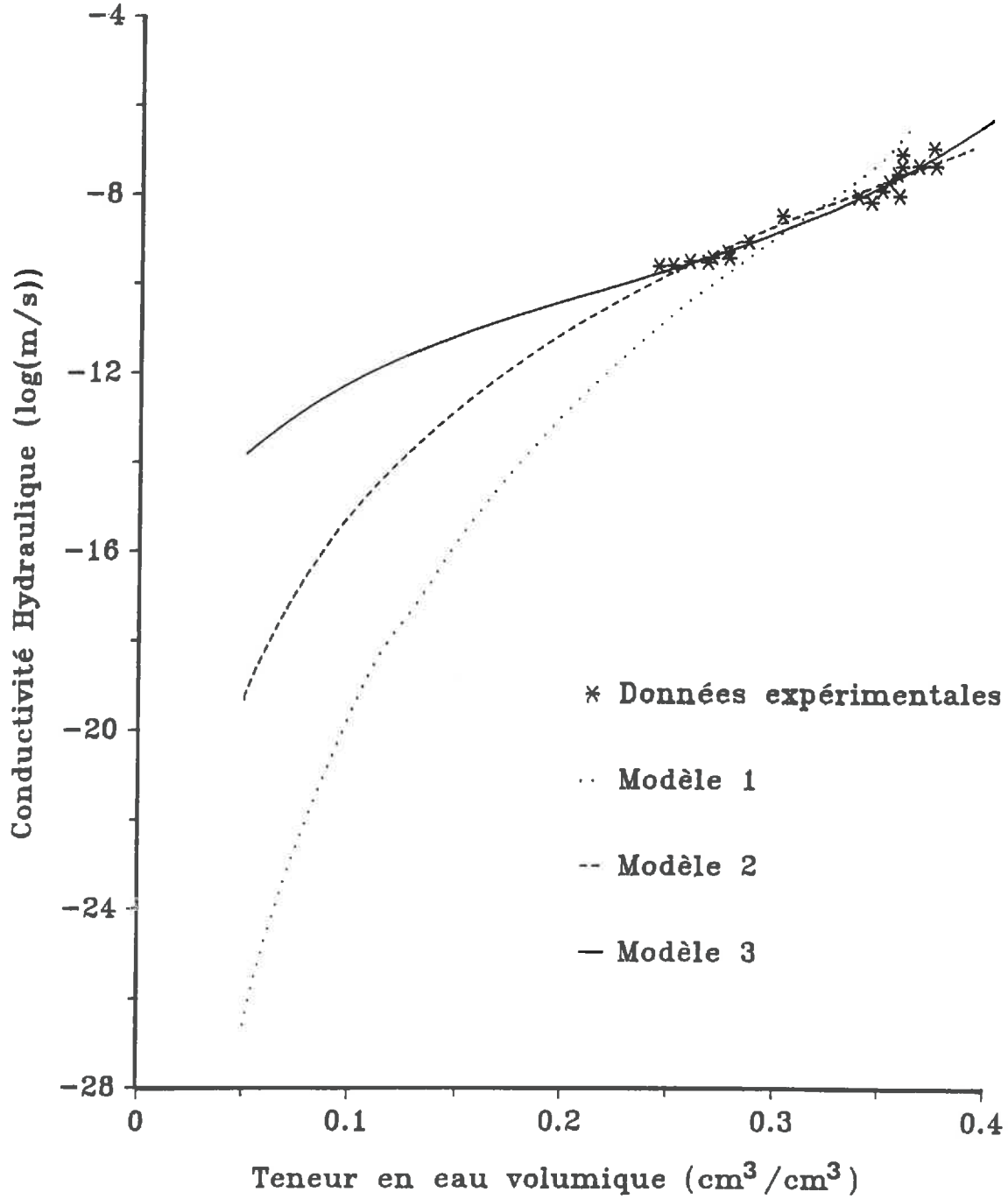


Figure 24b Comparaison entre la relation K(θ) estimée par le modèle 1, modèle 2 et le modèle 3.

Cette convergence nous semble d'ailleurs importante, puisqu'elle tend à montrer que l'ensemble du montage décrit par les équations de transferts couplés correspond bien à la réalité physique observée.

La Figure 25 montre, pour la même période de calage, l'ensemble des 256 couples de teneurs en eau volumiques mesurées/calculées obtenues, allant de 0.064 à 0.285 cm^3/cm^3. Ces teneurs en eau sont celles qui correspondent aux profondeurs 0.5, 1.5, 2.5, 3.5, 4.5, 5.5, 6.5 et 8.5 cm.

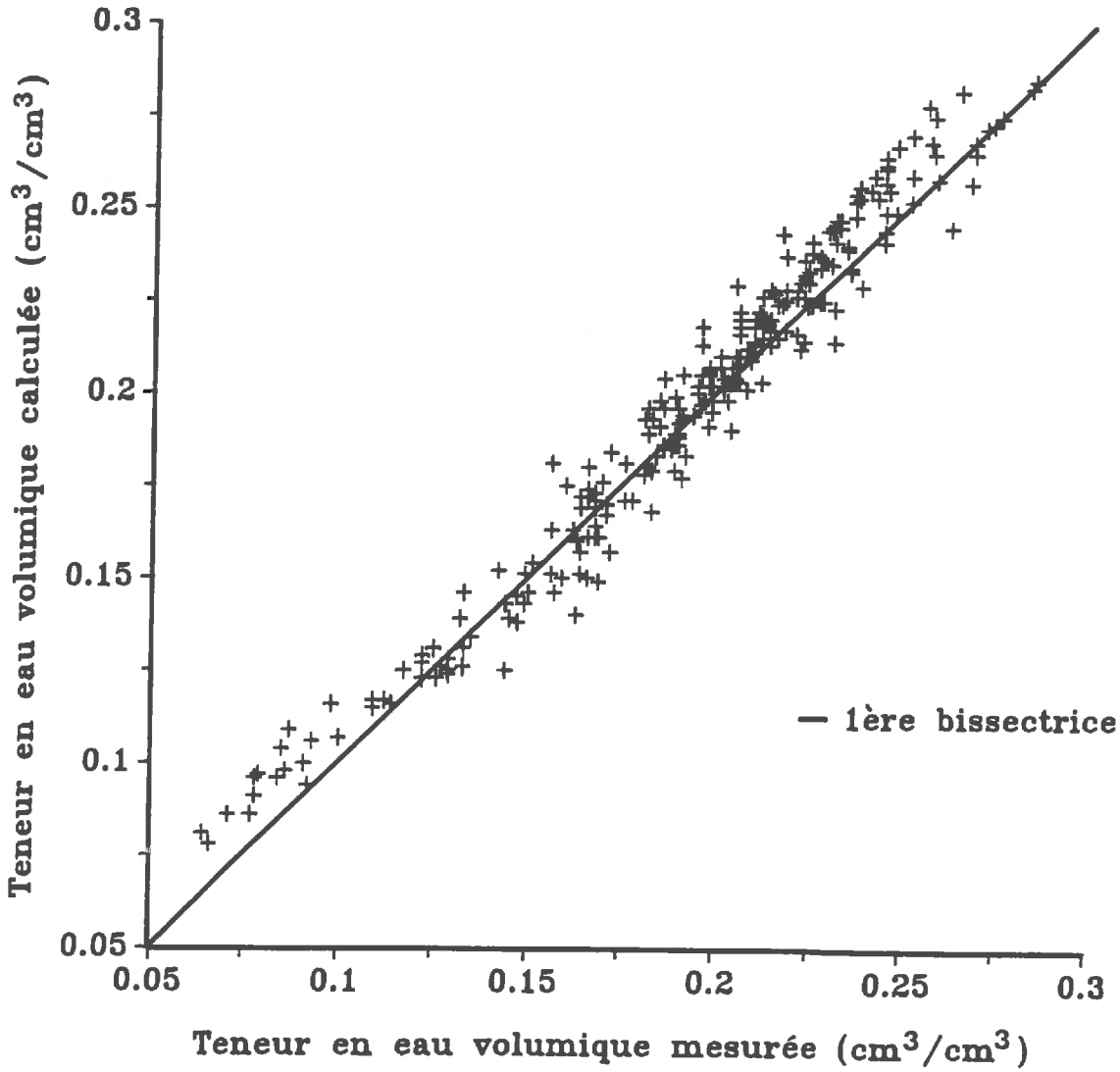


Figure 25 Relation entre les teneurs en eau volumiques mesurées et calculées (profondeurs : 0.5, 1.5, 2.5, 3.5, 4.5, 5.5, 6.5 et 8.5 cm).

La régression linéaire correspondante a pour équation :

$$\theta_{cal} = 1.004\ \theta_{exp} + 0.003 \qquad r = 0.981 \qquad (43)$$

Une analyse plus détaillée des teneurs en eau volumiques est donnée par la Figure 26 qui compare, au cours du temps et profondeur par profondeur, les valeurs expérimentales (ronds pleins) et les résultats du modèle (lignes continues et tirets), tandis que le Tableau 7 donne les résultats statistiques globaux correspondant à chaque profondeur.

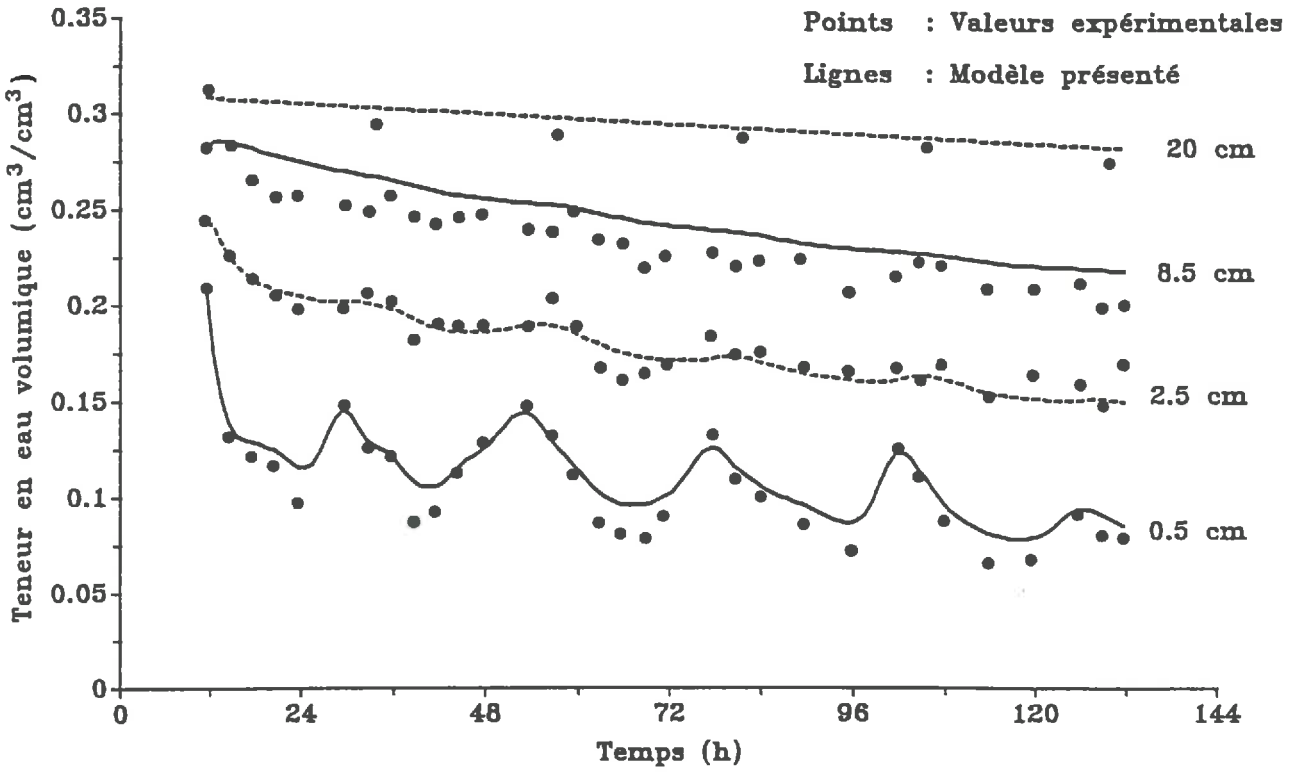


Figure 26 Evolution des teneurs en eau volumiques au cours du temps : comparaison entre les mesures et les résultats du modèle (après calage)

Tableau 7 Analyse statistique des teneurs en eau obtenues par le modèle selon la relation : $\theta_{cal} = a \cdot \theta_{exp} + b$.

Prof. (cm)	n*	Moyenne exp.	Moyenne modèle	a	b	r	Résidu
		— cm^3/cm^3 —					
0.5	32	0.107	0.114	0.800	0.029	0.978	0.009
1.5	32	0.158	0.156	0.943	0.006	0.912	0.007
2.5	32	0.183	0.181	0.973	0.003	0.943	0.006
3.5	32	0.200	0.199	0.883	0.023	0.947	0.006
4.5	32	0.211	0.213	0.918	0.019	0.957	0.006
5.5	32	0.218	0.223	0.960	0.014	0.957	0.007
6.5	32	0.224	0.232	0.976	0.014	0.958	0.009
8.5	32	0.234	0.247	0.912	0.034	0.951	0.013
Total	256	0.192	0.196	1.004	0.003	0.981	0.008

⋆ : nombre d'observations; Prof. : profondeur

Ces résultats satisfaisants après calage montrent bien cependant la difficulté de réestimer la teneur en eau du sol lorsque celui–ci est très sec (Fig. 25 et 26, couches de surface). Ce biais observé pour la zone superficielle du sol et qui se propage en profondeur peut être lié à plusieurs effets. mettant simultanément en cause les transferts en phase gazeuse et les transferts en phase liquide (réalimentation de la surface par les horizons inférieurs). La fissuration superficielle du sol peut être avancée comme hypothèse explicative privilégiée : en effet, l'analyse des résultats du modèle (qui ne prend pas en compte la fissuration de surface) montre que tout se passe comme si l'intensité maximale de l'évaporation était systématiquement sous–estimée par le modèle. On peut ainsi concevoir que pendant ces fortes phases d'évaporation (pendant le jour), une partie de la vapeur d'eau transite latéralement puis verticalement vers l'atmosphère dans des fissures de grande taille.

En ce qui concerne les résultats relatifs à la température, la Figure 27 montre l'ensemble de 605 couples de températures mesurées/calculées obtenus, couvrant une gamme de 15 à 40 °C (profondeurs : 1, 2, 5, 10 et 25 cm). La droite de régression a pour équation :

$$T_{cal} = 0.992\ T_{exp} + 0.005 \qquad r = 0.997 \qquad (44)$$

Le Tableau 8 donne une analyse plus détaillée de la comparaison "températures calculées/températures observées" profondeur par profondeur, tandis que la

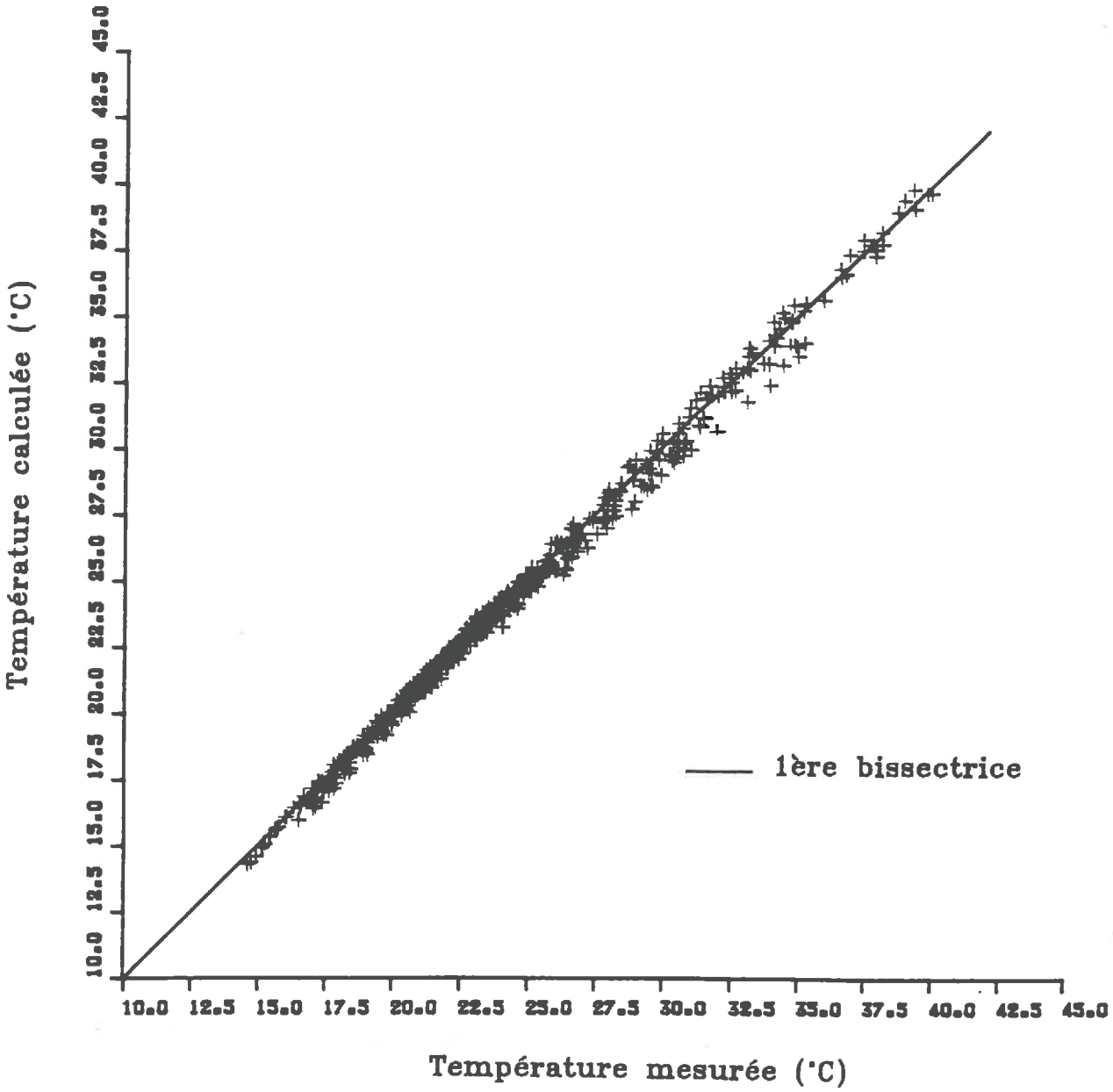


Figure 27 Relation entre les température mesurées et calculées par le modèle (profondeurs : 1, 2, 5, 10 et 25 cm)

Tableau 8. Analyse statistique des températures obtenues par le modèle selon la relation : $T_{cal} = a \cdot T_{exp} + b$

Prof. (cm)	n*	Moyenne exp.	Moyenne modèle	a	b	r	Résidu
		°C					°C
1	121	24.94	24.83	1.028	–0.796	0.999	0.30
2	121	24.76	24.68	1.007	–0.238	0.999	0.26
5	121	24.67	24.35	0.940	+1.140	0.997	0.42
10	121	24.10	23.91	0.930	+1.450	0.997	0.28
25	121	23.05	23.08	0.882	+2.760	0.988	0.19
Total	605	24.30	24.17	0.992	0.055	0.997	0.29

⋆ : nombre d'observation ; Prof. : profondeur

Figure 28 montre l'évolution de la température mesurée (ronds pleins) et calculée (lignes continues et discontinues) au cours du temps. Dans l'ensemble, les résultats sont très satisfaisants.

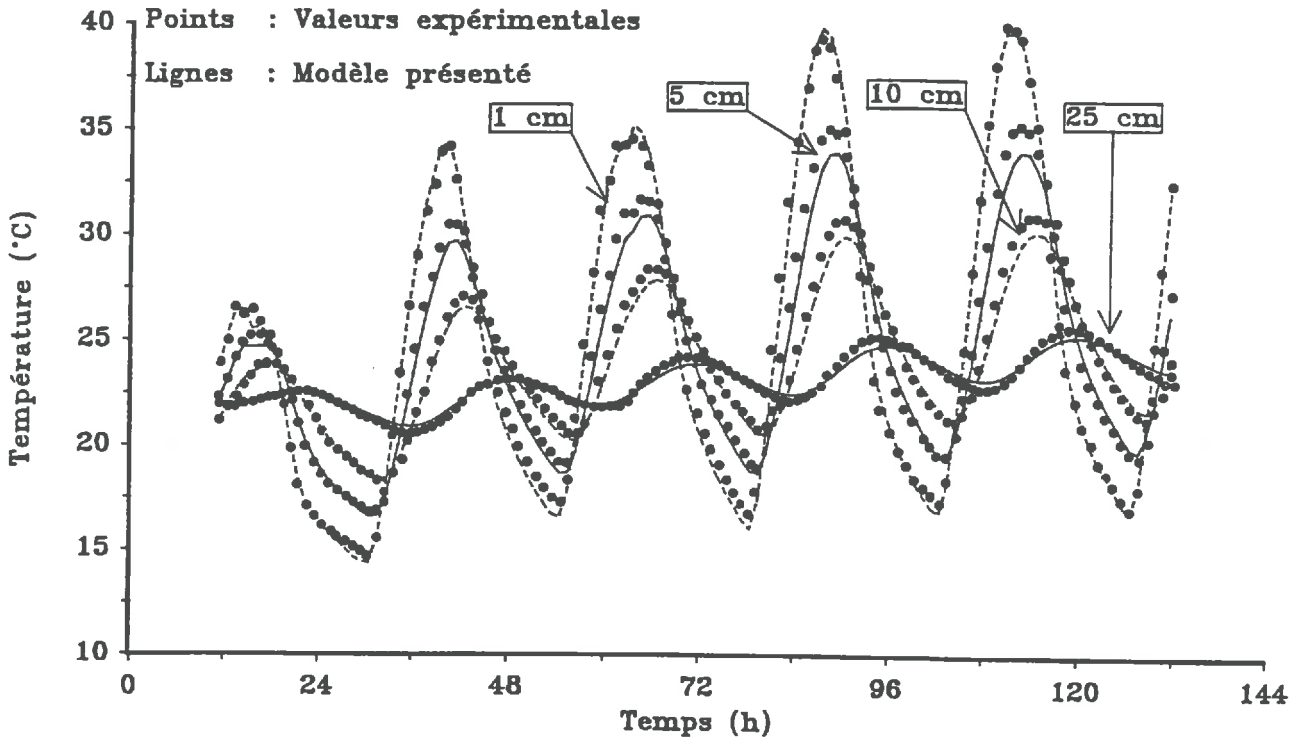


Figure 28 Evolution des températures au cours du temps : comparaison entre les mesures et les résultats du modèle (après calage).

Au total, la phase de calage présentée se révèle à la fois efficace et indispensable et les problèmes les plus importants concernent essentiellement les transferts hydriques. Ainsi, l'utilisation simultanée de mesures *in situ* de la relation $K(\theta)$ et d'ajustements selon des modèles analytiques disponibles dans la bibliographie internationale n'est pas suffisante pour modéliser correctement et sans calage les transferts hydriques **"sol/atmosphère"**. Ceci pose évidemment un problème pratique et théorique considérable que nous rediscuterons ultérieurement.

2.3. Validation du modèle

Le modèle a été calé sur une période d'évaporation uniquement. Pour tester la capacité du modèle ainsi calé à simuler des conditions différentes de la situation de calage, on a simulé les transferts couplés d'eau et de chaleur pendant **7 jours (du 9 Juillet à 11h30 au 16 Juillet à 11h30)**. Sur cette période, on observe une pluie cumulée de 5.3 mm dans la nuit du 15 au 16 Juillet 1987 (de 21h00 à 22h00 et 01h00 à 03h00).

La Figure 29 montre les flux de surface calculés sur cette période (évaporation et infiltration). Il y a un accord satisfaisant entre la pluie observée et la mise en évidence d'une phase d'infiltration (de 21h00 à 03h00), aussi bien en ce qui concerne les heures de début et de fin d'infiltration que les quantités calculée (5.1 mm) et mesurée (5.3 mm). Les Figures 3O a, b et c comparent les profils hydriques expérimentaux et calculés : La Figure 30a correspond à la période de calage, la Figure 30b, à la période de validation avant la pluie, et la Figure 30c à la période de validation après la pluie. Dans l'ensemble, on constate qu'il y a un accord satisfaisant entre le modèle et l'expérience, quelle que soit la période de comparaison. Ainsi, bien que la période de validation ne concerne que 2 jours supplémentaires par rapport à la période de calage, les résultats du test de validation semblent très encourageants en ce qui concerne l'estimation du bilan hydrique : La prise en compte de conditions aux limites à la surface du sol par l'intermédiaire de teneurs en eau mesurées, permet en effet de bien restituer l'alternance des phases d'évaporation et d'infiltration, aussi bien en ce qui concerne la localisation de ces phases dans le temps que les quantités mises en jeu.

Ce résultat nous semble donc ouvrir des perspectives intéressantes en ce qui concerne le couplage de ce type de modèle déterministe avec des mesures hyperfréquences, couplage qui sera abordé dans la 3ème partie de ce travail.

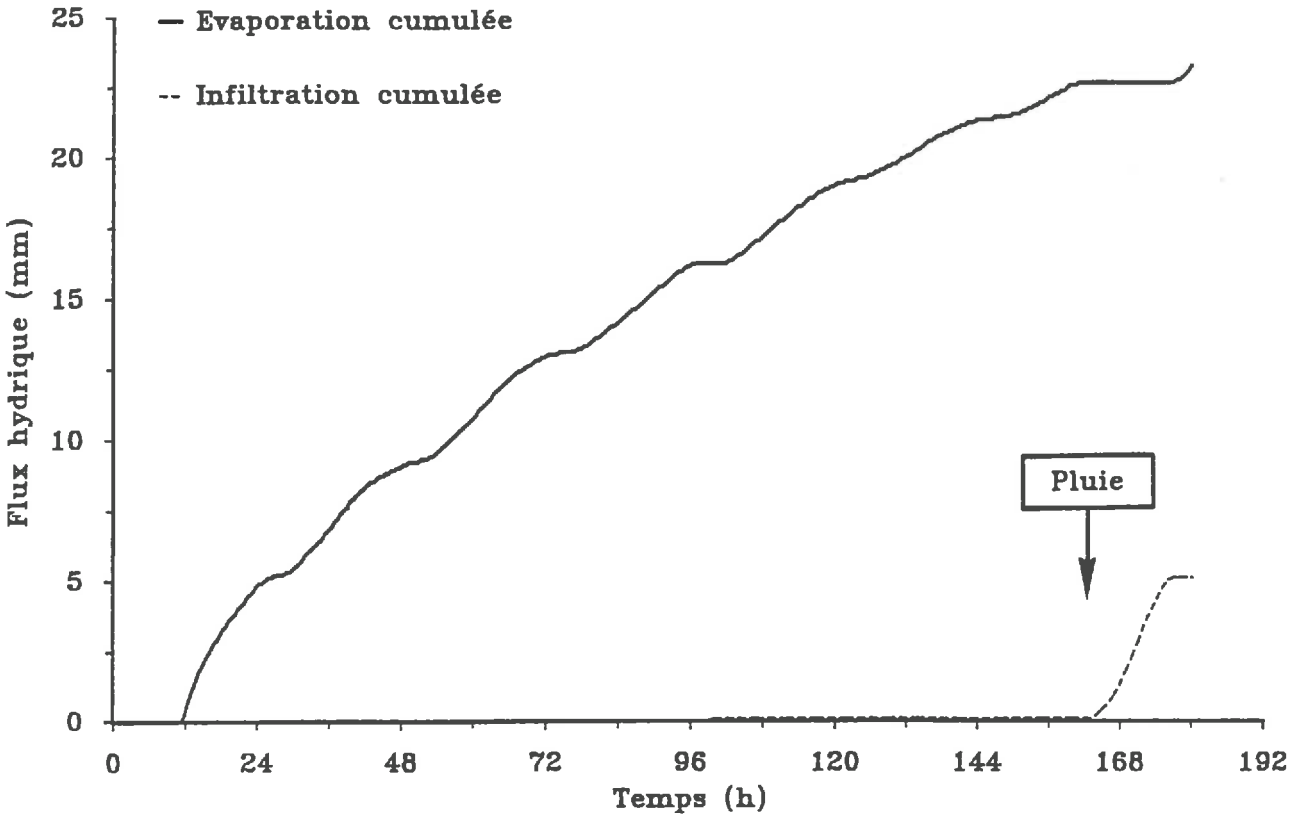


Figure 29 Evaporation et infiltration au cours du temps (phase de validation)

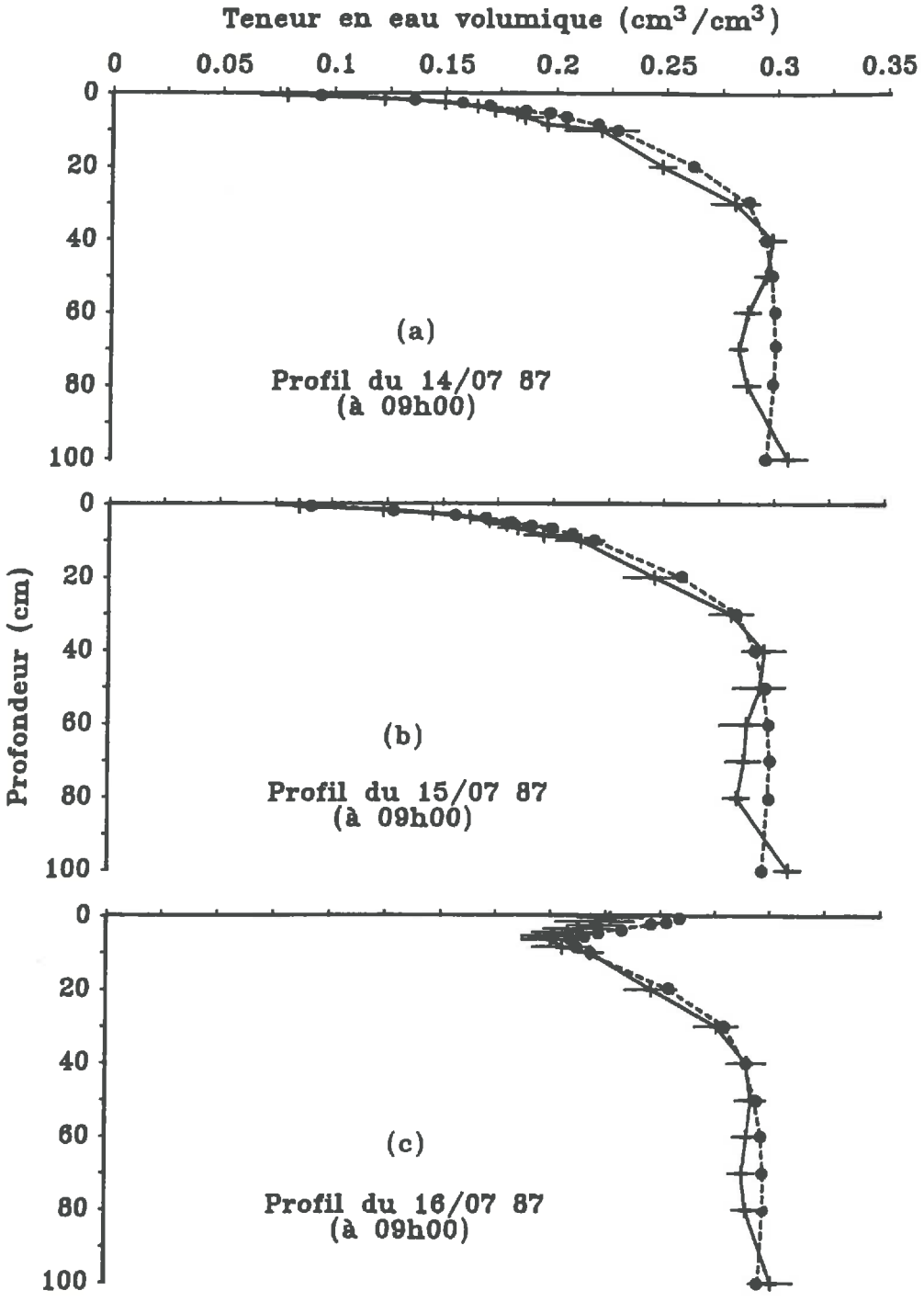


Figure 30 Profils hydriques mesurés et calculés : (a) phase de calage; (b) phase de validation avant pluie; (c) phase de validation après pluie. (—+—) valeurs mesuré ± 1 écart–type; (•) modèle

3. ANALYSE DES FLUX ET SIMPLIFICATION DU MODELE

La modélisation des transferts couplés présentée plus haut est relativement complexe. En contrepartie, elle permet de donner une analyse physique détaillée des principaux processus qui contribuent à l'évaporation réelle à la surface du sol. De plus, l'analyse des différentes composantes qui contribuent au flux total à la surface du sol doit permettre de définir les conditions où la simplification de la modélisation proposée est envisageable ou non.

3.1. Analyse des flux

3.1.1. Flux en phase liquide et en phase gazeuse

La Figure 31 montre les flux relatifs en phase liquide et en phase gazeuse par rapport aux flux total en surface ($z = 0$). Le flux en phase liquide constitue 100% du flux total pendant le 2 premiers jours. Le flux en phase gazeuse, quant à lui, prend un rôle progressivement de plus en plus important à partir de 3ème jour et au fur et à mesure que le sol se dessèche. Au 5ème jour, le flux en phase gazeuse peut représenter environ 50% du flux total à certaines heures du jour. Pour les couches plus profondes, l'importance quantitative du flux en phase gazeuse se réduit progressivement. Celui–ci devient ainsi presque négligeable dès 5 cm de profondeur.

La Figure 31 met aussi clairement en évidence l'alternance **"jour/nuit"** de la contribution des flux en phase gazeuse : Ceux–ci sont en effet pratiquement nuls pendant les phases nocturnes (après minuit), alors que pendant le jour, la contribution des flux en phase gazeuse débute vers midi, atteint son maximum vers 18^h00 à 19^h00 pour s'annuler ensuite vers 00^h00.

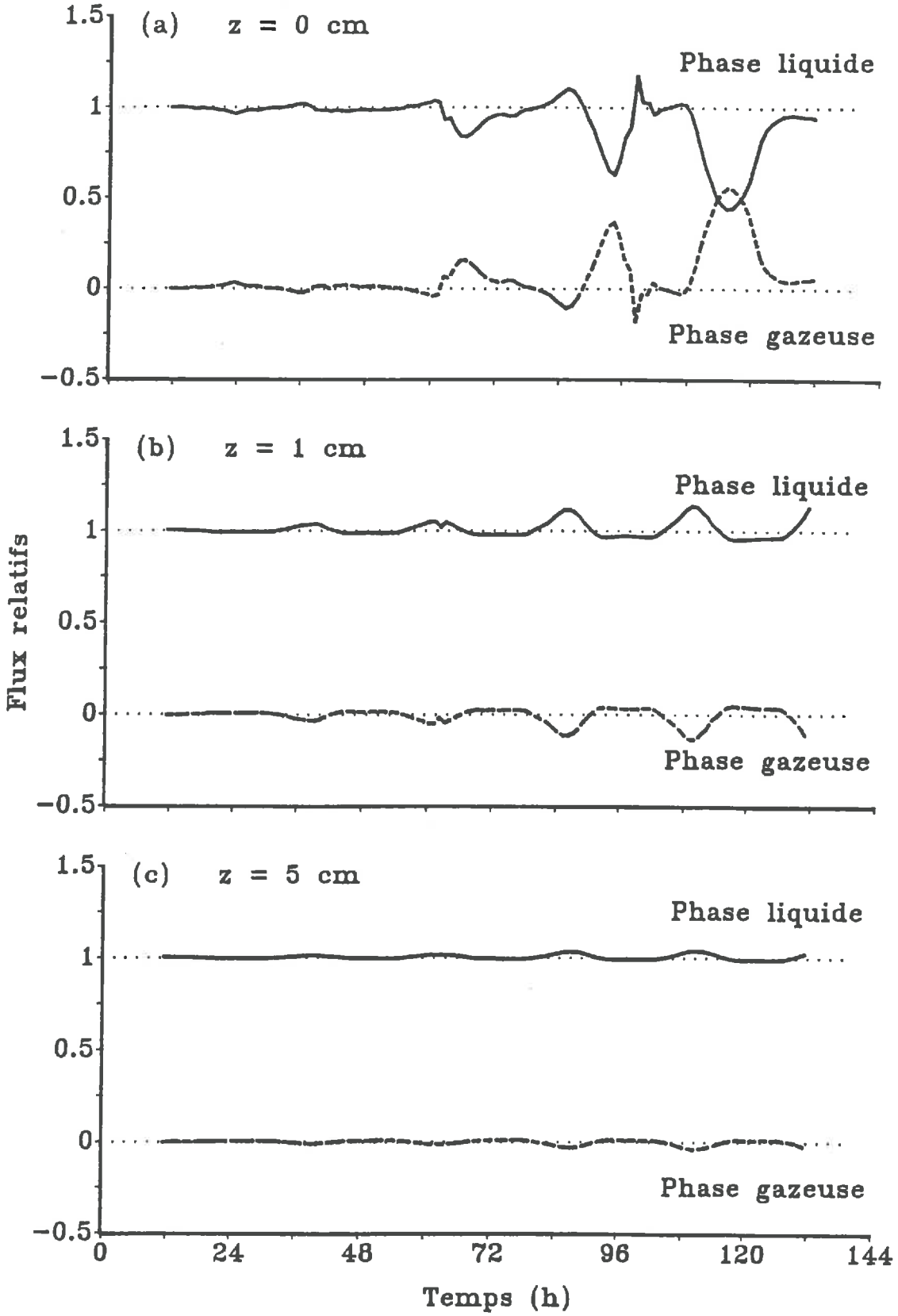


Figure 31 Comparaison des flux relatifs en phase gazeuse et en phase liquide par rapport aux flux totaux.

3.1.2. Gradient de potentiel vs gradient de température

Une analyse plus détaillée (Fig. 32a) montre que le flux en phase liquide est essentiellement dû aux gradients de potentiel, alors que le rôle du gradient de température sur les transferts en phase liquide est quasiment négligeable. Le flux en phase gazeuse est lié à la fois aux gradients de potentiel et de température (Fig. 32b), avec des fluctuations parfois très brutales : L'interprétation des résultats est globalement la suivante (Fig. 33) :

(i) pendant les périodes "de jour" (de midi à minuit environ), les flux en phase gazeuse vers l'atmosphère sont fortement liés aux gradients de pression. A l'inverse, des flux de sens contraire vers la profondeur existent et sont dûs aux gradients de température.

(ii) pendant les périodes "de nuit" (de minuit à midi environ), les flux dirigés vers l'atmosphère sont dûs aux gradients de température, tandis que des flux de sens contraire sont liés aux gradients de pression.

Au total, les flux en phase gazeuse liés à la fois aux gradients de pression et de température interviennent toujours simultanément, et avec des ordres de grandeur comparables.

3.2. Simplification du modèle de transferts couplés

Compte–tenu de l'analyse précédente relative à la contribution des différents flux, toute simplification du modèle apparaît a priori risquée, sauf à négliger l'effet des gradients de température sur les transferts en phase liquide [2ème terme de l'équation (6)]. Malgré tout, certaines tentatives de couplage réalisées jusqu'à présent entre des teneurs en eau de surface déduites de mesures hyperfréquences et des modèles de transferts hydriques (Bernard *et al.*, 1982; Prevot *et al.*, 1984) ont été réalisées dans le cadre d'une modélisation des transferts en phase liquide en conditions isothermes. Il est donc opportun de comparer, sur une même situation, la modélisation de référence (transferts

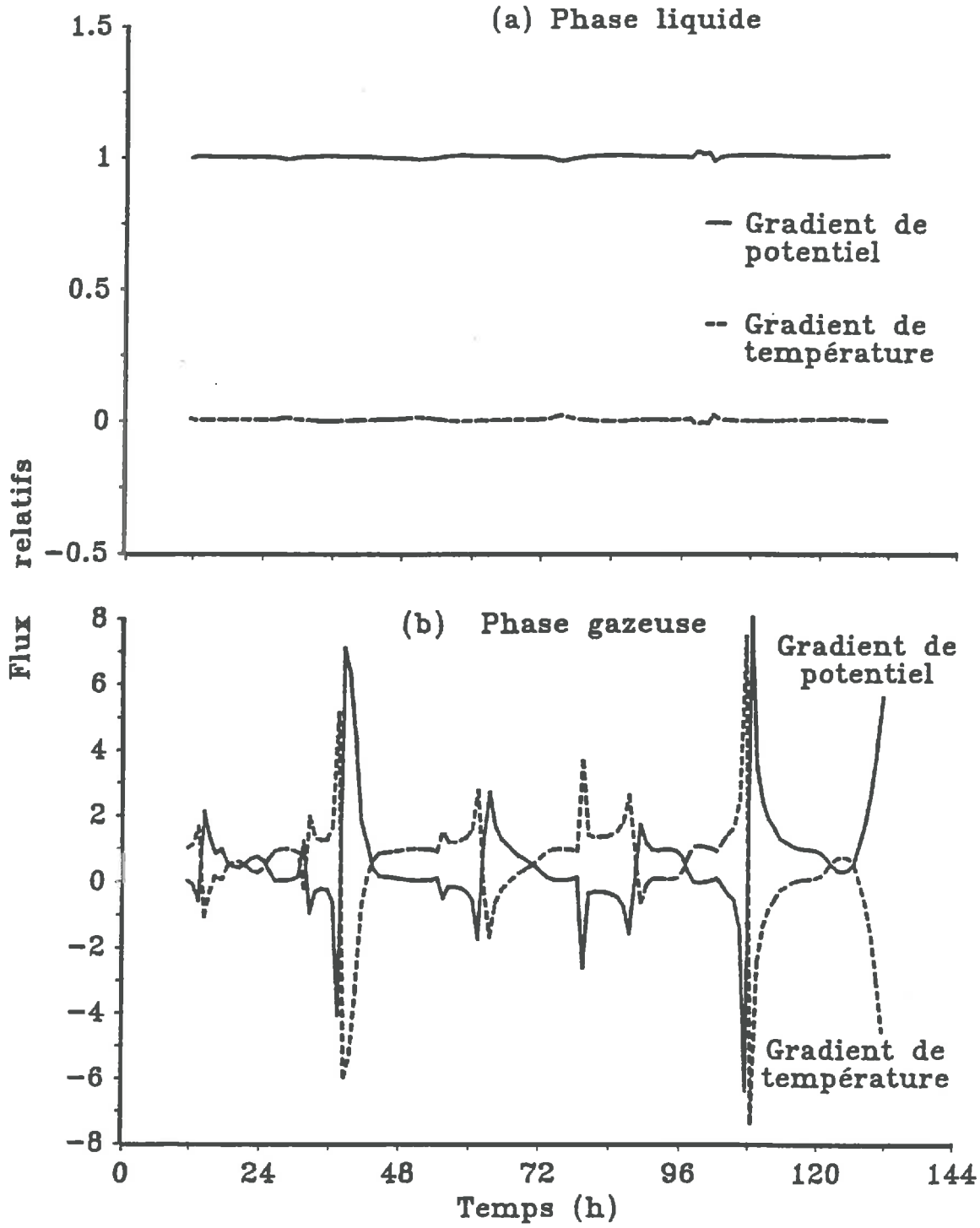


Figure 32 Comparaison du rôle des gradients de potentiel et de température sur le flux en phase liquide et en phase gazeuse.

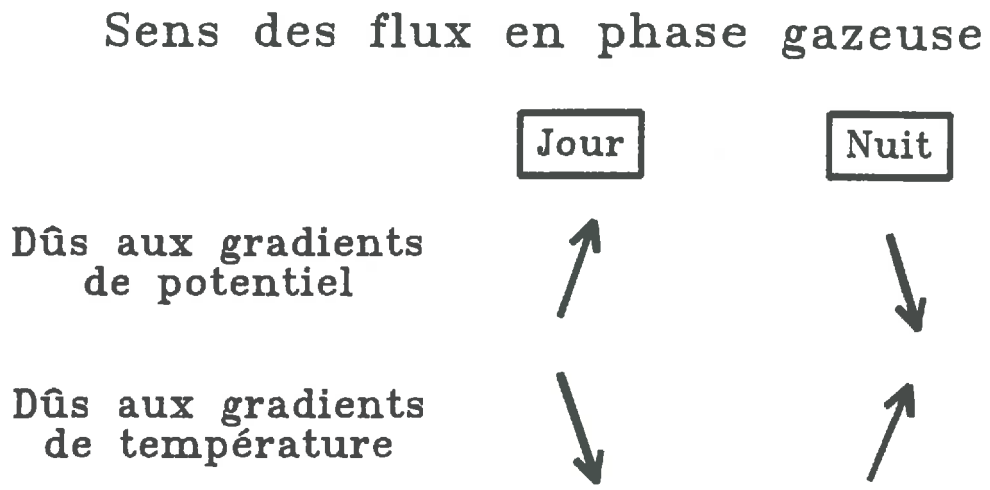


Figure 33. Sens des flux en phase gazeuse selon la période de la journée.

couplés d'eau et de chaleur) avec une modélisation simplifiée ne prenant en compte que les transferts en phase liquide en conditions isothermes (équation de Richards).

Pour réduire le modèle de transferts couplés d'eau et de chaleur à l'équation de Richards, on utilise l'équation (6) en posant :

$$D_{lh} = D_{lh} \tag{45}$$

$$D_{vh} = 0 \tag{46}$$

$$D_{hT} = 0 \tag{47}$$

Dans ce cas, les équations (6), (7), et (20) à (21) se réduisent à :

$$C_m \cdot \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(D_{lh} \cdot \frac{\partial h}{\partial t} - D_{lh}\right) \tag{48}$$

$$T(z,t) = T_0 \tag{49}$$

$$h_1(0,t) = h_1(t) \tag{50}$$

$$h_n(z_n,t) = h_n(t) \tag{51}$$

En utilisant la même situation initiale et les mêmes conditions aux limites au cours du temps (sauf pour la température), on a comparé pour la période du 9 Juillet 1987 à 11h30 au 14 Juillet 1987 à 11h30 les résultats obtenus à partir du modèle de transferts couplés d'eau et de chaleur avec ceux issus du modèle simplifié (transferts isothermes en phase liquide). La température imposée est calculée à partir de la température moyenne du sol pendant la période de mesures et est égale à 23.5 °C.

La Figure 34 compare les évaporations au cours du temps pour les deux modèles. On constate que sur 5 jours de simulation, les deux modèles donnent

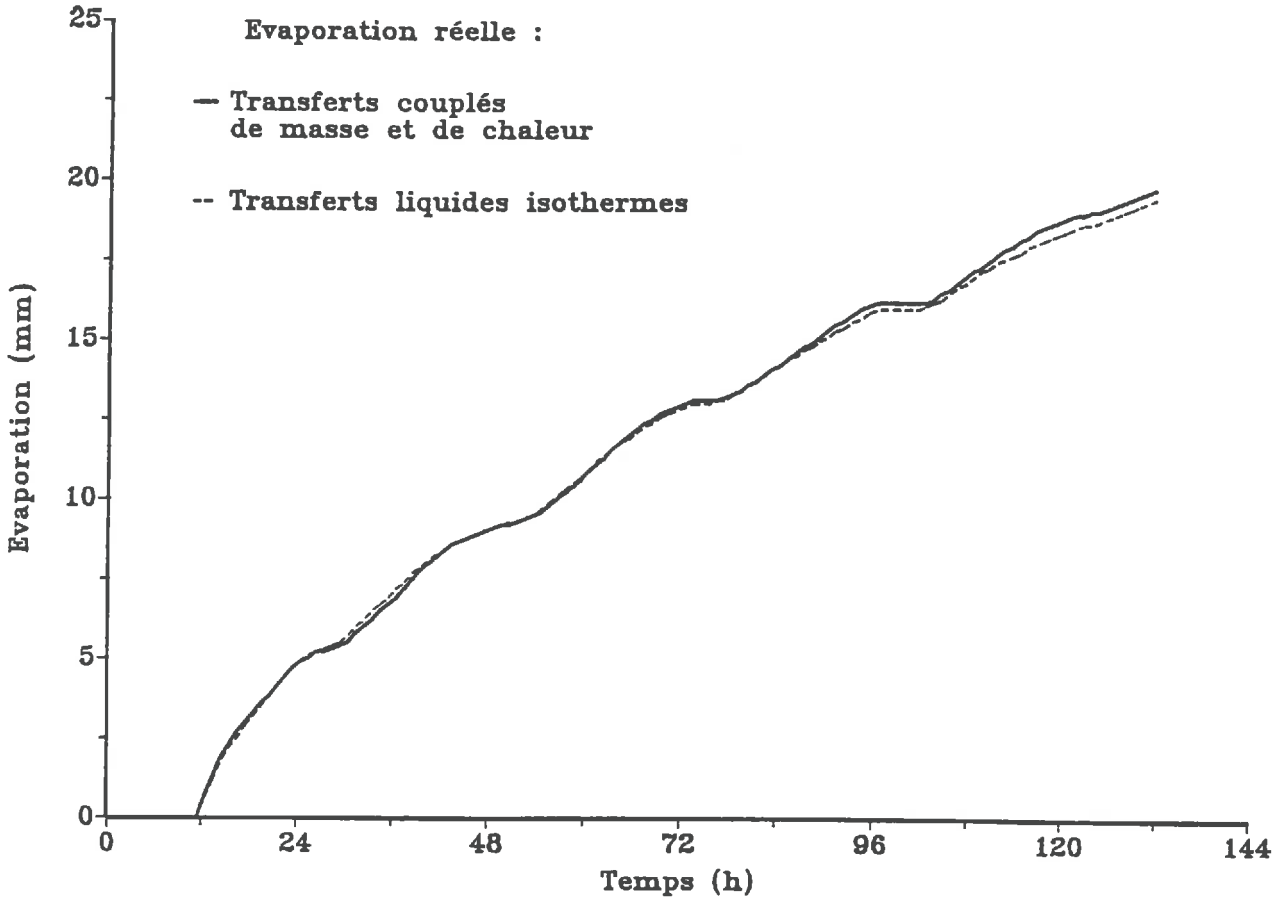


Figure 34 Comparaison de l'évaporation calculée par le modèle de transferts couplés d'eau et de chaleur avec celle obtenue par le modèle simplifié (phase liquide en condition isotherme)

presque les mêmes résultats. **Cette constatation apparaît totalement contradictoire avec la mise en évidence du rôle des transferts en phase gazeuse présentée précédemment.** En effet, nous avions montré que ceux–ci devenaient prédominants après quelques jours d'évaporation continue (Fig. 31).

L'explication de ce paradoxe est donnée par la Figure 35 qui représente, au cours du temps, l'évolution du rapport des gradients du potentiel à la surface du sol entre le modèle simplifié et le modèle de transferts couplés (référence). Ce rapport est presque systématiquement supérieur à 1 et augmente progressivement au cours du temps en suivant des alternances **"jour/nuit"**.

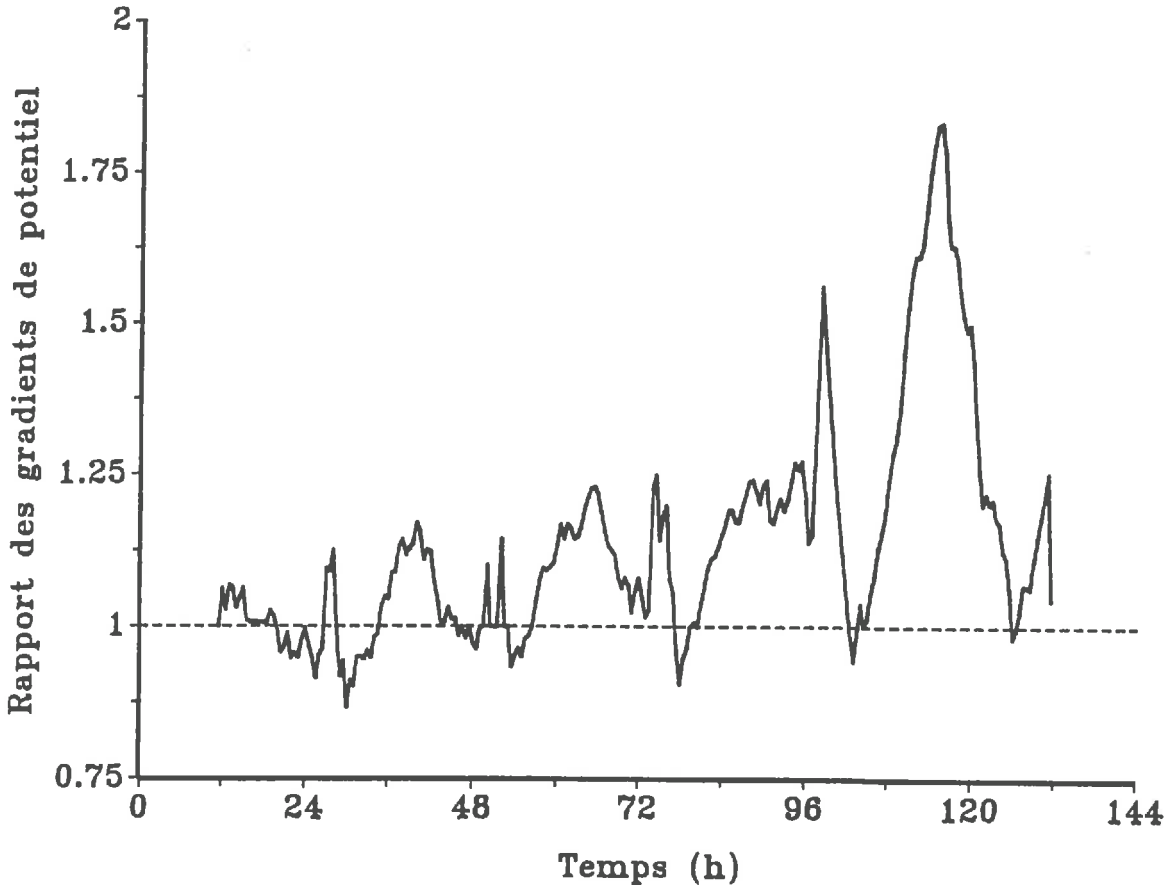


Figure 35 Evolution du rapport des gradients de potentiel en surface entre le modèle de transferts liquides en condition isotherme et le modèle de transferts couplés d'eau et de chaleur

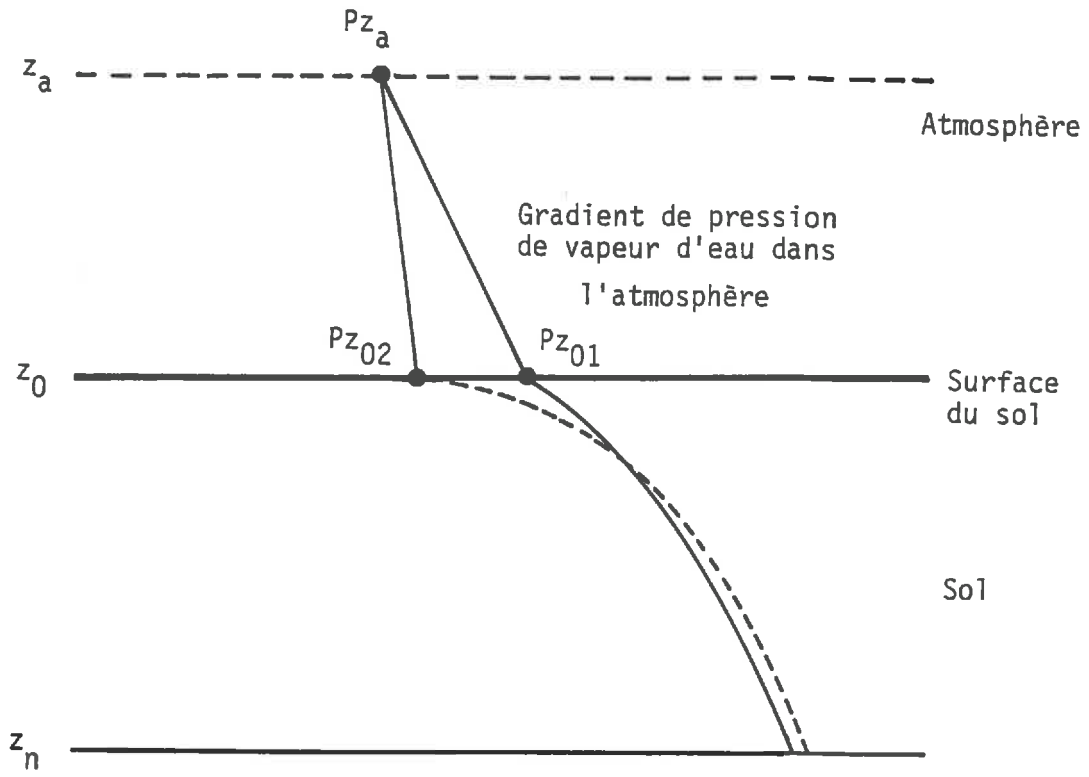
Ainsi, les gradients de potentiel à la surface du sol correspondant au modèle simplifié sont systématiquement supérieurs à ceux existants pour le modèle de référence. Ce phénomène constitue d'ailleurs la seule solution physique envisageable pour expliquer l'identité des flux calculés pour chacun des 2 modèles.

Il y a donc, pour le modèle simplifié, un phénomène de **"compensation"** entre les gradients de potentiel (surestimés) et les coefficients de transfert (sous–estimés par l'absence de prise en compte de la phase gazeuse). Ce phénomène aboutit alors à la restitution globale correcte des flux de surface mais génère dans le même temps des gradients de potentiel systématiquement biaisés à la surface du sol.

Il faut bien noter qu'**un résultat différent aurait pu obtenu en utilisant des conditions de flux à la surface du sol comme conditions aux limites** (par couplage avec les bilans radiatif et d'énergie). En effet, dans le cas d'utilisation de condition de flux, il existe un phénomène de **rétrocontrole** qui différencie les résultats des flux calculés par les 2 modèles (Fig. 36) : dans le cas du modèle simplifié, tout dessèchement "excessif" de la surface du sol lié à l'absence de prise en compte de transferts en phase gazeuse pour un flux évaporatif imposé à l'instant "t", va automatiquement entraîner une diminution de la pression partielle de vapeur d'eau à la surface du sol, et diminuer ainsi la demande évaporative imposée à l'instant "t + dt". Pour cette raison, les résultats des deux modèles seraient alors rapidement différenciés dès que la phase gazeuse devient importante (Passerat de Silans, 1986).

Enfin, sur le plan pratique, il apparaît –à condition toutefois de vérifier la généralité de ce résultat– qu'un modèle simplifié ne prenant en compte que les transferts en phase liquide en milieu isotherme est capable de restituer convenablement les flux réels à la surface du sol. Pour notre part, nous avons vérifié la stabilité de ce résultat en simulant sur une période de 15 jours, comprenant 2 phases d'infiltration, le bilan hydrique calculé pour chacun des 2 modèles (Fig. 37).

Les résultats montrent, ici encore, que les différences observées entre les 2 modèles restent faibles aussi bien pour les phases d'évaporation que d'infiltration. Ainsi, l'identité des 2 modèles pour l'estimation des flux semble relativement générale, au moins pour le sol considéré.



Au temps t : (1^{er} pas de temps)

——— Profil de teneur en eau "vrai" (prise en compte des transferts en phase liquide et gazeuse)

- - - - - Profil de teneur en eau "approché" (prise en compte des transferts en phase liquide uniquement)

Au temps "t+dt" : ($2^{ème}$ pas de temps)

Flux imposé à partir du profil de teneur en eau "vrai" :

$$q_1 = f(Pz_{01} - Pz_a)$$

Flux imposé à partir du profil de teneur en eau "approchée" :

$$q_2 = f(Pz_{02} - Pz_a)$$

On a donc : q_2 inférieur à q_1, ce qui entraine une différence entre les modèles "vrai" et "approché" au temps "t+dt"

Figure 36 Comparaison du modèle de transferts couplés et du modèle de transferts simplifiés en conditions de flux

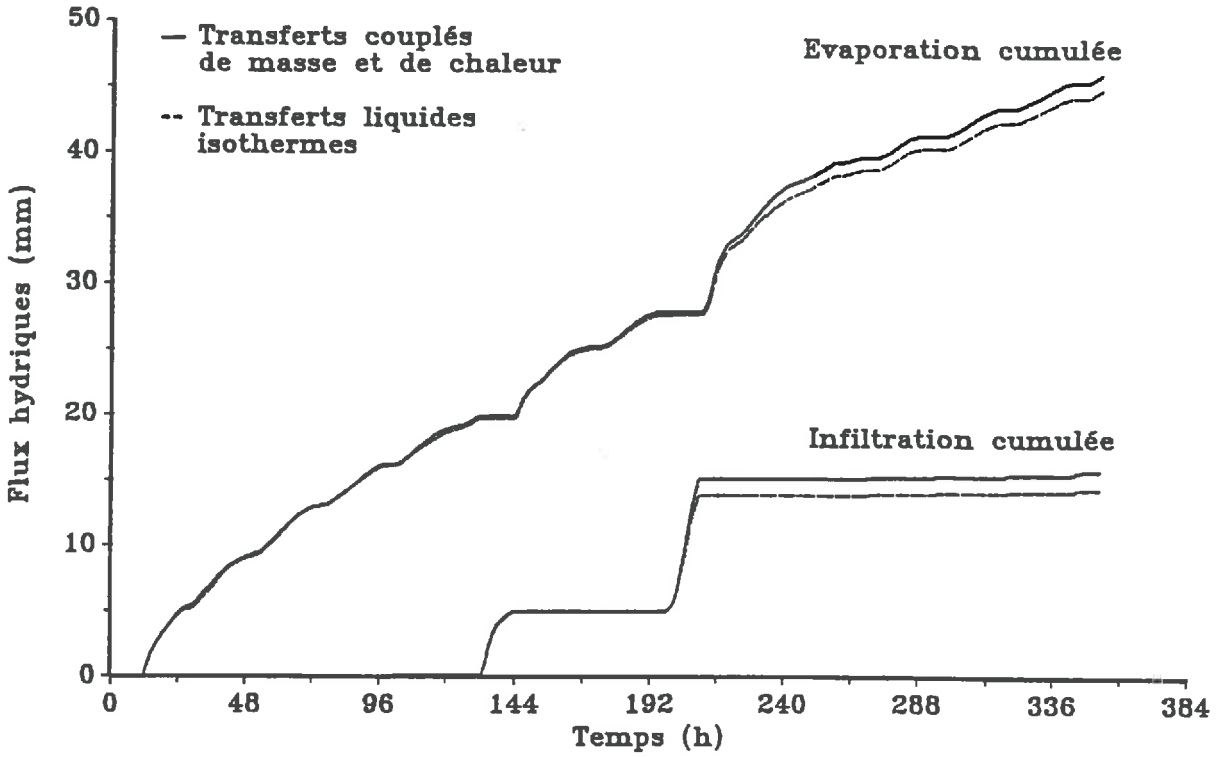


Figure 37 Comparaison de l'évaporation et de l'infiltration calculées entre le modèle de transferts couplés d'eau et de chaleur et le modèle de transferts en phase liquide en condition isotherme (simulation).

CONCLUSION RELATIVE A LA PREMIER PARTIE

Dans les chapitres 1 et 2, nous avons successivement présenté les bases théoriques et expérimentales de la modélisation des transferts couplés d'eau et de chaleur en comparant ensuite systématiquement les résultats modélisés aux résultats expérimentaux.

Les principales conclusions sont les suivantes :

(i) Les modèles de transferts couplés nécessitent au préalable une phase **de calage** portant essentiellement sur la conductivité hydraulique en milieu non saturé. Ceci étant fait, la comparaison du modèle avec l'expérience donne des résultats satisfaisants, dans la mesure où les autres coefficients de transferts sont bien déterminés.

(b) L'utilisation des teneurs en eau (puis des potentiels) comme conditions aux limites à la surface du sol, fournit des estimations des flux satisfaisantes, aussi bien au cours des phases d'évaporation que d'infiltration.

(c) Bien que cela constitue une contradiction apparente avec l'importance des flux en phase gazeuse mise en évidence, les modèles de transferts en phase liquide en milieu isotherme donnent des estimations de flux comparables à celle des modèles de transferts couplés d'eau et de chaleur.

Nous disposons donc maintenant des modèles satisfaisants (modèle complet ou modèle simplifié) de l'estimation du bilan hydrique sur sol nu. Nous pouvons donc envisager le couplage entre des estimations de teneur en eau de surface issues de mesures hyperfréquences, utilisées alors comme conditions aux limites à l'interface **"sol/atmosphère"**. Il est cependant indispensable au préalable, d'analyser **la signigfication physique de la teneur en eau superficielle du sol** estimée par mesures hyperfréquences : ce sera l'objet de la 2ème partie de ce travail (Chapitres 3 et 4).

DEUXIEME PARTIE

CHAPITRE 3

BASES THEORIQUES RELATIVES AUX MESURES HYPERFREQUENCES ACTIVES

INTRODUCTION

Ce chapitre sera essentiellement consacré à des rappels théoriques généraux sur la rétrodiffusion d'un signal radar sur sol nu. Nous présenterons une synthèse des principaux résultats acquis dans la littérature internationale sur les interactions entre les propriétés du sol (rugosité et humidité) et la rétrodiffusion d'une onde radar. Ces résultats constitueront pour nous **un point de départ** à partir duquel nous chercherons à préciser la notion "de teneur en eau de surface" accessible par mesures hyperfréquences, en nous appuyant notamment sur la notion de **"profondeur de pénétration du signal radar"** présentée en fin de ce chapitre.

1. BASES PHYSIQUES DE LA MESURE RADAR

1.1. Généralités

La propagation d'un signal électromagnétique dans un milieu quelconque est décrite par les lois de l'électromagnétisme. Celles–ci mettent en évidence le rôle des propriétés diélectriques du milieu, correspondant à un indice de réfraction, qui détermine la propagation du signal. Ceci est également valable pour des signaux radar qui se propagent dans l'air. A l'interface air–sol se produisent trois phénomènes principaux, à savoir une réflexion de surface, une transmission et une diffusion de l'onde dans le sol.

1.1.1. Réflexion de surface

La réflexion de surface d'un faisceau d'ondes cohérents fait principalement intervenir les caractéristiques géométriques de la surface du sol, que l'on regroupe sous la notion de rugosité. Qualitativement, les relations entre la rugosité et la réflexion de surface peuvent être illustrées par la Figure 38 :

(a) Pour une surface lisse [Fig. 38 (a)], la réflexion est uniquement de type spéculaire, c'est–à–dire que le signal se propage dans une

direction symétrique de la direction incidencte par rapport à la normale.

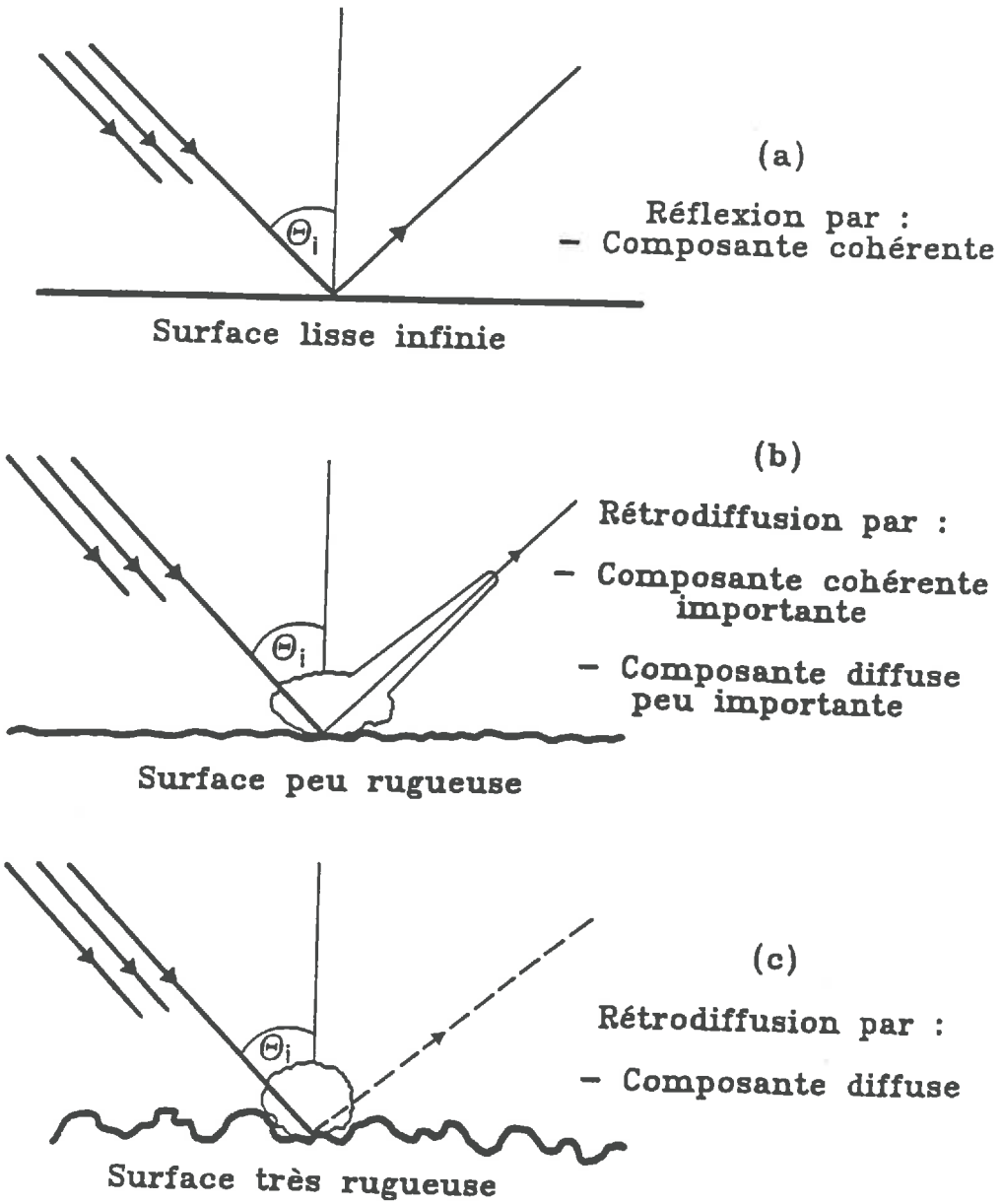


Figure 38 Schéma de différents comportements de réflexion d'un signal électromagnétique cohérent à l'interface air/sol en fonction de la rugosité de surface (Ulaby *et al.*, 1982).

(b) Pour une surface peu rugueuse [Fig. 38 (b)], les signaux réfléchis présentent deux composantes : une composante cohérente, pour laquelle le signal se propage dans la direction spéculaire, et l'autre incohérente, pour laquelle le signal se propage dans n'importe quelle direction.

(c) Pour une surface très rugueuse, la réflexion présente uniquement une composante incohérente [Fig. 38 (c)]

1.1.2. Transmission et diffusion de volume

La transmission et la diffusion de volume font intervenir les propriétés "internes" du profil du sol, en particulier, sa teneur en eau. En effet, l'état hydrique du sol détermine les propriétés diélectriques de celui–ci (indice de réfraction, ou permittivité diélectrique). Ces dernières vont déterminer la transmission du signal incident dans le sol, ainsi que la profondeur de pénétration [Fig. 39 (b)].

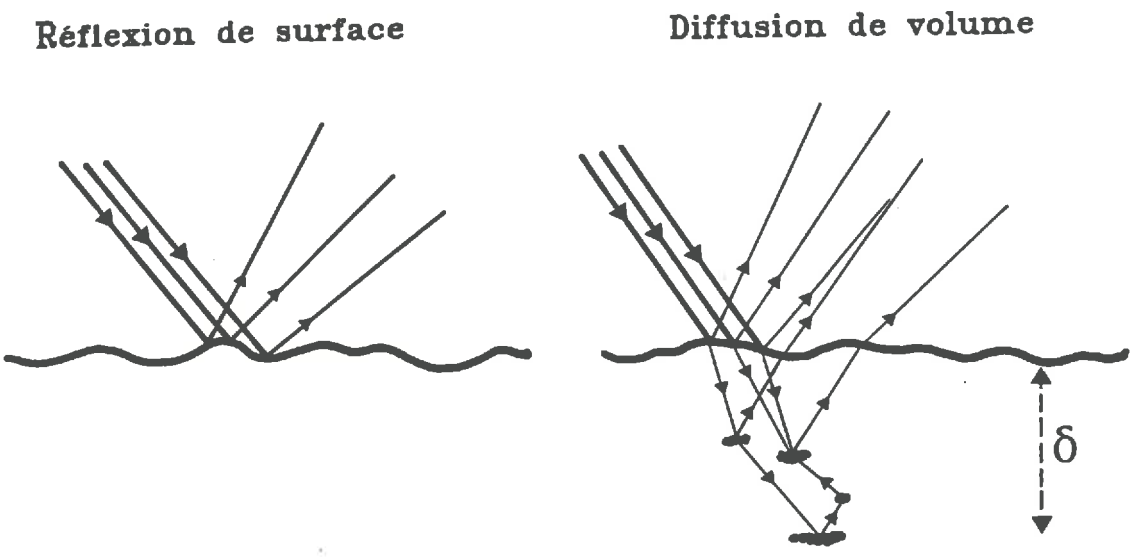


Figure 39 Réflexion de surface et diffusion de volume d'un signal élctromagnétique à l'interface air/sol.

Les propriétés de transmission et de diffusion de volume sont une notion importante dans la mesure radar. En effet, le signal rétrodiffusé et mesuré est lié à ces propriétés (Fluhr, 1981).

1.2. Equation Radar

1.2.1. Rappel sur la mesure radar

Le radar est un système actif d'émission et de réception de signaux hyperfréquences (micro–ondes), utilisable en particulier pour l'observation de la surface terrestre. Les longueurs d'onde des principaux systèmes radar utilisés sont comprises entre 30 et 0.8 cm (fréquence de 1 à 36 GHz). La désignation courante des différentes bandes est donnée dans le Tableau 9.
Le principe général d'un système radar (hyperfréquence actif) consiste à émettre un signal électromagnétique vers une surface cible et à enregistrer simultanément la puissance émise et la puissance du signal rétrodiffusé.

Le signal émis par le radar peut être assimilé à une onde plane caractérisée par :

- sa direction de propagation (incidence) (θ_i)
- sa fréquence d'émission (f) ou sa longueur d'onde (λ)
- sa puissance émise (P_e)
- sa polarisation (horizontale (H) ou verticale (V); une polarisation HH signifie que la polarisation horizontale est relative au signal incident et au signal reçu)

Les signaux émis se propagent dans l'air sans subir d'atténuation (sauf pour les signaux de fréquence supérieure à environ 18 GHz) et parviennent à l'interface "air–sol". Une partie des signaux incidents est transmise ou diffusée dans le sol, et une autre partie est réfléchie (Fig. 40). On mesure la puissance des signaux "rétrodiffusés" dans une direction privilégiée, qui est la direction des signaux incidents. Ce signal "rétrodiffusé", par ses caractéristiques physiques propres (fréquence, polarisation) transporte des informations acquises au moment de l'interaction des signaux incidents avec la surface du sol. La puissance reçue

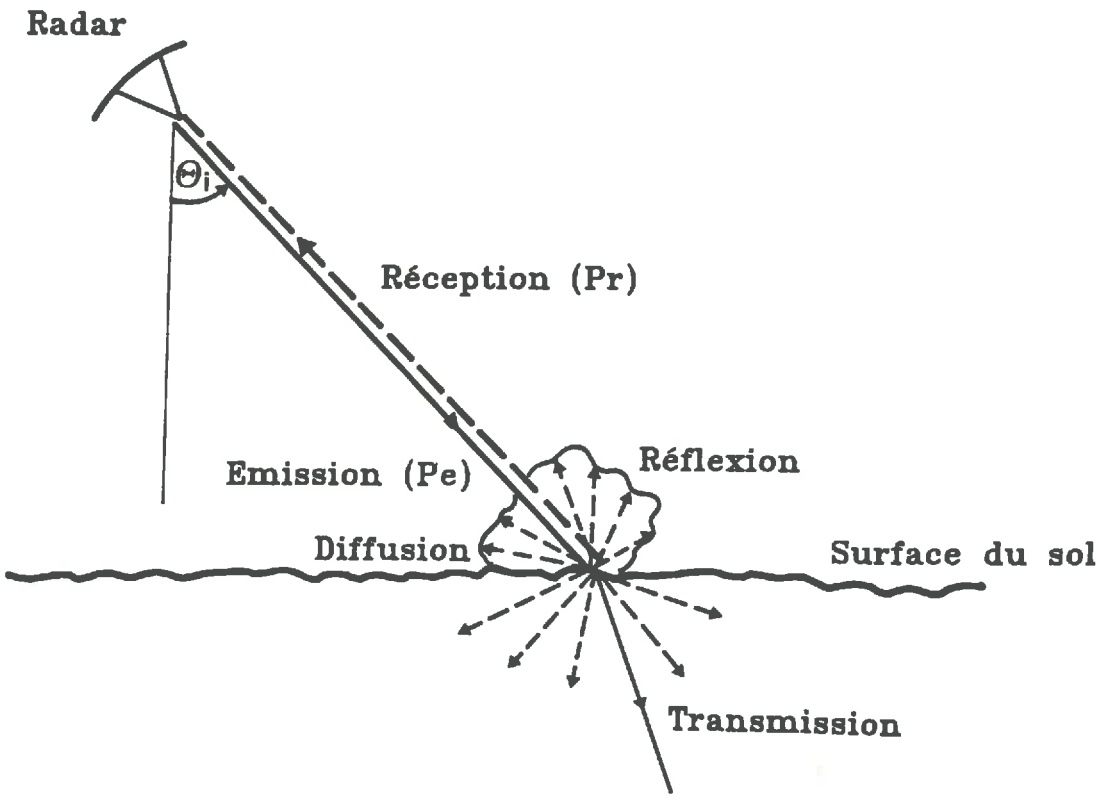


Figure 40 Schéma du principe de la mesure radar (réflexion, transmission et diffusion du signal)

dépend à la fois des caractéristiques de la configuration radar (fréquence; incidence; polarisation) et du pouvoir de réflexion et de rétrodiffusion de la surface cible étudiée.

Ce dernier facteur, pour un sol nu est fonction essentiellement de sa rugosité et de l'humidité des premières couches du sol.

Tableau 9. Designation des bandes Radar utilisées en télédétection.

designation (bande)	fréquence (Ghz)	longueur d'onde moyenne (cm)
L	1 – 2	30.0 – 15.0
S	2 – 4	15.0 – 7.5
C	4 – 8	7.5 – 3.7
X	8 – 12	3.7 – 2.5
Ku	12 – 18	2.5 – 1.7
K	18 – 22	1.7 – 1.4
Ka	22 – 36	1.4 – 0.8

1.2.2. Section efficace de rétrodiffusion

Considérons qu'une antenne radar a une surface A et une luminance L_i (puissance émise ou réfléchie par unité de surface et d'angle solide). Cette antenne irradie une surface élémentaire dS située à une distance D (Fig. 41a). Soit $d\omega$ l'angle solide sous lequel un élément de surface de l'antenne voit la surface élémentaire dS. L'angle solide $d\omega$ est donné par la relation suivante :

$$d\omega = \frac{\cos\theta_i}{D^2} \cdot dS \qquad (52)$$

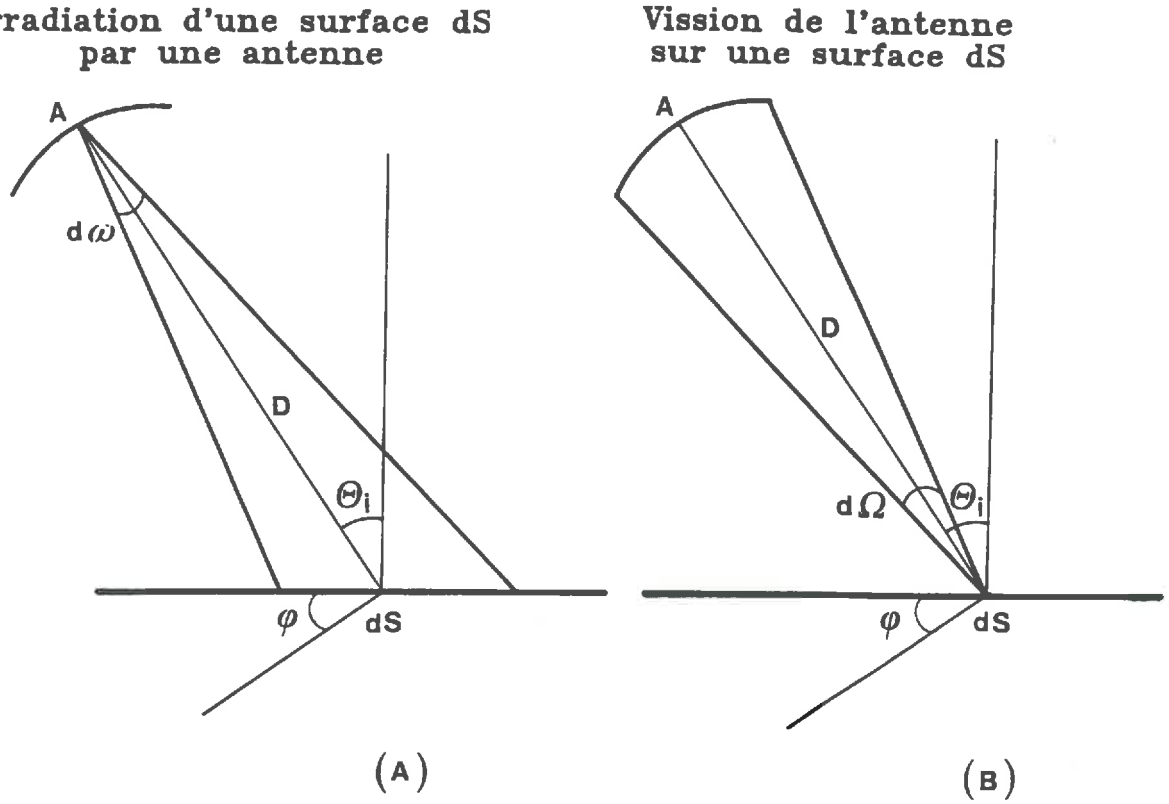


Figure 41 Schéma de la surface élémentaire participant à la rétrodiffusion lors de la mesure radar

Soit $d\Omega$ l'angle solide sous lequel la surface élémentaire dS voit l'antenne (Fig. 41B) :

$$d\Omega = \frac{A}{D^2} \tag{53}$$

La puissance incidente dP_e reçue par l'élément de surface dS s'écrit :

$$dP_e = L_i \cdot A \cdot d\omega \tag{54}$$

En combinant les équations (52), (53) et (54), on obtient :

$$dP_e = L_i \cdot \cos\theta_i \cdot dS \cdot d\Omega \tag{55}$$

Le flux incident ($d\phi_i$) est défini par :

$$d\phi_i = \frac{P_e}{\cos\theta_i \cdot dS} \tag{56}$$

On obtient en combinant (55) et (56) :

$$d\phi_i = L_i \cdot d\Omega \tag{57}$$

Les équations (53) et (57) donnent :

$$d\phi_i = L_i \frac{A}{D^2} \tag{58}$$

La puissance mesurée pour l'élément de surface dS, dans l'angle solide $d\Omega$, est donnée par la relation suivante :

$$dP_r = L_r \cdot \cos\theta_i \cdot d\Omega \cdot dS \tag{59}$$

où L_r est la luminance de réflexion de la cible dS.

Par définition, la section efficace différentielle d'une surface dS localisée par ses coordonnées polaires (θ_i,φ) est la puissance reémise par unité d'angle solide et par unité de flux incident. On a donc la relation suivante :

$$\frac{d\sigma(\theta_i,\varphi)}{d\Omega} = \frac{dP_r \cdot dS/d\Omega}{d\phi_i} \tag{60}$$

Par définition, la section efficace de la rétrodiffusion radar est :

$$\sigma(\theta_i,\varphi) = 4\pi \frac{d\sigma(\theta_i,\varphi)}{d\Omega} \tag{61}$$

On introduit le coefficient de rétrodiffusion radar, ou section efficace de rétrodiffusion (σ_0), défini par :

$$\sigma_0(\theta_i,\varphi) = \frac{\sigma(\theta_i,\varphi)}{\Sigma} \qquad (62)$$

où Σ est la surface totale illuminée.

1.2.3. Coefficient de rétrodiffusion radar

La puissance reçue au niveau de l'antenne provenant d'une surface S correspond à la somme des contributions des surfaces élémentaires dS. Elle est reliée aux caractéristiques du radar et de la cible par "l'équation radar" :

$$P_r = P_e \frac{1}{(4\pi)^3} \lambda^2 \iint_S \frac{G_e(\theta_i,\varphi)\ G_r(\theta_i,\varphi)}{D^4} \sigma_0(\theta_i,\varphi)\ dS \qquad (63)$$

avec :

Pr	= puissance reçue
Pe	= puissance incidente
λ	= longueur d'onde (m)
$G_e(\theta_i,\varphi)$	= gain de l'antenne en émission
$G_r(\theta_i,\varphi)$	= gain de l'antenne en réception
$\sigma_0(\theta_i,\varphi)$	= section efficace de rétrodiffusion
D	= distance de la cible à l'antenne (m)
S	= surface de la cible mesurée (m^2)

L'équation radar peut être décomposée en trois parties :

- sa partie liée à la contribution de la cible (σ_0)
- sa partie liée au système de mesure (Pe, Ge, Gr, λ)
- sa partie liée à la géométrie de la mesure (D, S)

Pour une configuration donnée de la mesure, la valeur du coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) est obtenue par la résolution de l'équation radar. On démontre ainsi que le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) est une variable

proportionnelle au rapport des puissances émise et reçue. Enfin, cette grandeur, présentant une forte dynamique de variation, est exprimée en décibels (dB):

$$\sigma_0\,(\mathrm{dB}) = 10 \cdot \log_{10}(\sigma_0) \tag{64}$$

2. EFFET DE LA TENEUR EN EAU ET DE LA RUGOSITE SUR LE COEFFICIENT DE RETRODIFFUSION RADAR (σ_0) : Etude bibliographique

Des études empiriques et théoriques ont été réalisées en vue de séparer l'influence propre de la teneur en eau et de celle de la rugosité sur le comportement angulaire du coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) (Ulaby, 1974; Ulaby *et al.*, 1978; Ulaby *et al.*, 1982; Pausader, 1982; Le Toan, 1982; Jackson et O'Neill, 1985; Autret, 1987). Les études consistent à comparer le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) obtenu par des mesures en faisant varier à la fois la rugosité et la teneur en eau du sol pour différents angles d'incidence. Les principaux résultats seront examinés dans les parties qui suivent.

2.1. Réponse angulaire

Des résultats importants obtenus par Ulaby *et al.* (1978), sont présentés sur les Figures 42 (a, b, c, et d). Ces figures montrent le rôle de l'angle d'incidence sur la variation du coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) pour une fréquence, une teneur en eau et une rugosité données. De façon générale, le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) décroît avec l'augmentation de l'angle d'incidence. Cette décroissance est d'autant plus importante que la surface du sol est lisse [écart–type des hauteurs par rapport au plan moyen (H_{rms}) < 2 cm]. Par contre, pour une surface rugueuse (H_{rms} > 3 cm), la variation devient pratiquement négligeable. Ceci montre clairement l'existence d'un comportement de type spéculaire pour les surfaces lisses, qui sont caractérisées par une décroissance très rapide du coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) avec l'angle d'incidence. Le comportement de type diffus est observé pour des surfaces rugueuses, qui présentent une faible décroissance du coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) avec l'augmentation de l'angle d'incidence. Ces résultats ont été confirmés par les travaux de Fluhr (1981), Pausader (1982) et Bernard *et al.* (1982).

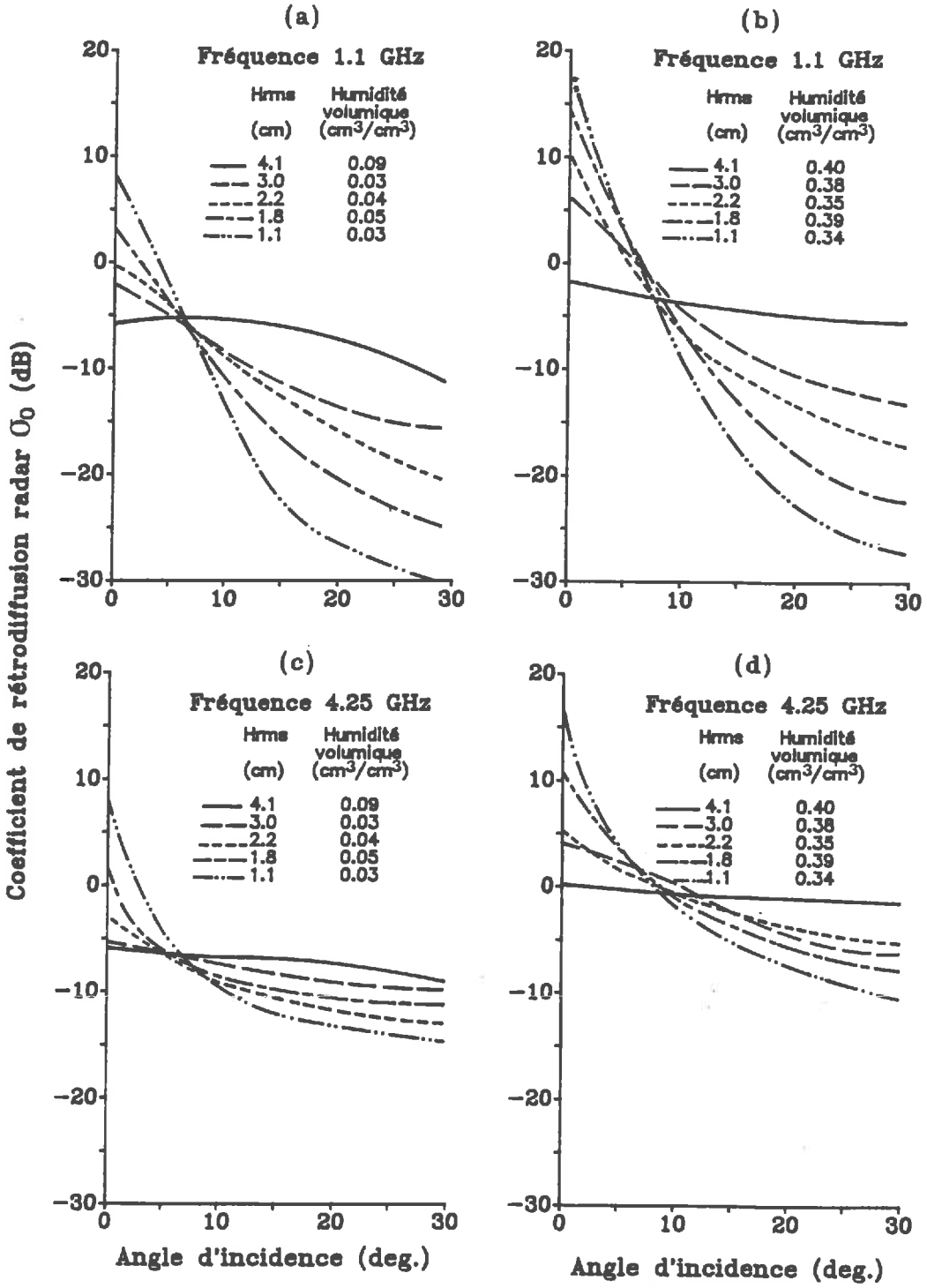


Figure 42 Comportement angulaire de la mesure radar pour différents états de surface et différentes humidités (Ulaby *et al.*, 1978; Ulaby *et al.*, 1982)

2.2. Effet de la fréquence

Pour deux fréquences différentes (Fig. 42a et 42c ou 42b et 42d), l'allure générale des courbes est semblable. Cependant, de façon quantitative, on constate que pour les mêmes variables mesurées (teneur en eau et rugosité), les variations du coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) en fonction♀Figure 42 de l'angle d'incidence sont beaucoup plus importantes pour la fréquence 1.1 GHz que pour la fréquence 4.25 GHz. En outre, l'effet de la rugosité pour les deux fréquences utilisées est différent. Les différents niveaux de rugosité induisent une variation sur le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) de +8 à –14 dB pour la fréquence de 4.25 GHz (Fig. 42c), tandis que pour la fréquence de 1.1 GHz, la variation observée est de +8 à –30 dB (Fig. 42a).

Ces résultats ont clairement mis en évidence l'effet relatif de la rugosité du sol sur la mesure radar qui dépend d'une part, de la fréquence et d'autre part, de l'incidence de mesure (Fluhr, 1981; Pausader, 1982). Ainsi une surface vue "lisse" à la fréquence 1.1 GHz, peut apparaître "moins lisse" à la fréquence 4.25 GHz.

2.3. Effet de la teneur en eau

Pour une rugosité et une fréquence données (Fig. 42a/b, 42c/d, et Fig 43), la variation de teneur en eau du sol se traduit globalement par une translation des courbes de la réponse angulaire du coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0). Un sol **"humide"** correspond à une rétrodiffusion **"forte"** tandis qu'un sol "sec" correspond à une rétrodiffusion **"faible"**. En effet, un sol sec transmet le signal (diffusion de volume), tandis que un sol **humide** réfléchit la quasi totalité du signal. Ceci est lié aux propriétés diélectriques du sol, déterminant la répartition du signal incident (réflexion , transmission et diffusion). Ces propriétés sont elles–mêmes fortement liées à la teneur en eau : la Figure 44 montre la relation empirique entre la teneur en eau et la permittivité diélectrique du sol pour deux textures (argileuse et sableuse). (Dobson *et al.*, 1985; Hallikainen *et al.*, 1985). On remarque que l'allure générale des permittivités diélectriques est la même pour différents sols.

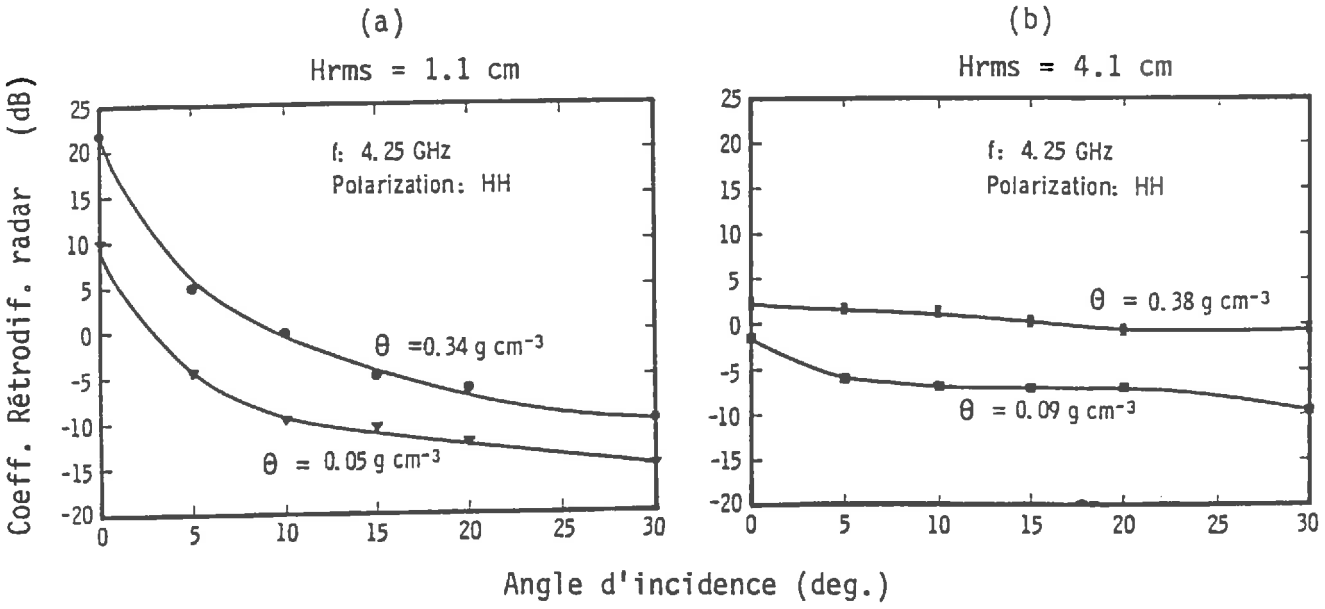


Figure 43 Rôle de la teneur en eau sur le comportement angulaire de la mesure radar (Ulaby *et al.*. 1982)

2.4. Gamme d'incidence pour laquelle l'effet de la rugosité est minimisé

La Figure 42 (a, b, c, d) montre que dans tous les cas, les courbes se croisent pour une incidence de 7° à 10°. Une autre étude effectuée par Pausader (1982) pour des caractéristiques de mesures semblables, situe cette gamme de 5 à 20° On peut donc admettre que dans cette gamme d'incidence, l'influence de la rugosité est minimisée, voire éliminée. **Autrement dit, on peut isoler l'influence propre de la teneur en eau sur la variation du coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0).**

Ceci est confirmé par la Figure 45, qui montre qu'à 4.25 GHz notamment, le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) devient pratiquement insensible aux variations de rugosité pour une incidence située vers 10° environ.

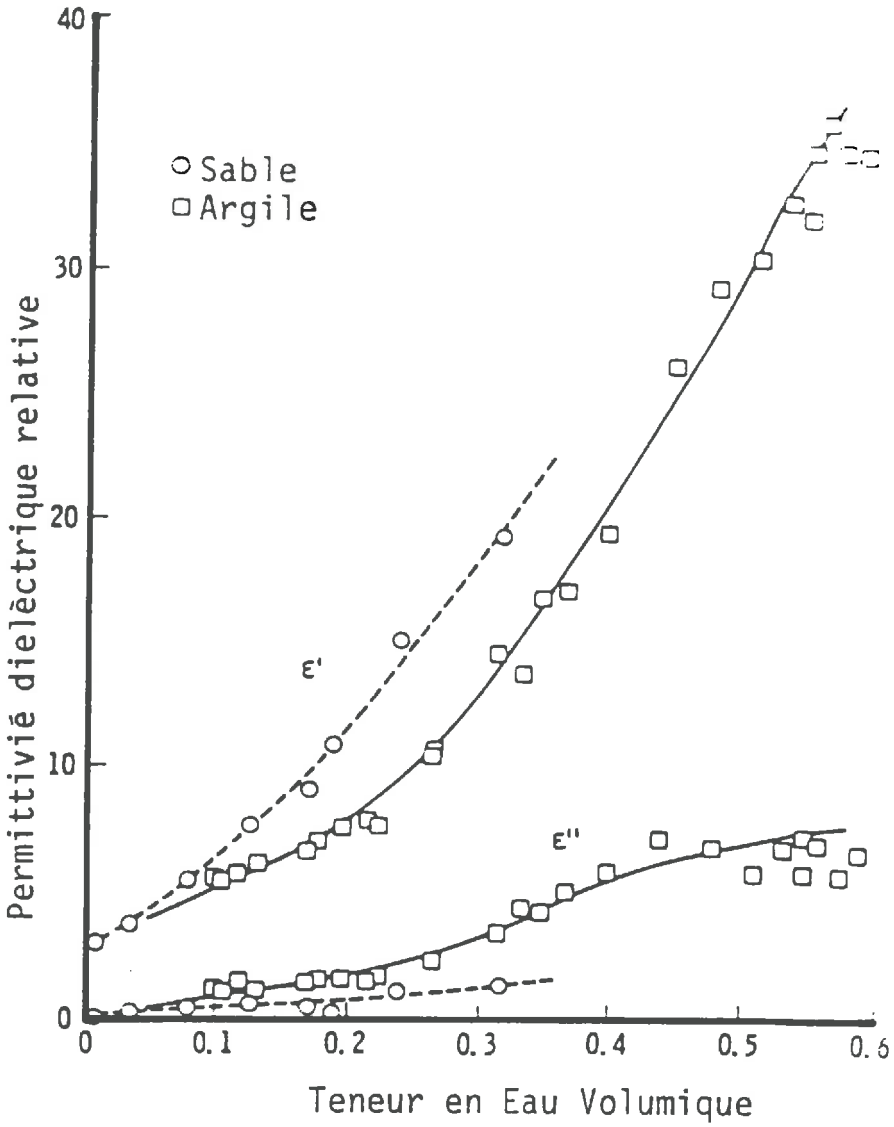


Figure 44 Relation "teneur en eau – permittivité diélectrique" pour un sol donné (Ulaby *et al.*, 1982).

2.5. Configuration optimale

En se basant sur les discussions précédentes, il semble que la relation **"directe"** entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la teneur en eau du sol (θ) soit accessible en respectant les conditions suivantes :

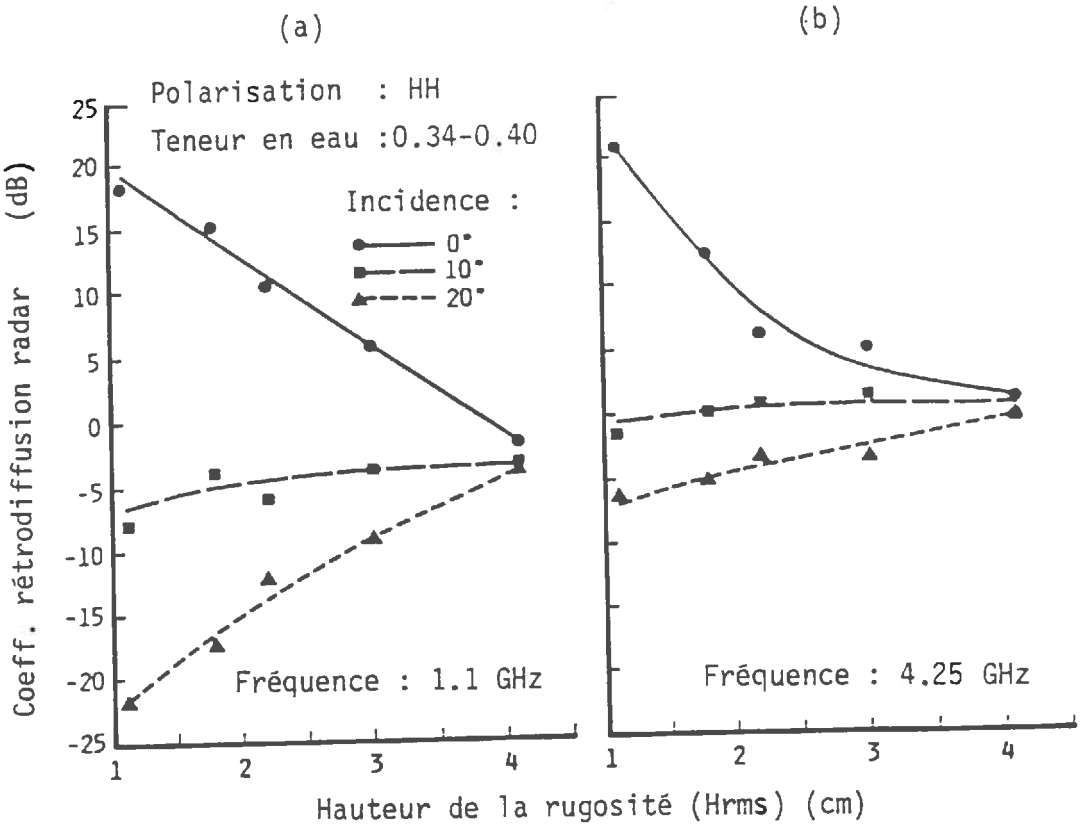


Figure 45 Effet de la fréquence sur la variation du coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) en fonction de l'angle d'incidence (Ulaby *et al.*, 1982)

(a) Fréquence : 5 GHz environ (bande C)
(b) Incidence : 5° à 20°
(c) Polarisation : HH

En ce qui concerne la polarisation, nous ne discuterons pas cet aspect dans le détail. Les études effectuées par différents auteurs montrent que la polarisation HH est bien adaptée à la mesure hyperfréquence pour l'estimation de la teneur en eau du sol (Fluhr, 1981).

La Figure 46 montre les résultats obtenus par Ulaby *et al.* (1982) en utilisant la configuration de la mesure ci–dessus, sur différents types de sol. On

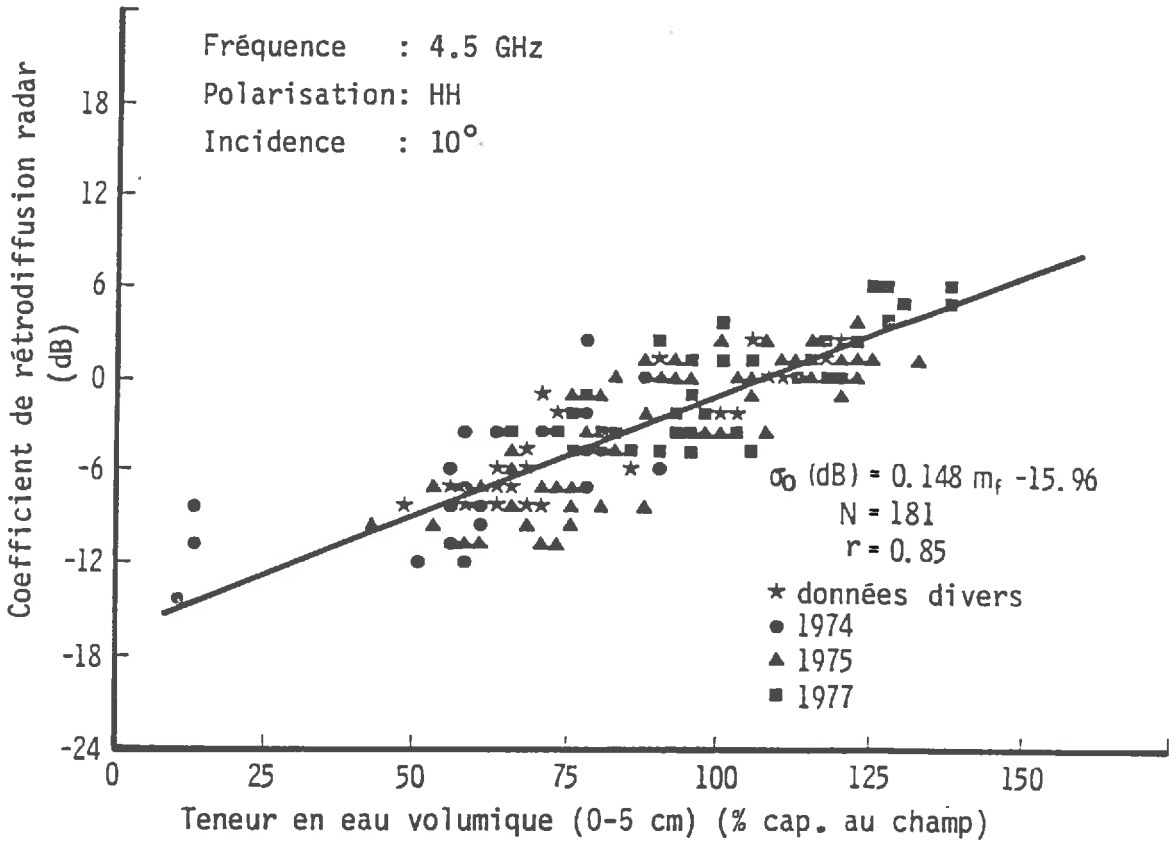


Figure 46 Relation empirique "coefficient de rétrodiffusion radar – teneur en eau du sol (Ulaby *et al.*, 1982)

constate que ces résultats permettent de mettre en évidence une relation (linéaire dans ce cas) entre le coefficient de rétrodiffusion radar et la teneur en eau du sol, exprimée, dans cet exemple, en pourcentage de la capacité au champ. En ce qui concerne l'épaisseur de sol pour laquelle la mesure de la teneur en eau est réalisée, celle–ci correspond généralement à 0–5 cm (Ulaby *et al.*, 1978; Pausader, 1982; Bernard *et al.*, 1982, Le Toan, 1982).

Malgré tous les résultats acquis, il nous semble important d'évoquer une certain nombre de problèmes de fond liés à la relation "coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0)–teneur en eau du sol". Les principaux problèmes discutés sont les suivants :

(a) Le choix d'un indicateur de la teneur en eau du sol (quelle teneur en eau ? quelle profondeur ?) vis–à–vis de la mesure radar est souvent délicat : des approches empiriques ne permettent de résoudre que partiellement le problème. Pour ce qui concerne le choix de la variable "teneur en eau", la teneur en eau volumique ou une transformation de celle–ci sont le plus souvent utilisées par les auteurs. En ce qui concerne la profondeur de l'échantillonnage, la plupart des auteurs ont choisi une profondeur arbitraire 0–5 cm, mais ce choix n'a pas de justification théorique rigoureuse.

(b) La stratification hydrique des couches de surface est parfois très forte et induit une stratification des propriétés diélectriques de ces mêmes couches. Il y a donc une modification des interactions principales (réflexion, transmission et diffusion) entre le signal électromagnétique et le sol par rapport au cas du sol homogène. Il est donc possible qu'une partie notable de la variance résiduelle de la relation **"coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0)–teneur en eau du sol"**, lorsque la teneur en eau est mesurée sur une profondeur arbitraire et constante, soit liée à ce problème. Pour aborder un tel problème, il apparaît alors utile de disposer d'un modèle approché de calcul de la profondeur de pénétration du signal incident.

(c) Enfin, rappelons que dans le couplage entre **"une teneur en eau des couches de surface"** estimées par mesures hyperfréquences et un modèle de transferts hydriques (cf. 1ère partie), il est indispensable de préciser physiquement la signification de cette teneur en eau et son écart par rapport à la teneur en eau de surface réelle ($z = 0$).

3. MODELISATION DE LA PROFONDEUR DE PENETRATION

3.1. Hypothèses du modèle

Compte–tenu de la complexité du phénomène d'interaction entre les signaux électromagnétiques et le sol, nous ferons les hypothèses simplificatrices suivantes (Pausader, 1982) :

(1) La surface du sol est considérée comme lisse et infinie.

(2) Le sol est modélisé comme un milieu stratifié, dont les propriétés diélectriques varient uniquement en fonction de la profondeur. Le sol se présente donc comme une superposition de couches homogènes horizontales. La permittivité diélectrique de chaque couche est déduite de sa teneur en eau.

(3) Le signal incident est considéré comme une onde plane. Lorsque le signal arrive à l'interface air–sol, une partie est réfléchie et une autre est transmise. A l'intérieur du sol, il y a réflexion à l'interface entre les couches de sol, et, dans chaque couche, se produisent transmission et atténuation. Les signaux incidents sont donc affectés par trois phénomènes : réflexion, transmission et atténuation (Fig. 47).

En réalité, un modèle plus complet devrait prendre en compte des réflexions multiples à l'intérieur du sol. Or, Pausader (1982) a montré qu'un modèle plus réaliste, prenant en compte des réflexions multiples, donne des résultats comparables à un modèle simplifié ne prenant en compte qu'une réflexion à chaque interface. En conséquence, nous conserverons le modèle simplifié.

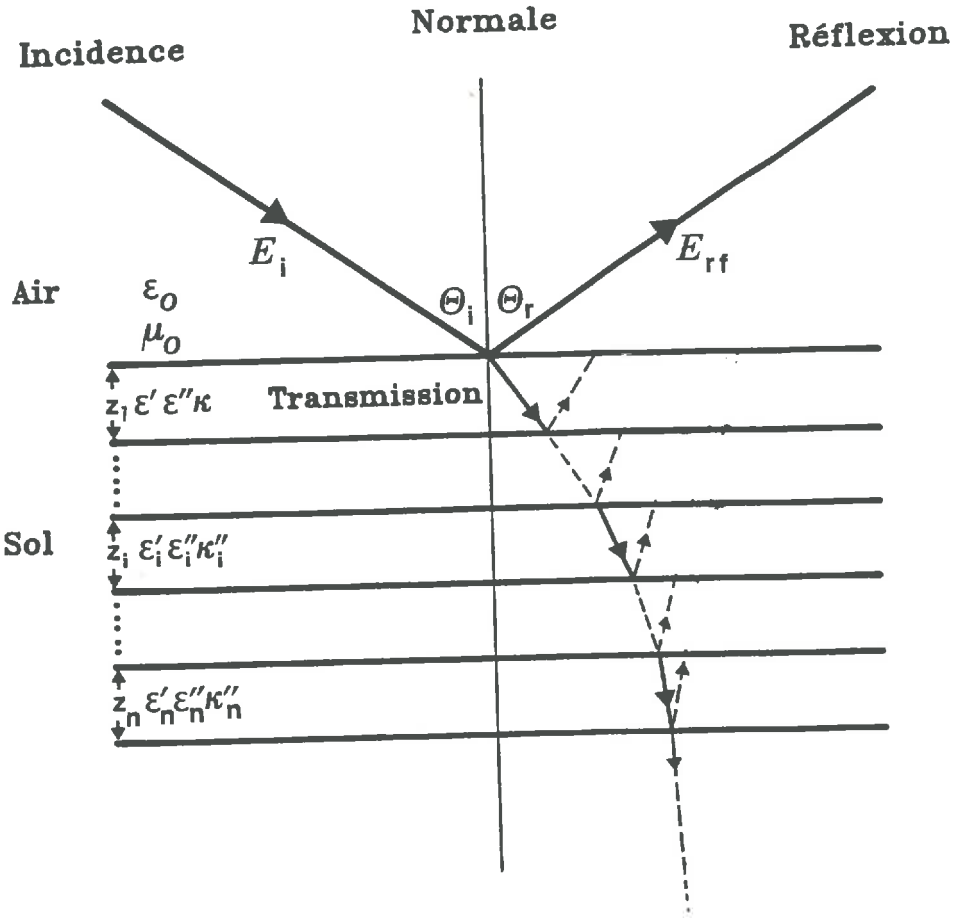


Figure 47. Schéma de propagation d'un signal radar à travers un sol.

3.2. Description du modèle (Pausader, 1982)

3.2.1. Données générales

L'air est considéré comme un milieu diélectriquement réel, le sol est considéré comme un milieu diélectriquement complexe. Un milieu réel (air) est caractérisé par un indice de réfraction réel "n_i", et un milieu complexe (sol) par un indice de réfraction complexe "n_t". L'indice de réfraction complexe "n_t" est défini par :

$$n_t = n_t' + i \cdot n_t'' \tag{65}$$

avec :

n_t' = partie réelle
n_t'' = partie imaginaire.
i^2 = -1

On adopte par la suite les notations suivantes : les indices **"i" et "t"** correspondent respectivement à la couche incidente et à la couche de transmission sous–jacente (Fig. 47).

Dans le cas d'un milieu réel (air), on a la relation :

$$n_i = \sqrt{\epsilon_r} \quad \text{ou} \quad n_i^2 = \epsilon_r \tag{66}$$

avec :

n_i = indice de réfraction réel
ϵ_r = permittivité diélectrique relative réelle

Dans le cas d'un milieu complexe (sol) :

$$(n_t' + i \cdot n_t'')^2 = \epsilon_{rt}' + i \cdot \epsilon_{rt}'' \tag{67a}$$

ou

$$(n_t'^2 - n_t''^2) + 2n_t' \cdot n_t'' \cdot i = \epsilon_{rt}' + i \cdot \epsilon_{rt}'' \tag{67b}$$

avec :

ϵ_{rt}' = partie réelle de la permittivité diélectrique relative
ϵ_{rt}'' = partie imaginaire de la permittivité diélectrique relative

On peut décomposer l'expression (67b) en deux parties :

$$n_t'^2 - n_t''^2 = \epsilon_{rt}' \tag{68}$$

et

$$2n'_t \cdot n''_t = \epsilon''_{rt} \tag{69}$$

Dans le cas où le milieu de réfraction "t" a un indice de réfraction nt complexe, la loi de base de Snell–Descartes s'écrit :

$$n_i \cdot \sin\theta_i = n_t \cdot \sin\theta_t \tag{70}$$

avec :

n_i = indice de réfraction réel du milieu incident
θ_i = angle d'incidence réel
n_t = indice de réfraction complexe du milieu de transmission
θ_t = angle de réfraction complexe

D'après Becker (1978), le problème complexe peut toujours se ramener à un problème réel. L'équation (70) est modifiable en considérant que le milieu de transmission complexe est équivalent à un milieu réel caractérisé par **"un indice de réfraction réel équivalent" $[\mu(\theta'_t)]$ et "un angle de réfraction réel équivalent" (θ'_t).**

On obtient donc la relation :

$$n_i \cdot \sin\,\theta_i = \mu(\theta'_t) \cdot \sin\,\theta'_t \tag{71}$$

D'après Becker (1978), les termes réels **$\mu(\theta'_t)$ et (θ'_t)** sont exprimés à partir des parties réelle et imaginaire de l'indice de réfraction, **n'_t et n''_t**. On peut aussi les exprimer à partir des parties réelle et imaginaire de la permittivité diélectrique pour le milieu de réfraction (ϵ'_{rt}; ϵ''_{rt}), d'après les équations (68) et (69).

On obtient finalement :

$$[\mu(\theta'_t)]^2 = \Gamma_{rt} \tag{72}$$

où Γ_{rt} est une permittivité diélectrique réelle équivalente exprimée comme suit :

$$\Gamma_{rt} = \frac{1}{2\ \cos^2\theta'_t}\sqrt{(n'^2_t - n''^2_t)\cos^2\theta'_t + \sqrt{(n'^2_t - n''^2_t)^2\cos^4\theta'_t + 4n'^2_t n''^2_t \cos^2\theta'_t}} \tag{73}$$

ou, en termes de permittivité :

$$\Gamma_{rt} = \frac{1}{2\ \cos^2\theta'_t}\left\{\epsilon'_{rt}\cos^2\theta'_t + \sqrt{\epsilon'^2_{rt}\cos^4\theta'_t + \epsilon''^2_{rt}\ \cos^2\theta'_t}\right\} \tag{74}$$

L'angle réel de transmission (θ'_t) est calculé à partir de la relation suivante :

$$\sin^2\theta'_t = \frac{f_2(\epsilon'_{rt}, \epsilon''_{rt})}{f_2(\epsilon'_{rt}, \epsilon''_{rt})} \tag{75}$$

avec :

$$f_1 = \epsilon_{ri}\sin^2\theta_i\left\{(-\epsilon'_{rt})(-\epsilon_{ri})\sin^2\theta_i + \sqrt{(\epsilon'^2_{rt} + \epsilon''^2_{rt}) + \epsilon^2_{ri}\ \sin^4\theta_i - 2\epsilon_{ri}\ \sin^2\theta_i(-\epsilon'_{rt})}\right\} \tag{76}$$

et

$$f_2 = 2\left[(\epsilon''^2_{rt}/4) - \epsilon_{ri}\cdot\sin^2\theta_i\cdot\epsilon'_{rt}\right] \tag{77}$$

Pour chaque passage de la couche "i" à "t", le problème est donc entièrement réel. Le coefficient de transmission entre la couche "i" et "t" est donnée par la relation suivante :

$$T_{ri,t} = \frac{2\sqrt{\epsilon_{ri}}\cdot\cos\ \theta_i}{\sqrt{\epsilon_{ri}}\cdot\cos\ \theta_i + \sqrt{\Gamma_{rt}}\cdot\cos\ \theta'_t} \tag{78}$$

Le coefficient d'atténuation **k"** est la partie imaginaire du **"vecteur d'onde"** et on le définit comme suit (Becker, 1978; Pausader, 1982) :

$$k'' = \frac{2\pi}{\sqrt{2}} \sqrt{\mu_0\ \epsilon_0} \sqrt{\epsilon'_{rt} \sqrt{(1 + \frac{\epsilon''^2_{rt}}{\epsilon'^2_{rt} \cos^2\theta'_t})} - 1} \qquad (79)$$

avec :

f	:	fréquence (GHz)
μ_0	:	perméabilité magnétique ($1.26 \cdot 10^{-6}$)
ϵ_0	:	permittivité diélectrique absolue de l'air ($8.85 \cdot 10^{-12}$ $C \cdot V^{-1} \cdot m^{-1}$)

3.2.2. Décomposition de la transmission et de l'atténuation dans le sol

L'atténuation dans une couche quelconque d'épaisseur Δz et de coefficient d'atténuation k" est donnée par :

$$\exp(-k'' \cdot \Delta z) \qquad (80)$$

Si (E_0) est l'amplitude incidente, l'amplitude transmise (E_1) de la surface à la première couche est exprimée par :

$$E_1 = E_0 \cdot Tr_{0,1} \qquad (81)$$

tandis que l'amplitude atténuée à travers la première couche (E'_1) est obtenue par introduction du coefficient d'atténuation :

$$E'_1 = E_1 \cdot \exp[-k''_1 (z_1 - z_0)] \qquad (82)$$

En combinant les expressions (81) et (82), on obtient :

$$E'_1 = E_0 \cdot Tr_{0,1} \cdot \exp[-k''_1 \cdot (z_1 - z_0)] \qquad (83)$$

De la même manière, on a :

$$\begin{aligned} E'_2 &= E_2 \cdot \exp\{-k''_2 \cdot (z_2 - z_1)\} \\ &= E'_1 \cdot Tr_{1,2} \cdot \exp\{-k''_2 \cdot (z_2 - z_1)\} \\ &= E_0 \cdot Tr_{0,1} \cdot \exp\{-k''_1 \cdot (z_1 - z_0)\} \cdot Tr_{1,2} \cdot \exp\{-k''_2 \cdot (z_2 - z_1)\} \\ &= E_0 \cdot Tr_{0,1} \cdot Tr_{1,2} \cdot \exp\{-k''_1 \cdot (z_1 - z_0)\} \cdot \exp\{-k''_2 \cdot (z_2 - z_1)\} \end{aligned} \quad (84)$$

Pour "n" couches du sol, la forme générale de l'équation (84) est donnée par :

$$E'_n = E_0 \cdot Tr_{0,1} \cdot Tr_{1,2} \cdot \ . \ . \ . \ \cdot Tr_{n-1,n} \cdot \exp\{-k''_1 \cdot (z_1 - z_0) + k''_2 \cdot (z_2 - z_1) + \ . \ . \ + k''_n \cdot (z_n - z_{n-1})\} \quad (85)$$

Ou encore :

$$E'_n = E_0 \cdot \prod_{i=n}^{n} (Tr_{i-1,i}) \cdot \exp\left[\sum_{i=1}^{n} \{-k''_i \cdot (z_i - z_{i-1})\}\right] \quad (86)$$

L'équation (86) fournit une estimation de la profondeur de pénétration, lorsque le rapport E'_n/E_0 est inférieur ou égal à 1/e (0.37). Numériquement, ceci revient à rechercher la valeur du nombre de couches "n" tel que :

$$\prod_{i=1}^{n} (Tr_{i-1,i}) \cdot \exp\left[\sum_{i=1}^{n} \{-k''_i \cdot (z_i - z_{i-1})\}\right] \leq 0.37 \quad (87)$$

En ce qui concerne les estimations de la permittivité diélectrique du sol, on utilise le modèle d'Hallikainen *et al.*, (1985), et Dobson *et al.*, (1985) qui nécessite au préalable la connaissance de la composition granulométrique et de l'humidité volumique du sol.

Le modèle choisi est le suivant :

$$\epsilon_r = (a_0 + a_1 S + a_2 A) + (b_0 + b_1 S + b_2 A) \cdot \theta + (c_0 + c_1 S + c_2 A) \cdot \theta^2 \quad (88)$$

avec :

ϵ_r	: permittivité diélectrique relative (réelle ou imaginaire)
S	: teneur en sable du sol (%)
A	: teneur en argile du sol (%)
θ	: teneur en eau volumique du sol (cm^3/cm^3)
a,b,c	: coefficients d'ajustement (Annexe 9)

3.3. Mise en oeuvre du modèle

Pour calculer numériquement la profondeur de pénétration, on décompose les couches du sol concernées en un certain nombre de couches élémentaires fines. L'humidité correspondante à chaque couche élémentaire est estimée par interpolation linéaire à partir du profil hydrique correspondant.

Le modèle prend en compte plusieurs paramètres correspondant à la description du signal et du sol. Les paramètres de base nécessaires sont les suivants :

(i) Paramètres liés au signal : angle d'incidence (θ_i) et fréquence (f).

(ii) Paramètres liés aux propriétés du sol : il s'agit des valeurs des permittivités diélectriques réelle et imaginaire estimées à partir de la teneur en eau volumique et de la composition granulométrique.

3.3.1. Sensibilité du modèle à l'épaisseur élémentaire de la couche

Le Tableau 10 présente les résultats relatifs à l'effet de la discrétisation du profil (variation de l'épaisseur élémentaire de chaque couche) sur le calcul de la profondeur de pénétration. Le profil hydrique utilisé est un profil pour lequel l'humidité volumique moyenne est égale à 0.135 cm^3/cm^3 jusqu'à 5 cm, 0.164 cm^3/cm^3 jusqu'à 10 cm. La configuration radar utilisée est la suivante : fréquence = 5.3 GHz; incidence = 15°.

Tableau 10. Influence de l'épaisseur de la couche élémentaire sur la profondeur de pénétration

Epaisseur élémentaire de la couche (mm)	Nombre de couches	Profondeur de pénétration (δ) (mm)	Teneur en eau volumique moyenne ($\bar{\theta}$–δ) (cm^3/cm^3)
0.4	69	27.6	0.109
0.5	55	27.5	0.109
0.6	46	27.6	0.109
0.7	39	27.3	0.109
0.8	35	28.0	0.110
0.9	31	27.9	0.110
1.0	28	28.0	0.110
1.2	23	27.6	0.109
1.5	19	28.5	0.111
2.0	14	28.0	0.110
2.5	11	27.5	0.109
3.0	10	30.0	0.113
3.5	8	28.0	0.110
4.0	7	28.0	0.110
4.5	7	31.5	0.115
5.0	6	30.0	0.113

D'une façon générale, il y a augmentation de la profondeur de pénétration lorsque l'épaisseur de la couche élémentaire augmente. On remarque que les fluctuations observées sur l'épaisseur calculée (δ) proviennent essentiellement du mode de

calcul choisi (éq. 87) qui oblige à prendre un nombre entier de couches élémentaires pour estimer δ. La Figure 48 montre que la variation de δ est faible pour une épaisseur élémentaire de couche inférieure à 1 mm. Pour une épaisseur élementaire plus importante, on remarque une variation plus importante. En conséquence, dans ce qui suit, nous choisirons un pas d'espace égal à 1 mm.

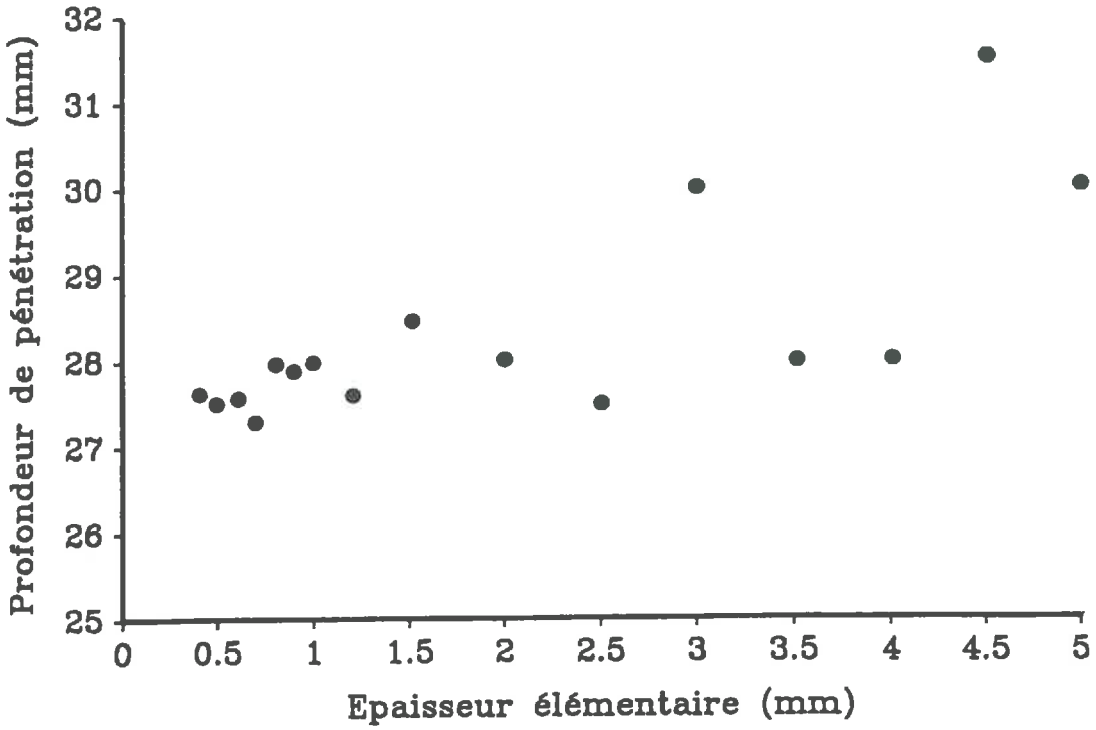


Figure 48 Relation entre l'épaisseur de la couche élémentaire (Δ z) et la profondeur de pénétration calculée

3.3.2. Rôle du profil hydrique sur la profondeur de pénétration du signal

a. Généralités

partir du modèle décrit précédemment, un certain nombre de variables intermédiaires décrivant les interactions du signal et du sol peuvent être calculées. Les principales variables calculées que nous analyserons sont les suivantes :

1. Angle d'incidence d'une couche à la couche sous–jacente (θ_i)
2. Angle de transmission (θ_t')
3. Partie imaginaire du vecteur d'onde (k")
4. Coefficient de transmission (Tr)
5. Facteur d'atténuation $\{\exp(-k'' \cdot \Delta z)\}$
6. Rapport des amplitudes transmise et incidente (E_n/E_0)

Deux exemples de résultats sont présentés sur la Figure 49, où les calculs ont été réalisés pour 2 profils hydriques. "humide" (49A), et "sec" (49B). Ces figures présentent l'évolution du rapport d'amplitude E_n/E_0 en fonction de la profondeur pour chacun de deux profils. On constate que l'évolution du rapport E_n/E_0 est fortement liée à la teneur en eau du sol. De plus, le Tableau 11 décrit en détail l'évolution de l'ensemble des variables intermédiaires du modèle dans chaque couche, pour le profil "humide" (Fig. 49A). On constate que :

(i) l'évolution des valeurs des paramètres concernés est liée essentiellement à l'humidité du sol.

(ii) les évolutions de l'angle d'incidence (colonne 4), du coefficient de transmission (colonne 7), lors du passage air/sol sont très brutales. Ces évolutions, comme celles des autres paramètres, sont beaucoup plus faibles entre les différentes couches.

Dans le cas du profil "sec", les résultats du calcul montrent les mêmes tendances, toutefois l'atténuation au passage de chaque couche est plus faible. En conséquence, le signal est presque totalement transmis, ce qui induit une pénétration plus importante.

b. Cas des profils hydriques uniformes

D'une façon générale, la profondeur de pénétration décroît avec l'augmentation de la teneur en eau du sol. Ceci est clairement mis en évidence lorsqu'on calcule les profondeurs de pénétration pour différents profils hydriques uniformes en teneur en eau. La figure 50 montre les résultats obtenus. Ces résultats sont en accord avec ceux obtenus par Ulaby (1974) et Pausader(1982).

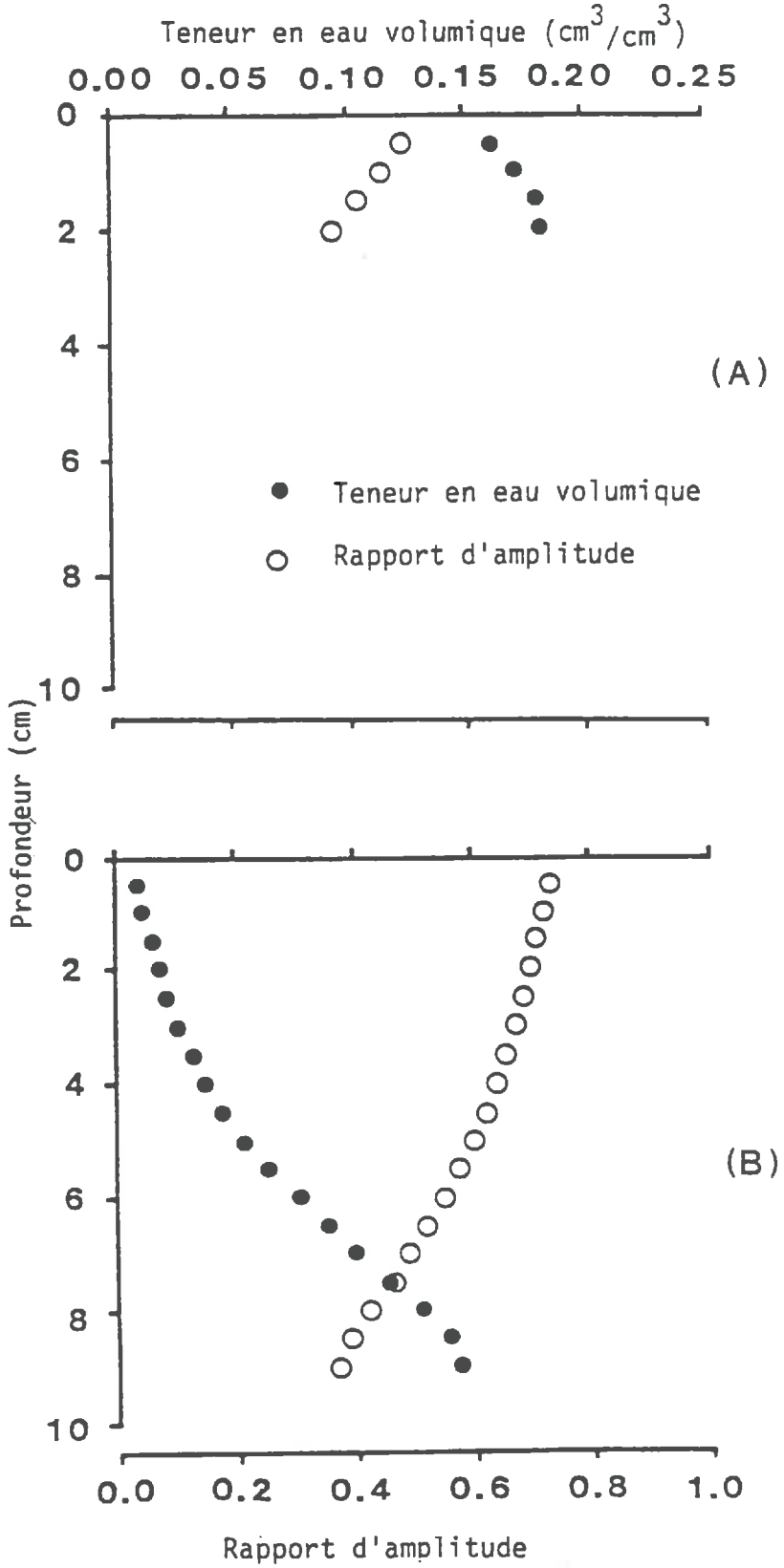


Figure 49 Comparaison du rapport d'amplitude (E_n/E_0) entre le profil humide (A) et le profil sec (B)

Tableau 11. Variables intermédiaires pour le calcul de la profondeur de pénétration.

i	z_i (mm)	θ (cm^3/cm^3)	θ_i(°)	θ'_t(°)	k"	Tr	FT*	E_i/E_0
1	1.0	0.162	10.0	3.73	15.74	0.540	0.984	0.531
2	2.0	0.162	3.73	3.73	15.74	1.000	0.984	0.523
3	3.0	0.162	3.73	3.73	15.74	1.000	0.984	0.515
4	4.0	0.162	3.73	3.73	15.74	1.000	0.984	0.507
5	5.0	0.162	3.73	3.73	15.74	1.000	0.984	0.499
6	6.0	0.163	3.73	3.73	15.84	0.999	0.984	0.497
7	7.0	0.165	3.73	3.71	16.05	0.997	0.984	0.481
8	8.0	0.166	3.71	3.69	16.27	0.997	0.984	0.472
9	9.0	0.168	3.69	3.66	16.48	0.997	0.984	0.463
10	10.0	0.170	3.66	3.64	16.70	0.997	0.983	0.454
11	11.0	0.172	3.64	3.62	16.91	0.997	0.983	0.446
12	12.0	0.173	3.62	3.60	17.13	0.997	0.983	0.437
13	13.0	0.175	3.60	3.58	17.34	0.997	0.983	0.428
14	14.0	0.177	3.58	3.56	17.56	0.997	0.983	0.420
15	15.0	0.179	2.56	3.55	17.78	0.997	0.982	0.411
16	16.0	0.179	3.55	3.54	17.86	0.999	0.982	0.404
17	17.0	0.179	3.54	3.54	17.80	1.000	0.982	0.397
18	18.0	0.178	3.54	3.55	17.74	1.000	0.982	0.390
19	19.0	0.178	3.55	3.55	17.68	1.000	0.983	0.383
20	20.0	0.178	3.55	3.56	17.63	1.000	0.983	0.377
21	21.0	0.177	3.56	3.56	17.57	1.000	0.983	0.371

* : FT = facteur d'atténuation = $\exp(-k'' \Delta z)$

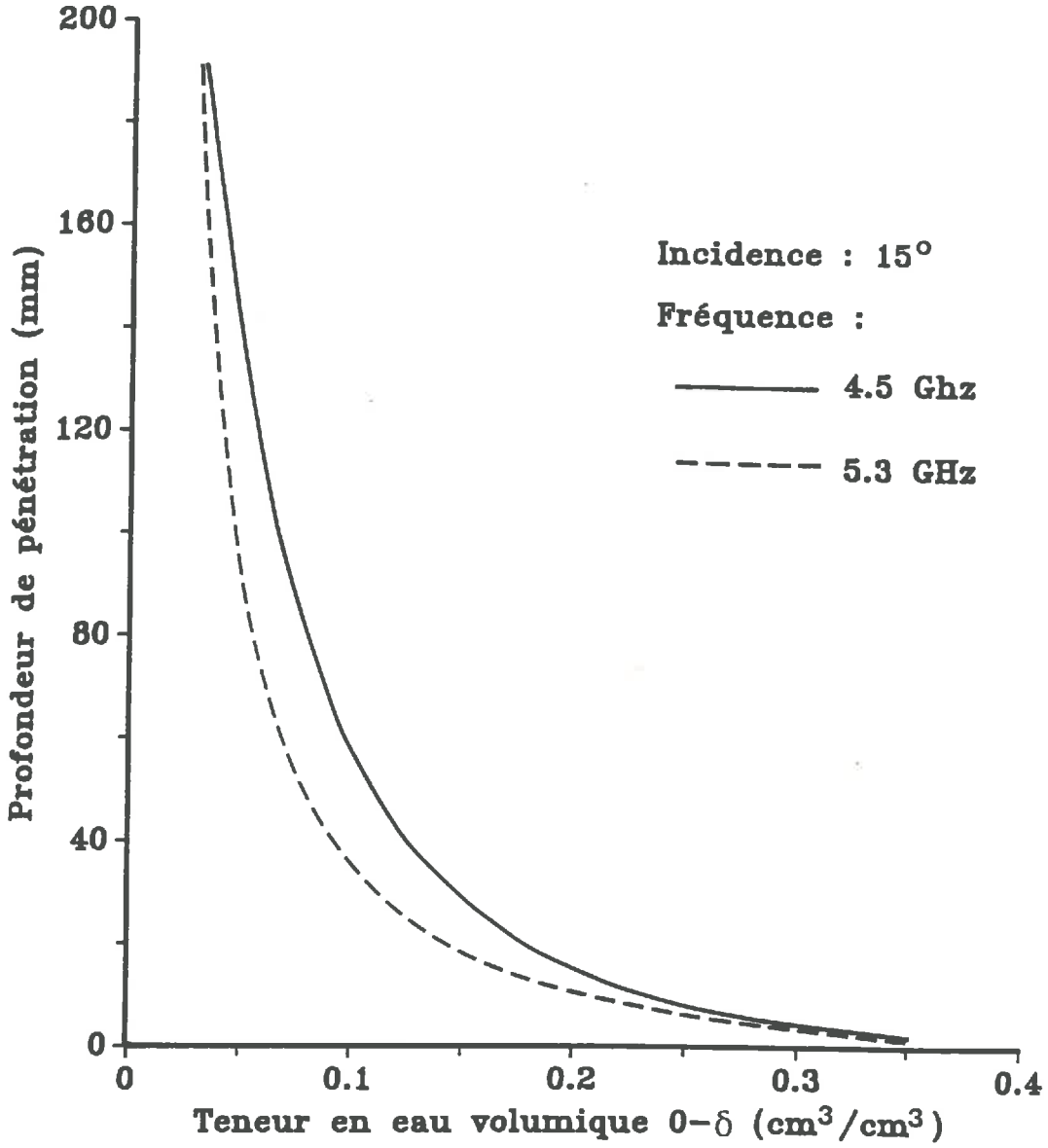


Figure 50 Relation entre la teneur en eau du sol et la profondeur de pénétration du signal radar (profil hydrique théorique uniforme)

A partir de la Figure 50, on constate que pour une teneur en eau volumique forte (> 0.30 cm^3/cm^3) la profondeur de pénétration devient pratiquement négligeable. **Cela signifie qu'au delà d'un certain seuil de teneur en**

eau, il n'existe pratiquement qu'une réflexion de surface, et la contribution des couches mêmes les plus proches de la surface devient insignifiante. Inversement, dans le cas de profils hydriques "secs" ou "très secs", la profondeur de pénétration calculée est de l'ordre du décimètre (Fig. 50). Il apparaît donc clairement que la mise en relation du coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et d'une teneur en eau mesurée sur une profondeur arbitraire n'est pas totalement satisfaisante compte–tenu des résultats précédents.

c. Rôle de la forme du profil hydrique

Le modèle et la théorie présentés précédemment montrent que la teneur en eau moyenne du profil détermine fortement la profondeur de pénétration du signal. Pour étudier le rôle de la stratification du profil hydrique, nous avons analysé les cas suivants :

> Quatre profils théoriques ayant une teneur en eau volumique moyenne de 0.10, 0.20, 0.30,et 0.35 cm^3/cm^3, de 0 à 10 cm respectivement ont été choisis. Pour chacun de ces profils, deux profils symétriques, ayant la même teneur en eau volumique moyenne jusqu'à 5 cm, (Fig. 51) ont été sélectionnés. Ces deux profils ont des formes symétriques par rapport à la teneur en eau moyenne.

Les résultats (Fig. 51) montrent , d'une part que le principal effet sur la profondeur de pénétration est lié à la teneur en eau moyenne, et d'autre part que la forme du profil hydrique joue un rôle moins important. On peut de plus noter qu'un profil sec en surface **"facilite"** la pénétration du signal par rapport au profil humide en surface ayant la même teneur en eau moyenne sur l'ensemble du profil, et on obtient ainsi systématiquement des profondeurs de pénétration plus élevées dans le cas des couches superficielles **"sèches"**.

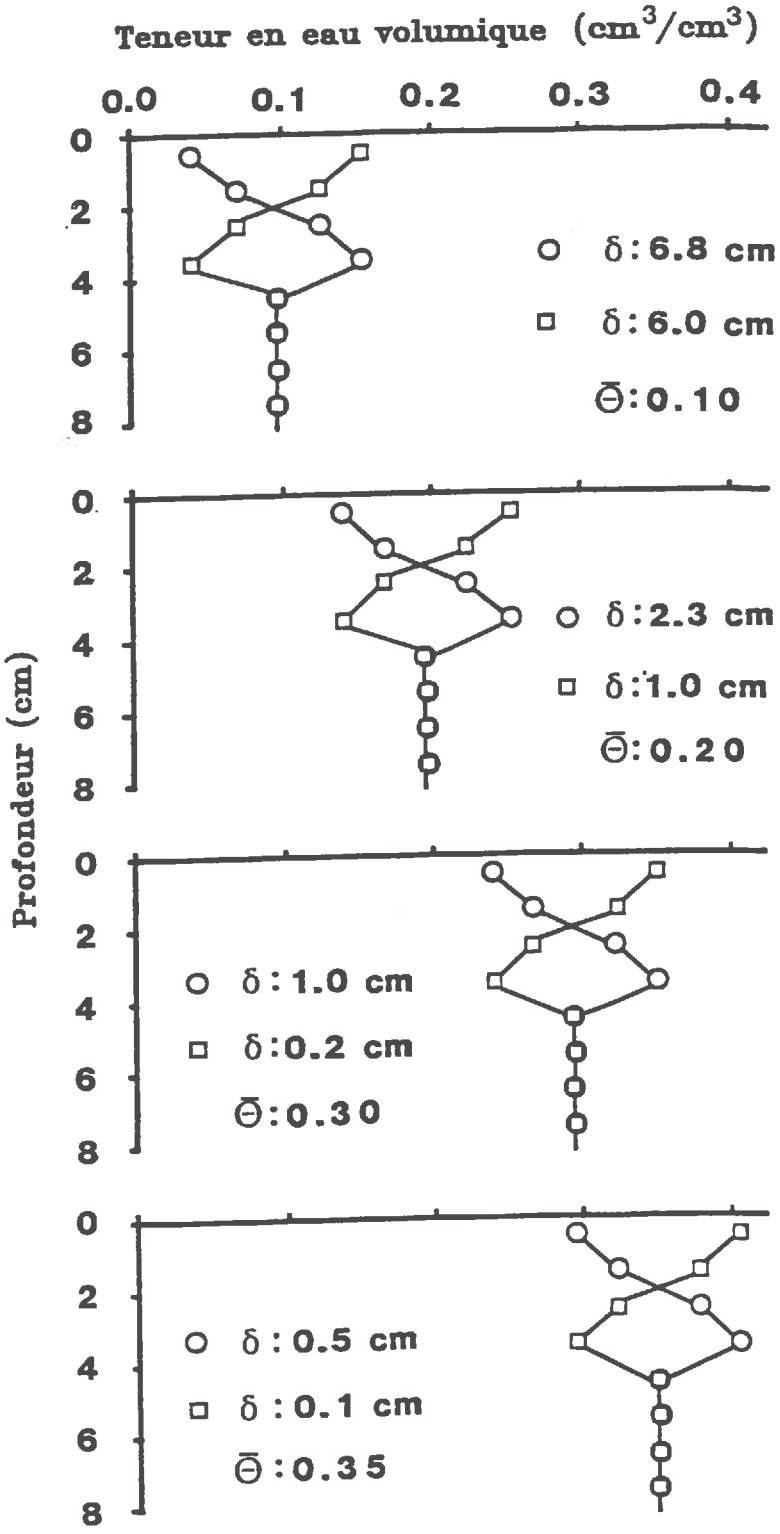


Figure 51 Mise en évidence du rôle de la forme du profil hydrique sur la profondeur de pénétration du signal radar

d. Validation du modèle

Le modèle présenté n'a pas été validé. La seule étude menée est une comparaison entre nos résultats et ceux obtenus par d'autres auteurs (Ulaby, 1974: Pausader, 1982).

D'une manière générale, les résultats dont nous avons parlé dans la partie précédente sont en accord avec ceux obtenus par Ulaby (1974) qui utilise un modèle simplifié, ou ecore ceux de Pausader (1982) qui utilise soit un modèle simplifié, soit un modèle plus complet.

CONCLUSION

Cette étude théorique permet de dégager quelques points essentiels relatifs à l'utilisation des hyperfréquences pour la mesure de la teneur en eau du sol. Ces points sont les suivants :

1. Une configuration de mesure bien définie (bande C; polarisation HH; incidence 5–20°) semble capable d'isoler l'influence propre de la teneur en eau du sol sur la variation du coefficient de rétrodiffusion radar. Nous utiliserons donc cette configuration.

2. Des relations empiriques linéaires mettent bien en évidence, pour cette configuration optimale, une relation "coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0)–teneur en eau du sol (θ)". On constate cependant que la variance résiduelle de telles relations est en générale importante, ce qui posera nécessairement au cours de ce travail le problème de la précision des estimations obtenues à partir d'une mesure radar.

3. D'un point de vue plus fondamental, il apparaît que la profondeur concernée par l'ensemble des phénomènes de rétrodiffusion est étroitement liée à la teneur en eau du profil (teneur en eau moyenne, forme du profil hydrique). Nous chercherons dans la suite de ce travail à savoir si la prise en compte de l'information relative à la profondeur de pénétration est susceptible de dégager de nouvelles relations d'étalonnage "coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0)–teneur en eau du sol (θ)".

CHAPITRE 4

RESULTATS EXPERIMENTAUX

INTRODUCTION

Ce chapitre est consacré à la présentation de nos propres résultats expérimentaux : en nous appuyant sur un jeux de données expérimentales correspondant à 17 profils hydriques couvrant une large gamme de formes rencontrées en conditions naturelles, et simultanément, 17 mesures hyperfréquences obtenues *in situ* et nous présenterons différentes analyses possible des relation "teneur en eau (θ) – coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0)". Enfin, nous aborderons le problème de l'estimation de la teneur en eau de surface à partir d'une mesure hyperfréquence.

Remarque générale :

Dans ce qui suit, nous avons travaillé en choisissant 2 fréquences proches l'une de l'autre pour les mesures hyperfréquences (4.5 GHz et 5.3 GHz) : les résultats étant toujours assez similaires pour ces deux fréquences, nous ne présenterons que ceux relatifs à la fréquence 5.3 GHz, les autres (4.5 GHz) étant disponibles en annexe.

1. DISPOSITIFS EXPERIMENTAUX

1.1. Site expérimental

Le site expérimental choisi est identique à celui présenté dans le chapitre 1 (même sol, même localisation). Cependant, nous avons travaillé ici sur plusieurs parcelles élémentaires et adjacentes de 0.1 ha, au lieu d'une seule, pour obtenir une plus large gamme de variations des profils hydriques expérimentaux. Les mesures se sont déroulées du mois de Mai au mois de Juillet 1986. Le plan d'ensemble du dispositif est présenté sur la Figure 52.

Pour obtenir une gamme de variation importante de la teneur en eau des couches de surface lors des mesures successives, on a fait varier celle–ci par irrigation. Une irrigation au moyen d'une rampe frontale a été utilisée, de façon à réduire l'hétérogénéité spatiale des apports, et à limiter la dégradation structurale de l'état initial du sol. Les doses d'irrigation appliquées ont été fixées de 10 à 20 mm, l'intensité étant de l'ordre de 30 mm/h. Chaque irrigation a été

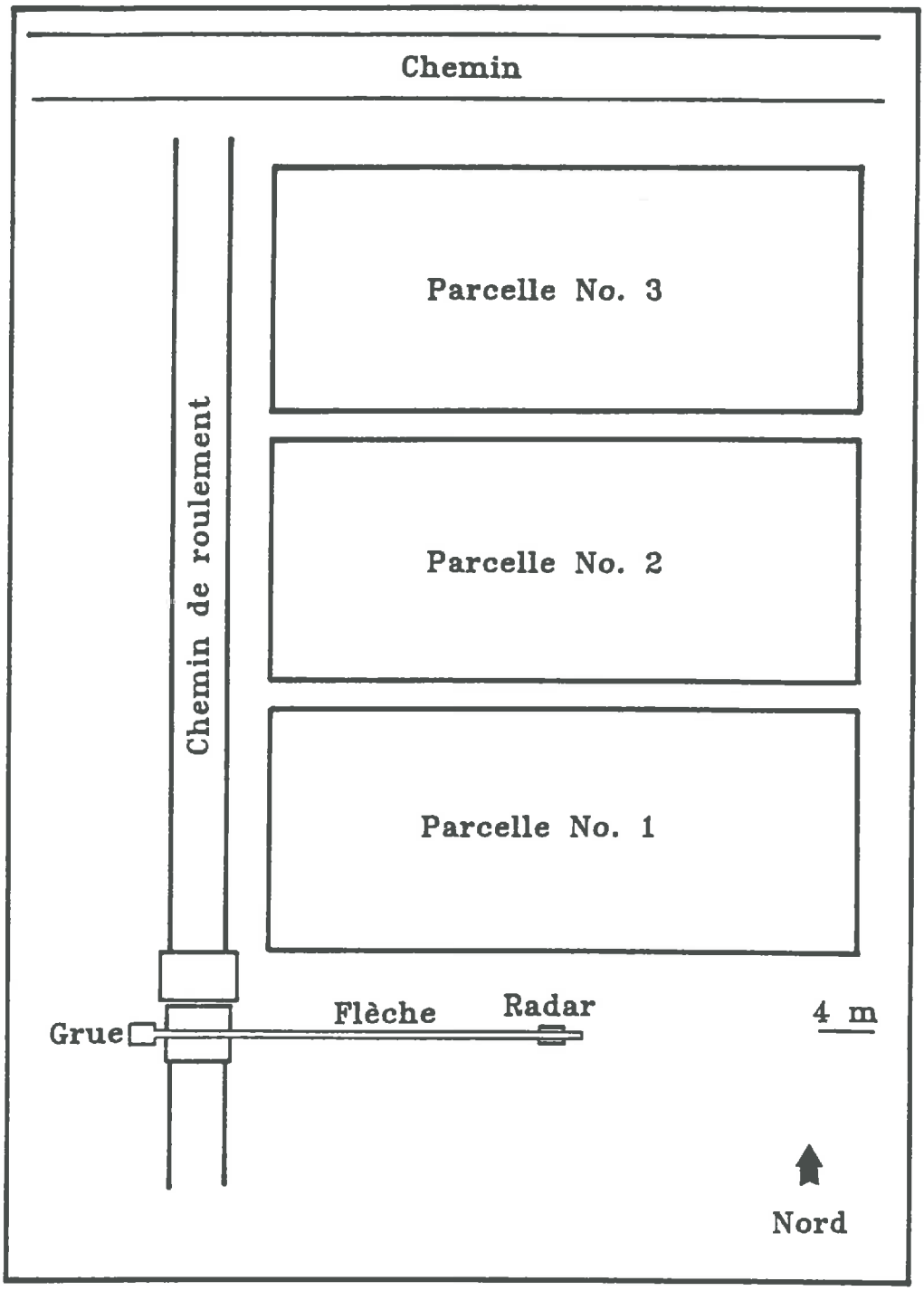


Figure 52. Plan du dispositif expérimental.

suivie de mesures radar et de prélèvements d'échantillons du sol, répétés quotidiennement pendant la phase d'évaporation.

1.2. Mesures radar

Le radar utilisé est le radar RAMSES II (Radar Multifréquence Sol pour l'étude des Signatures Spectrales), conçu par le Centre National d'Etudes Spatiales (CNES), dont les caractéristiques générales sont données dans le Tableau 12.

Tableau 12. Principales caractéristiques du Radar RAMSES II

Type	:	FM – CW
Fréquence centrale	:	2 – 8 GHz et 8 – 18 GHz
Fréquence modulation	:	66.7 Hz ou 200 Hz
Excursion en fréquence	:	450: 250; 500 et 770 Mhz
Modulation	:	Triangulaire
Puissance transmise	:	7 dBm
Antenne d'émission	:	un cornet pour les polarisations horizontale (H) et verticale (V)
Antenne de réception	:	– une antenne parabolique de 45 cm de diamètre pour les fréquences centrales de 2 à 8 GHz – une antenne parabolique de 30 cm de diamètre pour les fréquences centrales de 8 à 18 GHz
Ouverture d'antenne à 3 dB	:	9.2 degrés à 4.5 GHz 7.3 degrés à 9.0 GHz
Filtrage bande vidéo	:	1.2 KHz
Source hyperfréquence	:	YIG large bande
Etalonnage interne	:	à travers une ligne à retard
Calibration externe	:	sur un réflecteur calibré (lentille de LUNEBERG)
Acquisition des données	:	micro–ordinateur EXORSET 100

Ce radar est monté sur la flèche d'une grue de chantier, à une hauteur de 14 m (Fig. 53). La surface illuminée au sol varie selon l'angle d'ouverture de l'antenne (β) et l'angle d'incidence (θ_i). La valeur de l'angle d'ouverture de l'antenne (β) à 3 dB est fonction de la fréquence d'émission (soit 9.2° pour la fréquence de 4.5 GHz, et 7.8° pour la fréquence de 5.3 GHz).

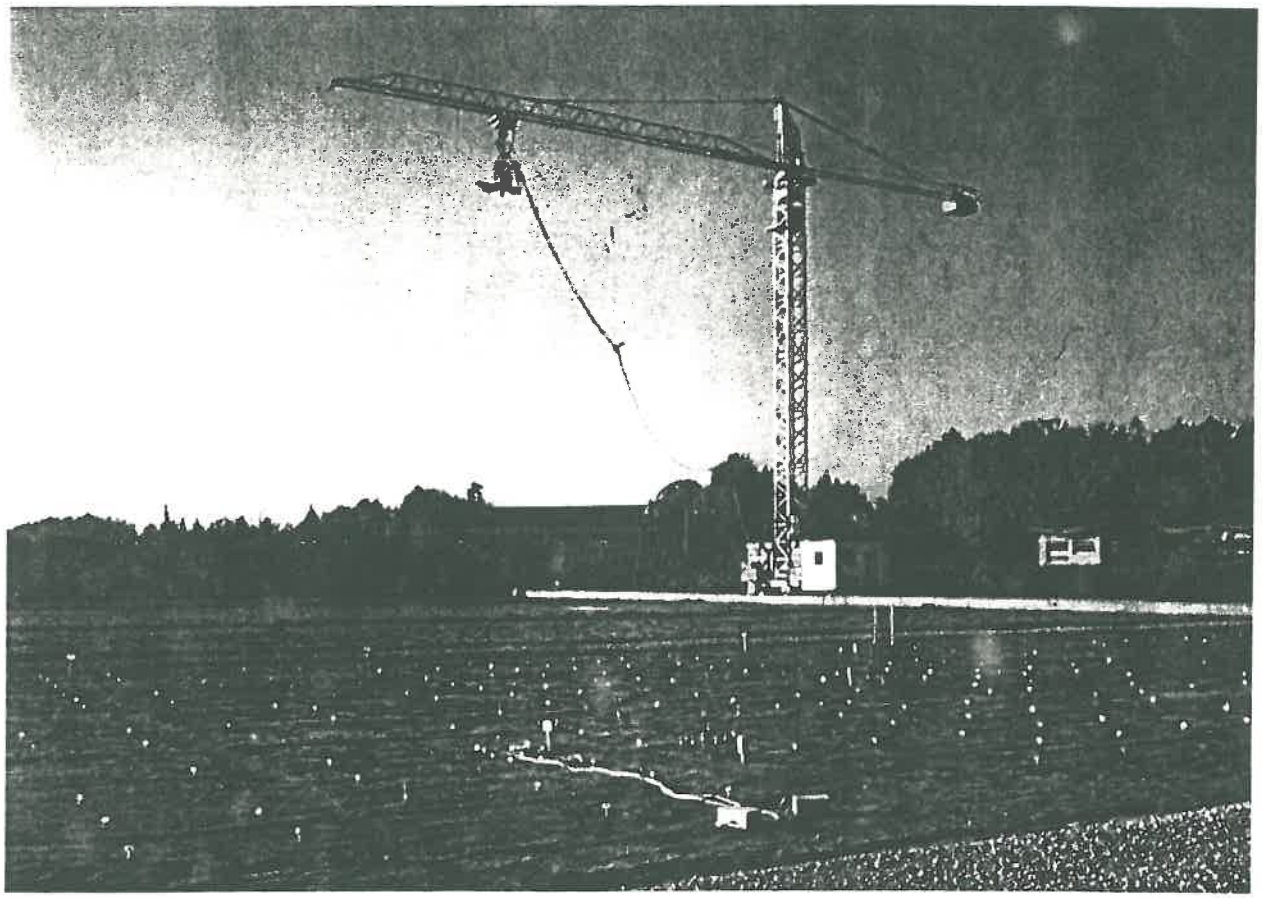


Figure 53. Photographie de la grue et de la flèche portant le radar

L'angle d'ouverture de l'antenne (β) et l'angle d'incidence (θ_i) déterminent la surface participant à la rétrodiffusion. Celle–ci est caractérisée

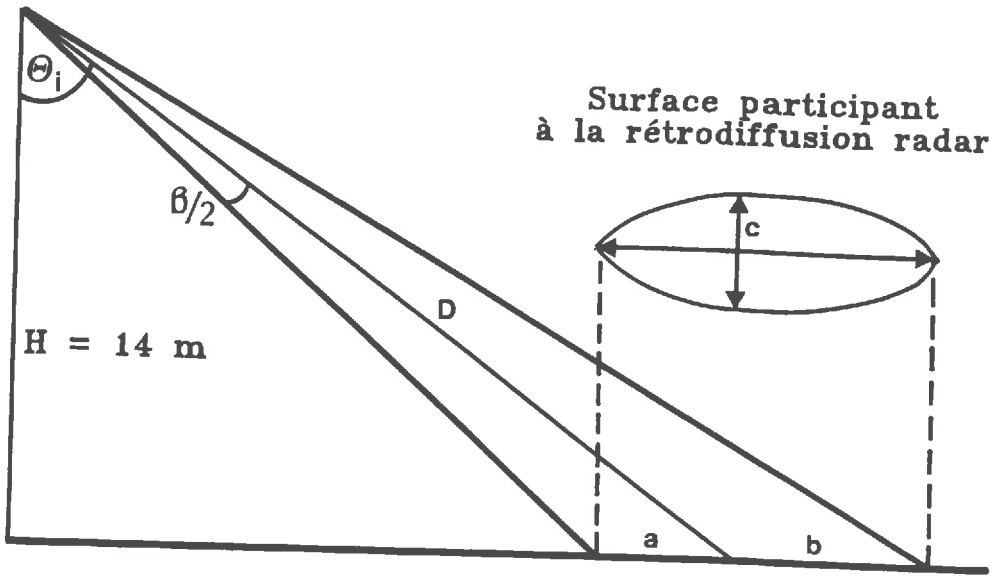


Figure 54 Schéma de la surface participant à la rétrodiffusion radar en fonction de l'incidence de la mesure

par les valeurs a, b et c de la Figure 54. Les valeurs a, b et c ont été calculées à partir des équations suivantes :

$$a = H \cdot \{tg\theta_i - tg(\theta_i - \beta/2)\} \quad (89)$$

$$b = H \cdot \{tg(\theta_i + \beta/2) - tg\theta_i\} \quad (90)$$

$$c = (H/\cos\theta_i) \cdot tg(\beta/2) \quad (91)$$

avec :

H = hauteur de l'antenne (m)

β = angle d'ouverture de l'antenne (degrés)

θ_i = angle d'incidence (degrés)

Les calculs (Tab. 13) ont été effectués à partir des configurations de mesure qui seront utilisées. Ces configurations sont les suivantes :

fréquence	:	4.5 et 5.3 GHz
incidence	:	10°, 15° et 20°
polarisation	:	horizontale–horizontale (HH)

Tableau 13 Caractéristiques géométriques de la surface participant à la mesure radar (Fig. 54) en fonction de la fréquence (f) et de l'angle d'incidence (θ_i)

Fréquence (GHz)	Incidence (degrés)	a (m)	b (m)	c (m)
4.5	10	1.15	1.18	1.14
	15	1.18	1.23	1.17
	20	1.24	1.31	1.20
5.3	10	0.97	1.00	0.97
	15	1.01	1.04	0.99
	20	1.05	1.11	1.01

1.3. Mesures au Sol

1.3.1. Teneur en eau

Les mesures au sol sont destinées à obtenir des profils de teneur en eau avec une résolution fine. A proximité de la surface du sol, seule la mesure gravimétrique de la teneur en eau est réalisable directement de façon précise.

Les profondeurs de prélèvement sont les suivantes : 0–1 cm; 1–2 cm; 2–3 cm; 3–4 cm; 4–5 cm; 5–6 cm; 6–7 cm et 7–10 cm. On remarquera que le choix de ces profondeurs est compatible avec les ordres de grandeur des profondeurs de pénétration calculées précédemment. Elles imposent, de plus, de créer des états structuraux de la surface relativement fins, de façon à obtenir une bonne définition des cotes choisies.

1.3.2. Masse volumique sèche

Les mesures des profils de masse volumique sèche ont été réalisées à l'aide d'une sonde à transmission gamma (Stengel *et al.*, 1986: Bertuzzi *et al.*, 1987a). Les cotes de mesure retenues sont les suivantes : 0–4 cm, 4–6 cm, 6–8 cm, et 8–10 cm. Cinq profils de masse volumique sèche ont été mesurés par parcelle élémentaire (Fig. 52) de façon à obtenir un profil moyen représentatif. Des mesures complémentaires par la méthode d'enrobage à la paraffine ont été réalisées pour les mesures de masse volumique sèche des croûtes de surface (Monnier *et al.*, 1973; Stengel, 1984).

1.3.3. Potentiel matriciel (h)

Pour analyser ultérieurement la relation "coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0)–potentiel matriciel du sol (h)", nous avons utilisé la relation expérimentale "potentiel matriciel–teneur en eau volumique" établie en laboratoire, en utilisant des presses Richards (potentiel = 0 à –165 m) et des équilibres en phase gazeuse (potentiel = –165 à –12200 m). La relation obtenue est présentée sur la Figure 55, analogue à la Figure 6b du Chapitre 1, mais présentée ici en terme de teneur en eau volumique.

1.3.4. Rugosité

D'une façon générale, la description de la rugosité de surface a été réalisée par des notations qualitatives, sauf dans le cas de la parcelle numéro 3, où 2 mesures de rugosité (aspérimétrie à aiguilles) ont été réalisées. Ces observations peu approfondies sont justifiées par la faible gamme de variation des rugosités choisies. La description qualitative détaillée de ces rugosités est présentée dans le Tableau 14.

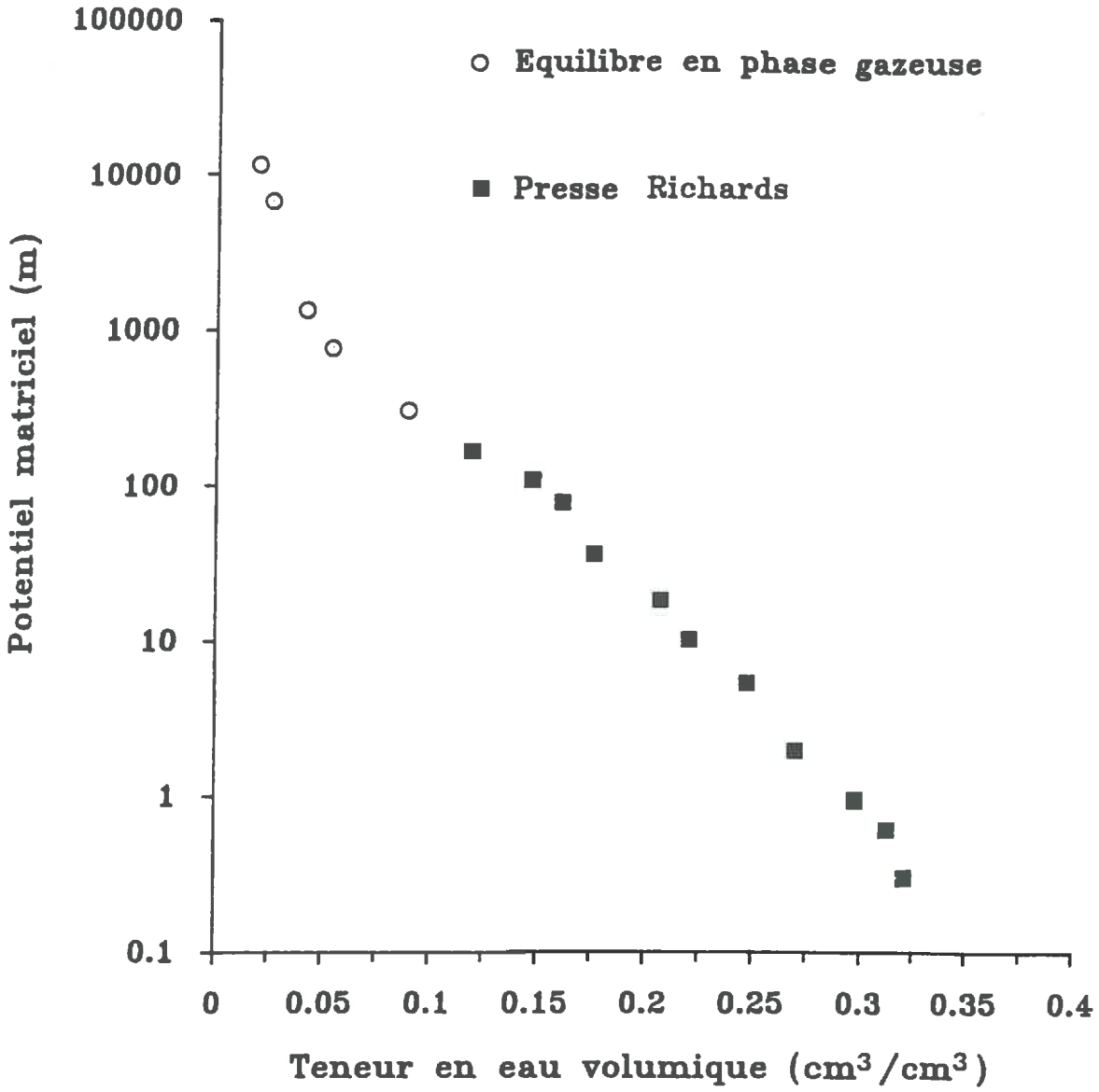


Figure 55 Relation entre le potetiel (h) et la teneur en eau volumique du sol (θ) du site espérimental.

1.4. Echantillonnage

Qu'il s'agisse des mesures radar ou des mesures au sol, l'objectif général est d'obtenir des estimations moyennes des grandeurs mesurées à l'échelle de la parcelle. Pour atteindre cet objectif, le protocole d'échantillonnage retenu pour les différentes mesures est le suivant :

Tableau 14 Description des états structuraux de surface au cours de la campagne de mesures.

Numéro de parcelle	Numéro de séquence	Etats structuraux de surface
1	(1–4)*	Sol nu très fin : 60% de mottes de 1–3 cm de diamètre; 40% de terre fine
	(5–9)*	Sol nu lisse et fissuré à la suite d'un orage et d'évaporation
2	(10–15)*	Sol nu fin : 60% de mottes de 2–4 cm de diamètre; 20% de mottes de 0.5–2 cm de diamètre; 20% de terre fine
3	(16 et 17)*	Sol nu peu rugueux : H_{rms}** = 1.29 cm

* : Numéro des séquences correspondantes

** : Ecart–types des hauteurs de la rugosité (par rapport au plan moyen)

1.4.1. Mesure radar

La mesure radar est effectuée le long du parcours de la flèche de grue (16 m). Lors de la translation, cette mesure est soumise à des fluctuations statistiques décrites généralement par une distribution de "Rayleigh". La mise en oeuvre de critères de décorrélation de mesure (décorrélation spatiale et en fréquence) permet le calcul du nombre d'échantillons indépendants nécessaires à l'obtention d'une mesure radar moyenne (Fluhr. 1981; Lopez, 1983; Pausader, 1982).

Dans notre cas, la moyenne est estimée à partir de 200 échantillons indépendants acquis au cours de la séquence de mesure. La surface du sol

moyenne ainsi prise en compte lors d'une séquence de mesure est de l'ordre de 30 à 40 m², suivant la fréquence et l'angle d'incidence, soit environ 5% de la surface totale d'une parcelle élémentaire. Enfin, pour chaque configuration, nous avons systématiquement effectué 2 à 3 répétitions. Au total, 17 séquences de mesures simultanées de teneur en eau du sol et de coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) ont été effectuées, chaque mesure de coefficient de rétrodiffusion radar étant elle–même réalisée pour 6 configurations différentes (fréquence : 4.5 et 5.3 GHz; incidence : 10° 15° et 20°; polarisation : HH).

Un exemple de résultats bruts des mesures du coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) est donné par le Tableau 15 (fréquence : 5.3 GHz; incidence : 15°). On constate que la dynamique d'une mesure radar est très large (valeurs minimales et maximales). Par contre, les écart–types sur les valeurs moyennes estimés à partir des différentes répétitions (Tab. 15) sont en général inférieurs à 0.5 dB, sauf dans deux cas (0.94 et 1.71 dB respectivement). Nous utiliserons ces ordres de grandeur dans la suite du travail, lorsqu'il s'agira de prendre en compte la variabilité associée à une mesure de coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) moyen.

Tableau 15 Gamme de variation des mesures radar realisées pendant la campagne de mesure (5.3 GHz; 15°; HH)

Numéro de séquence	Répétitions	σ_0 (dB)			Ec* (dB)
		min.	moy.	max.	
1	1	–20.05	–12.42	–6.31	0.09
	2	–19.19	–13.76	–6.78	
2	1	–15.40	–8.60	–3.94	1.71
	2	–19.68	–11.02	–5.97	
3	1	–16.42	–8.83	–3.12	0.10
	2	–15.74	–8.69	–3.11	
4	1	–17.86	–5.33	1.26	0.41
	2	–15.60	–5.91	–1.08	
5	1	–12.56	–3.16	2.48	0.07
	2	–13.17	–3.26	2.16	

Tableau 15.(suite)

Numéro de séquence	Répétitions	σ_0 (dB)			Ec* (dB)
		min.	moy.	max.	
6	1	−15.27	−4.29	8.19	0.43
	2	−15.09	−4.40	6.97	
	3	−16.42	−5.09	7.76	
7	1	−16.59	−6.64	1.06	0.03
	2	−15.03	−6.59	0.44	
	3	−16.26	−6.60	1.50	
8	1	−15.47	−6.56	1.50	0.09
	2	−16.50	−6.43	0.99	
9	1	−16.03	−9.73	−3.40	0.94
	2	−13.75	−8.14	−2.63	
	3	−13.66	−8.07	−2.34	
10	1	−15.81	−9.68	−3.80	0.38
	2	−16.03	−9.14	−3.79	
11	1	−15.09	−9.83	−4.40	0.08
	2	−15.53	−9.71	−3.64	
12	1	−11.11	−1.75	3.67	0.16
	2	−9.82	−1.98	4.00	
13	1	−12.56	−4.38	1.07	0.16
	2	−12.46	−4.15	0.99	
14	1	−4.88	−0.20	6.73	0.16
	2	−5.92	0.02	6.11	
15	1	−16.18	−6.99	−1.93	0.16
	2	−15.34	−6.76	−1.07	
16	1	−6.07	0.46	8.27	0.08
	2	−5.32	0.35	7.91	
17	1	−5.93	−0.24	7.55	0.13
	2	−4.95	−0.06	7.72	

* : Ecart–type estimé à partir des valeurs moyennes des répétitions de chaque séquence

1.4.2. Teneur en eau pondérale

La campagne de mesure proprement dite a été précédée d'une étude de la variabilité spatiale du terrain. Pour cela, on a mesuré 59 profils hydriques gravimétriques répartis sur la parcelle selon le maillage présenté sur la Figure 56 (équidistance de 4 m). Ces profils hydriques ont été mesurés sur une parcelle déja fortement dessèchée en surface, aux profondeurs suivantes : 0–1 cm, 1–2 cm, 2–3 cm, 3–4 cm, 4–5 cm, 5–7 cm et 7–10 cm,

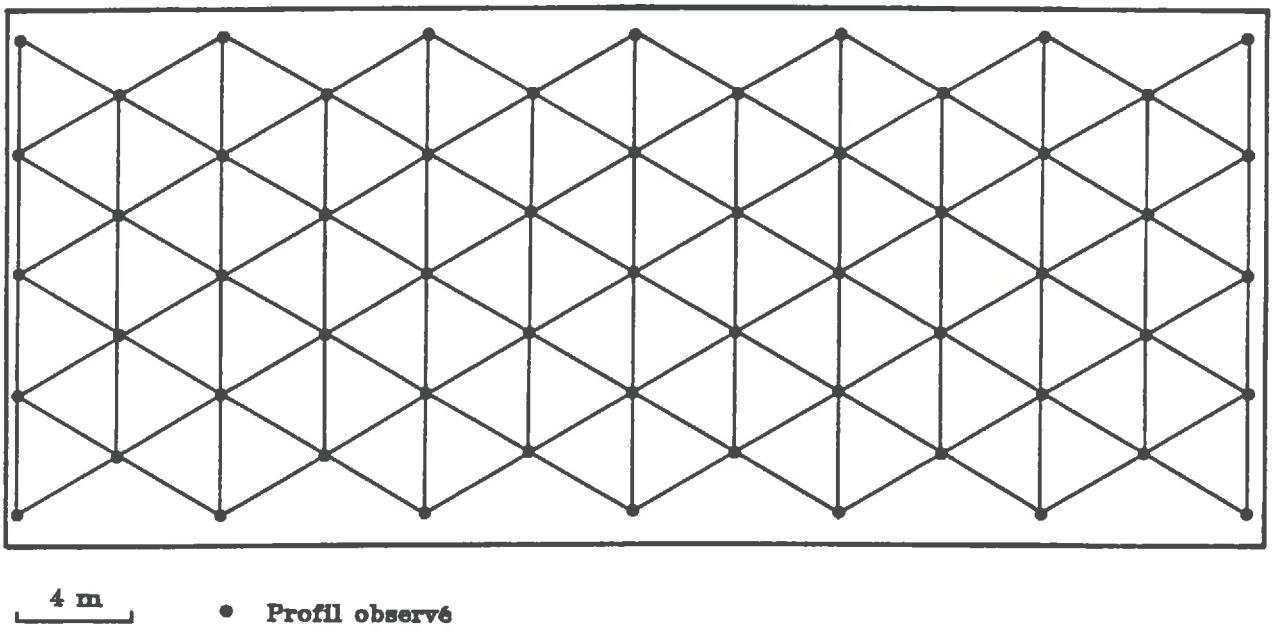


Figure 56 Maillage utilisé pour l'étude de la variabilité spatiale du site expérimental.

La Figure 57 montre les semi–variogrammes expérimentaux correspondant aux teneurs en eau pondérales pour les différentes profondeurs choisies. Ces résultats montrent que la teneur en eau mesurée présente une structure aléatoire pour des distances supérieures à 4 m, quelle que soit la profondeur observée. La **"portée"**, si elle existe, est inférieure à 4 m et n'apparaît pas sur les

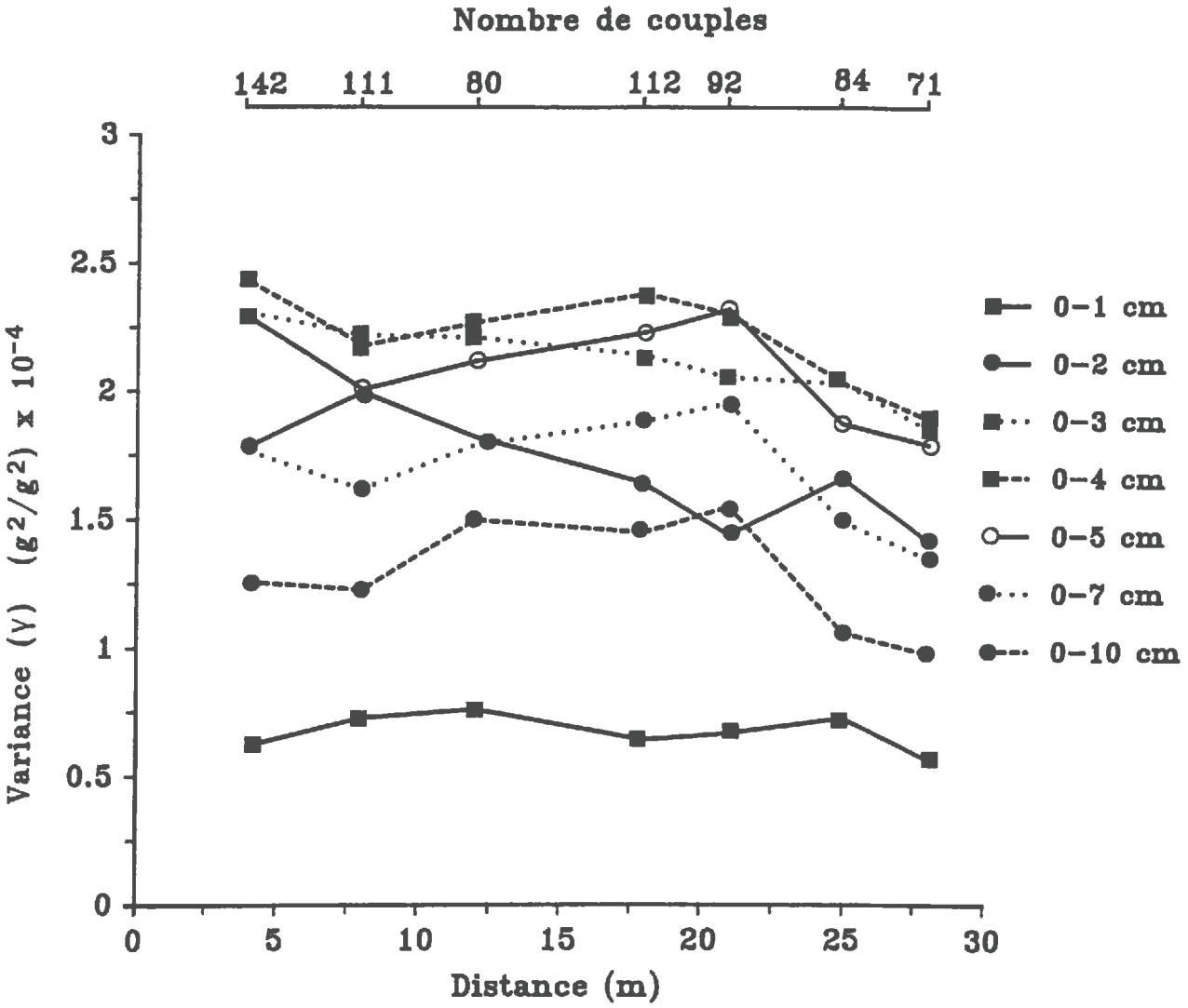


Figure 57 Semi variogrammes pour la teneur en eau pondérale du sol du site expérimental.

variogrammes. D'après ces variogrammes, la variance sur la teneur en eau pondérale varie de $0.6 \cdot 10^{-4}$ à $2.0 \cdot 10^{-4}$ g^2/g^2 selon les profondeurs considérées, correspondant à des écart–types de 0.008 à 0.014 g/g. Ces ordres de grandeurs indiquent que la variabilité à l'échelle de la parcelle reste modérée.

En tout état de cause. et à condition que cette structure spatiale soit stable dans le temps (ce qui n'est pas établi), on peut admettre qu'au delà d'une distance de 4 m, les échantillons sont indépendants les uns des autres. Cette distance minimale a donc été respectée pour tous les échantillonnages de la teneur en eau pendant la campagne de mesure.

Pour chacune des 17 séquences de mesures, 11 à 18 profils hydriques individuels ont été mesurés. Le Tableau 16 donne la gamme des variances et des écart–types observés sur les répétitions des mesures pour chaque séquence.

La comparaison du Tableau 16 et de la Figure 57 montre que les variances obtenues dans les deux cas ne sont pas identiques : La gamme des variances observée pour la teneur en eau pondérale mesurée au cours des 17 séquences est supérieure à celle obtenue pendant l'étude de la variabilité spatiale. Ceci est essentiellement dû aux conditions climatiques (alternances pluie et dessèchement) qui ont induit à tel ou tel moment de mesure (donc à telle ou telle séquence) une augmentation de la variabilité par rapport à celle observée pendant l'étude de la variabilité spatiale.

1.4.3. Masse volumique sèche

Lors des expérimentations. 5 séries de mesures de profils de masse volumique sèche ont été effectuées au cours du temps. de façon à suivre l'évolution de celle–ci. Pour chaque série de mesure, 5 profils de masse volumique sèche ont été observés. Le Tableau 17 donne les résultats globaux relatifs à la masse volumique sèche, obtenus au cours des 5 séries de mesures.
D'une façon générale, il n'y a pas eu de changement brutal de la masse volumique en surface (sauf pour la parcelle numéro 1, entre les séries 1 et 2) . Pour la série 2, cette augmentation de la masse volumique est liée à l'existence d'un orage ayant compacté les couches de surface. Enfin, on constate que l'écart–type sur la masse volumique sèche varie de 0.02 à 0.16 g/cm^3 (soit un coefficient de variation de 2% à 12%).

Tableau 16 Valeurs minimale et maximale de l'écart–type et de la variance de la teneur en eau pondérale obtenues pendant la campagne de mesures (profondeurs 0–1, 0–2, 0–3,0–4,0–5, 0–6, –7 et 7–10 cm).

Numéro de séquence	Nombre de profils	Ecart–type*		Variance**	
		minimale	maximale	minimale	maximale
		— g/g —		—— g^2/g^2 ——	
1	18	0.003	0.034	$0.09 \cdot 10^{-4}$	$12.00 \cdot 10^{-4}$
2	17	0.002	0.022	$0.04 \cdot 10^{-4}$	$5.00 \cdot 10^{-4}$
3	18	0.004	0.033	$0.16 \cdot 10^{-4}$	$11.00 \cdot 10^{-4}$
4	17	0.012	0.036	$1.00 \cdot 10^{-4}$	$13.00 \cdot 10^{-4}$
5	16	0.029	0.067	$8.00 \cdot 10^{-4}$	$45.00 \cdot 10^{-4}$
6	16	0.024	0.064	$6.00 \cdot 10^{-4}$	$41.00 \cdot 10^{-4}$
7	16	0.011	0.039	$1.00 \cdot 10^{-4}$	$15.00 \cdot 10^{-4}$
8	16	0.008	0.028	$1.00 \cdot 10^{-4}$	$8.00 \cdot 10^{-4}$
9	16	0.008	0.030	$1.00 \cdot 10^{-4}$	$9.00 \cdot 10^{-4}$
10	17	0.002	0.021	$0.04 \cdot 10^{-4}$	$4.00 \cdot 10^{-4}$
11	16	0.003	0.024	$0.09 \cdot 10^{-4}$	$6.00 \cdot 10^{-4}$
12	11	0.018	0.057	$3.00 \cdot 10^{-4}$	$32.00 \cdot 10^{-4}$
13	16	0.018	0.041	$3.00 \cdot 10^{-4}$	$17.00 \cdot 10^{-4}$
14	12	0.011	0.058	$1.00 \cdot 10^{-4}$	$34.00 \cdot 10^{-4}$
15	11	0.018	0.057	$3.00 \cdot 10^{-4}$	$32.00 \cdot 10^{-4}$
16	12	0.013	0.051	$2.00 \cdot 10^{-4}$	$26.00 \cdot 10^{-4}$
17	12	0.012	0.067	$1.00 \cdot 10^{-4}$	$45.00 \cdot 10^{-4}$

* : L'écart–type minimal (ou maximal) calculé correspond à l'écart–type minimal (ou maximal) calculé pour tous les profils et toute les profondeurs d'une séquence donnée.

**: La variance minimale (ou maximale) calculée correspond à la variance minimale (ou maximale) calculée pour tous les profils et toute les profondeurs d'une séquence donnée.

Tableau 17 Masse volumique sèche (g/cm³) mesurée pendant la campagne de mesures

Profondeur		Parcelle no.				
		1		2		3
(cm)		1** (12/6)*	2** (30/6)*	3** (11/6)*	4** (02/7)*	5** (10/7)*
0.5	μ :	1.19	1.40	1.18	1.19	1.19
	σ :	0.02	0.03	0.07	0.02	0.12
1.5	μ :	1.19	1.32	1.18	1.19	1.19
	σ :	0.02	0.05	0.07	0.02	0.12
2.5	μ :	1.19	1.24	1.18	1.19	1.20
	σ :	0.02	0.05	0.07	0.02	0.12
3.5	μ :	1.19	1.21	1.18	1.19	1.22
	σ :	0.02	0.05	0.07	0.02	0.07
4.5	μ :	1.19	1.20	1.18	1.18	1.22
	σ :	0.04	0.04	0.07	0.06	0.05
5.5	μ :	1.19	1.19	1.18	1.15	1.21
	σ :	0.04	0.04	0.07	0.06	0.05
6.5	μ :	1.22	1.19	1.20	1.15	1.20
	σ :	0.04	0.09	0.08	0.04	0.07
8.5	μ :	1.33	1.20	1.28	0.22	1.21
	σ :	0.16	0.12	0.09	0.05	0.06

μ : Valeur moyenne
σ : Ecart–type
* : Date à laquelle les mesures ont été effectuées
**: numéro de la série de mesures

1.4.4. Teneur en eau volumique

Les profils gravimétriques correspondant aux 17 séquences de mesures ont été transformés en profils hydriques volumiques, par l'intermédiaire des masses volumiques sèches correspondantes.

La Figure 58 montre les profils moyens obtenus pour l'ensemble des séquences. On constate que, globalement, 3 formes typiques de profil hydriques ont été obtenues :

a. Profils très secs en surface, plus humides en profondeur (de 0.00 à 0.05 cm^3/cm^3 en surface)

b. Profils très humides en surface, plus secs en profondeur (de 0.30 à 0.40 cm^3/cm^3 en surface).

c. Profils intermédiaires en forme de "S" inversé (de 0.12 à 0.17 cm^3/cm^3 en surface).

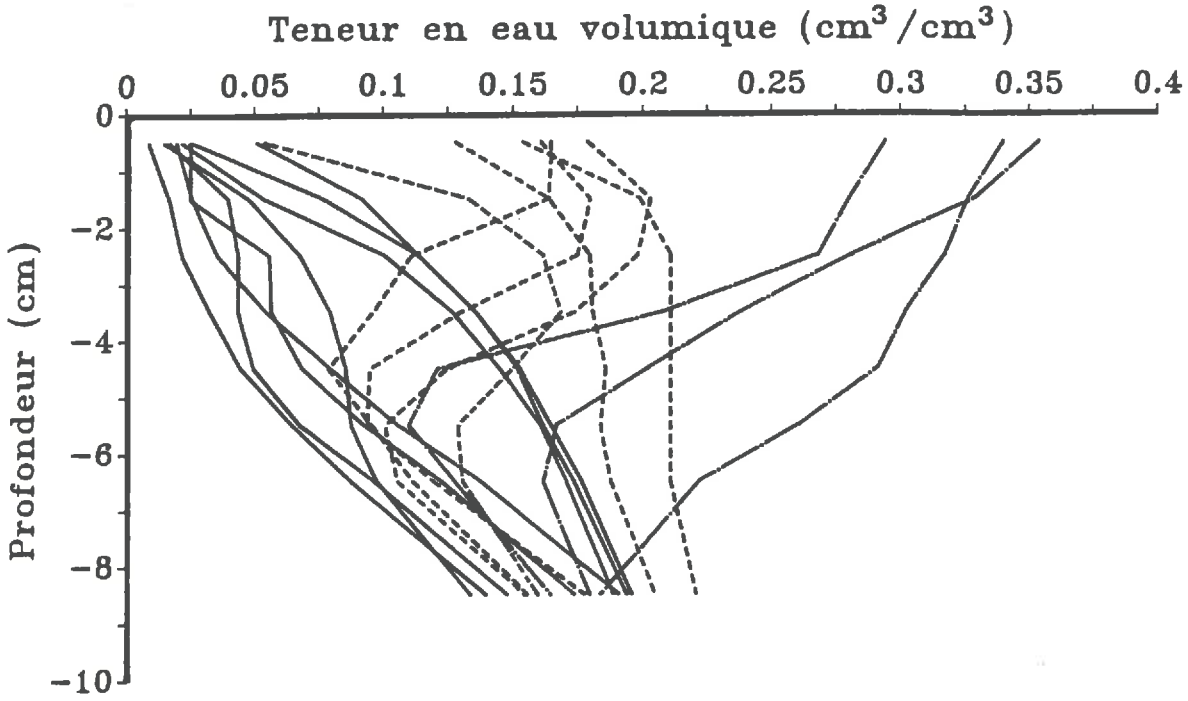


Figure 58 Profils hydriques expérimentaux obtenus pendant la campagne de mesures

Ces contrastes permettent ainsi de couvrir une large gamme de variation de la teneur en eau volumique moyenne et de la forme des profils hydriques

étudiés (l'annexe 10 donne les profils hydriques volumiques moyens et les écart–types correspondants).

Il n'est pas utile d'analyser ici en détail la variabilité observée à l'échelle de la parcelle. Rappelons seulement que la variabilité dans l'espace est souvent liée à la variation de la position du front d'évaporation (ou d'infiltration) selon les différents sites de prélèvement, et que la variabilité observée dans le temps d'une couche considérée passe généralement par une valeur maximale au cours du processus d'évaporation pour diminuer lorsque cette couche devient très sèche.

2. RESULTATS

2.1. Relation linéaire entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la teneur en eau volumique (θ) (cas d'une épaisseur de sol arbitraire)

Pour cette analyse, on calcule les paramètres de la régression linéaire entre les valeurs du coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la teneur en eau volumique (θ) moyennée sur des couches du sol d'épaisseur croissante (0–1, 0–2, . . ., 0–10 cm). Les calculs ont été réalisés pour les six configurations radar utilisées (fréquence : 4.5 et 5.3 GHz; incidence : 10°, 15° et 20°; polarisation : HH).

La Figure 59 présente les coefficients de corrélation linéaire obtenus après ajustement linéaire entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la teneur en eau volumique (θ), calculés pour 8 épaisseurs d'échantillonnage croissantes, pour les 6 configurations utilisées. On constate que :

a. la valeur des coefficients de corrélation linéaire est en général élevée (> 0.80) dans la gamme des angles d'incidence 10 à 20°.

b. d'un point de vue statistique, selon l'incidence utilisée, il existe une épaisseur "optimale" pour laquelle on obtient le coefficient de corrélation linéaire le plus élevé pour une fréquence et une incidence données. Cette épaisseur varie de 3 à 5 cm selon l'incidence (sauf pour 4.5 GHz, 20°). Il nous semble cependant abusif d'en déduire qu'une épaisseur de sol de 3 à 5 cm doit être considérée comme une épaisseur optimale d'échantillonnage dans tous les cas. Nous reviendrons sur ce point ultérieurement.

c. globalement, peu de différences apparaissent entre les 3 incidences choisies (l'incidence 10° semble cependant fournir des coefficients de corrélation linéaire légèrement inférieurs à ceux des autres incidences).

Les régressions expérimentales obtenues sont présentées sur la Figure 60 pour la fréquence 5.3 GHz (et dans l'annexe 11 pour la fréquence 4.5 GHz). L'analyse de ces résultats montre que :

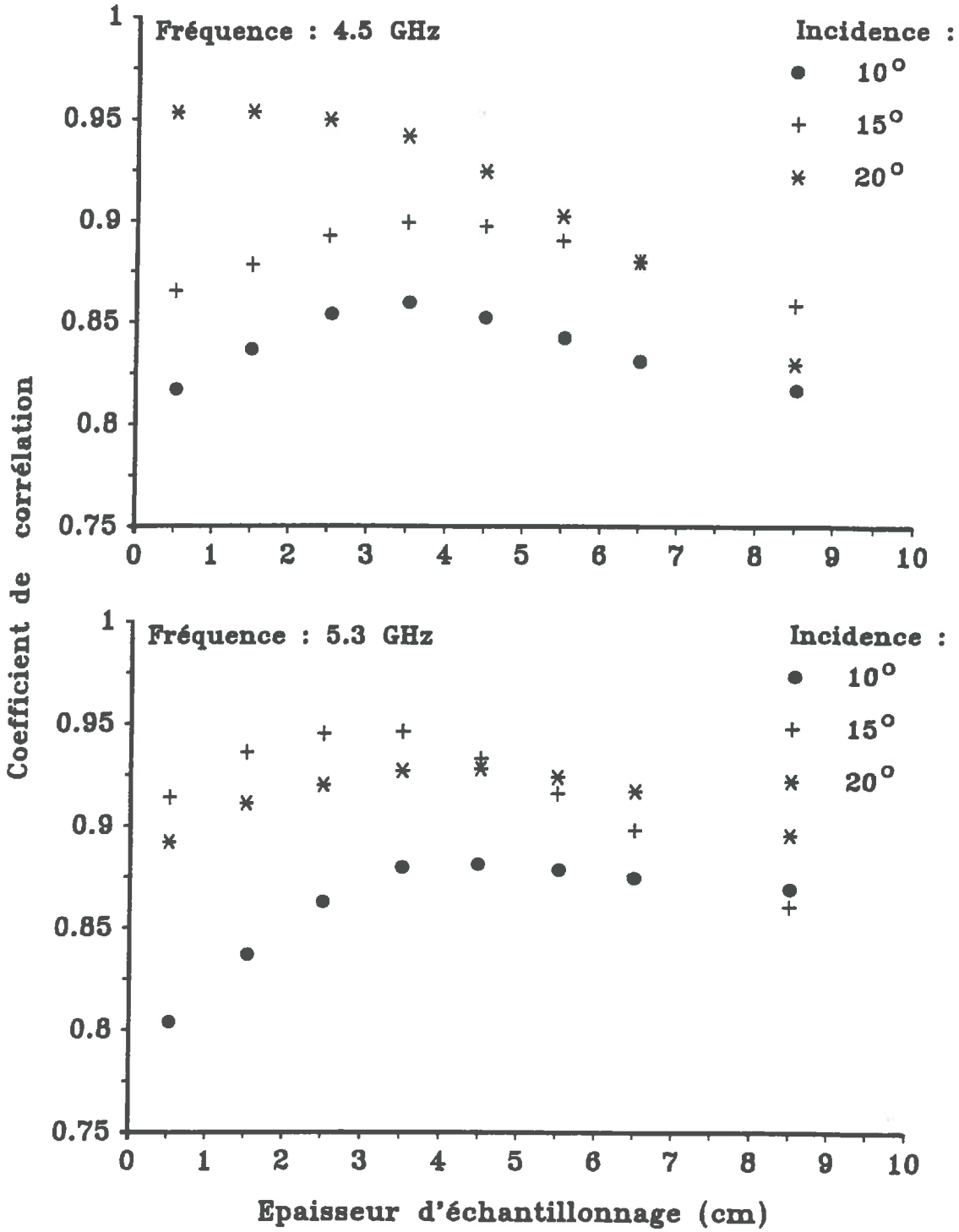


Figure 59 Coefficient de corrélation obtenus pour la relation entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la teneur en eau volumique du sol (θ), en fonction de l'épaisseur d'échantillonnage de la teneur en eau.

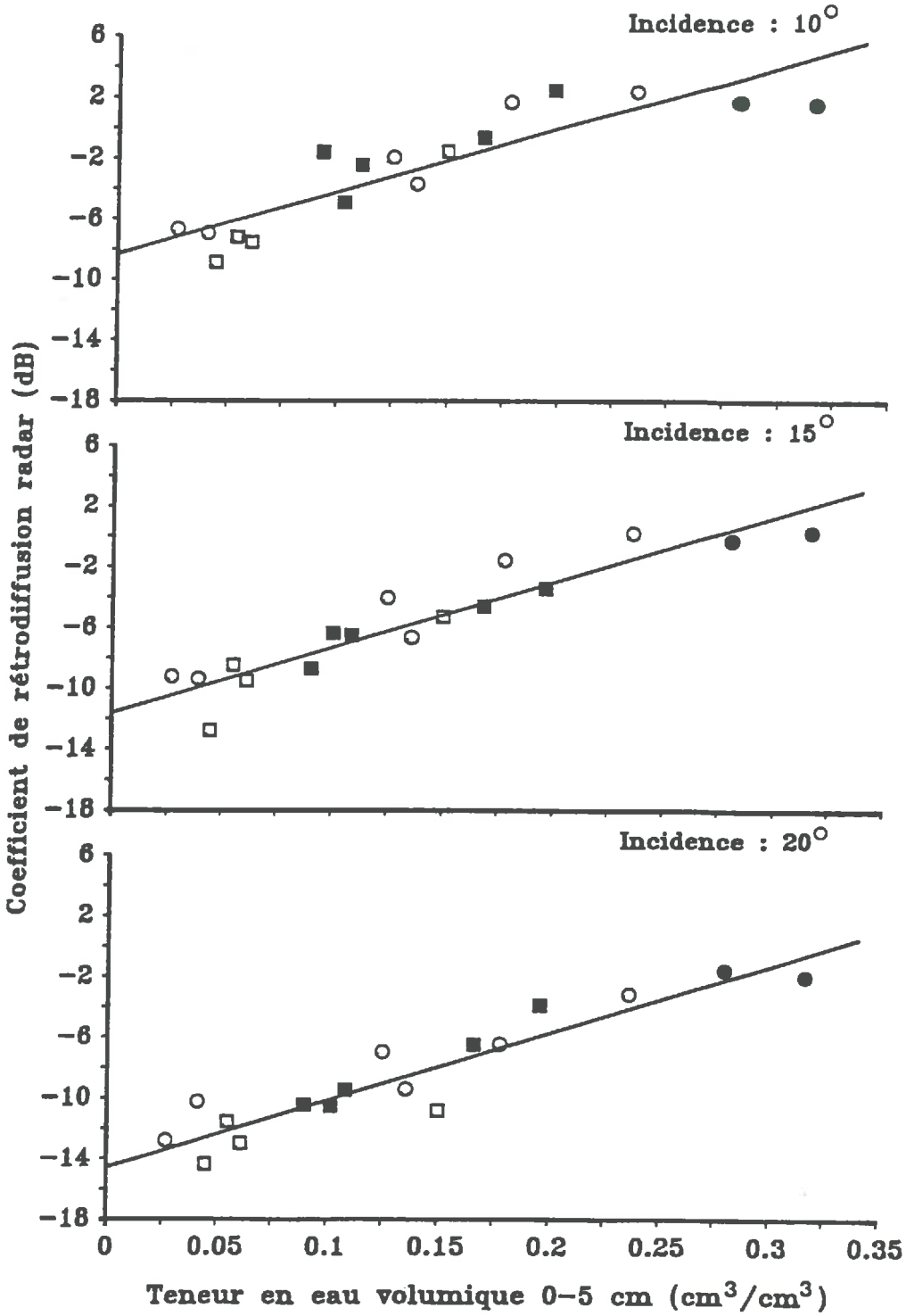


Figure 60 Relation entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la teneur en eau volumique du sol (θ) pour une profondeur d'échantillonnage arbitraire 0–5 cm (5.3 GHz; HH); (□) sol nu très fin; (○)sol nu fin; (■) sol lisse fissuré; (●)sol nu peu rugueux.

a. Dans la gamme des rugosités de surface testées, il n'apparaît pas d'effet marqué de celle–ci sur la relation linéaire globale entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la teneur en eau volumique (θ).

b. Les comparaisons de nos résultats avec ceux de quelques auteurs (Ulaby *et al*, 1982; Bernard *et al.*, 1982: Kobayoshi et Hirosawa, 1985: Soares, 1986), montrent que les caractéristiques des régressions linéaires obtenues (pente, ordonnée à l'origine et coefficient de corrélation) sont du même ordre de grandeur (Tab. 18).

c. L'analyse des régressions obtenues (Fig. 60 et annexe 11) montre que la variance résiduelle après régression reste relativement élevée. La Figure 61 (et l'annexe 12) donnent le détail des résidus calculés aux fréquences de 5.3 GHz (et 4.5 GHz) pour l'incidence 15°. L'analyse de ces résidus ne permet pas de dégager de tendance nette de ceux–ci en fonction de la teneur en eau volumique moyenne. Ceci peut d'ailleurs apparaître comme un résultat peu attendu pour la raison suivante : dans le cas de faibles teneurs en eau, la profondeur de pénétration du signal est élevée (cf. Fig. 50) et la prise en compte d'une profondeur arbitraire faible pourrait amener des résidus importants. De même, pour les fortes teneurs en eau, la profondeur de pénétration étant faible, la prise en compte d'une profondeur arbitraire importante pourrait également induire des résidus élevés. Ces tendances apparaissent pour la fréquence 4.5 GHz (annexe 12), mais non pour la fréquence 5.3 GHz (Fig. 61).

2.2. Relations entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et le potentiel matriciel de l'eau du sol (h)

D'une façon générale, peu de travaux sont consacrés à l'analyse des relations entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et le potentiel matriciel

Tableau 18 Comparaison des paramètres de la régression linéaire entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la teneur en eau (θ) du sol. obtenus par plusieurs auteurs.

f (GHz)	θ_i	*	Auteurs					
			1**	2**	3**	4**	5**	6**
4.5	10°	a	41.0	–	47.0	–	–	–
		b	–9.9	–	–17.0	–	–	–
		r	0.8	–	0.9	–	–	–
	15	a	43.0	33.0	47.0	15.0	–	–
		b	–13.4	–10.9	–20.6	–9.2	–	–
		r	0.9	–	0.9	–	–	–
	20	a	45.0	–	47.0	–	–	–
		b	–16.6	–	–24.5	–	–	–
		r	0.9	–	0.9	–	–	–
5.3	10	a	41.0	–	–		63.0	40.0
		b	–8.3	–			–18.7	–10.5
		r	0.9	–	–	–	–	0.9
	15	a	43.0	–	–	–	–	–
		b	–11.6	–	–	–	–	–
		r	0.9	–	–	–	–	–
	20	a	44.0	–	–	–	–	–
		b	–14.6	–	–	–	–	–
		r	0.93	–	–	–	–	–

* = Paramètres de la régression selon la relation $\sigma_0 = a \cdot \theta + b$
a : pente
b : ordonnée à l'origine
r : coefficient de corrélation linéaire

** = Références des auteurs :
1. Witono (1988).
2. Ulaby *et al.* (1982) (θ calculée sur 0–5 cm)
3. Jackson et O'Neil (1985) (θ calculée sur 0–5 cm)
4. Kobayashi et Hirosawa (1985)(θ calculée sur 0–10 cm)
5. Soares (1986) (θ calculée sur 0–10 cm)
6. Bernard *et al.*(1982) (θ calculée sur 0–10 cm)

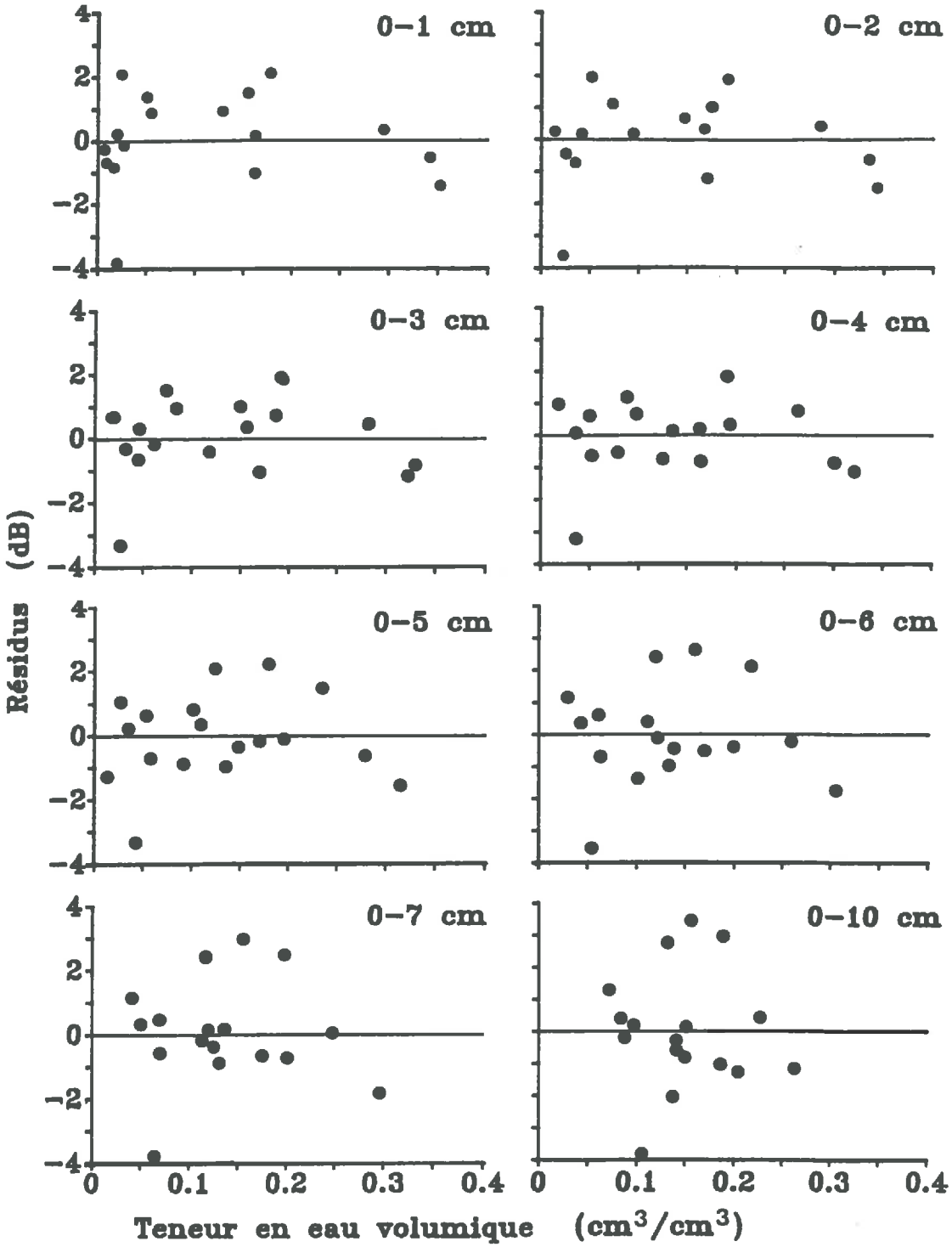


Figure 61 Résidus obtenus après régression linéaire entre le coefficient de rétrodiffusion rarad (σ_0) et la teneur en eau volumique (θ) du sol 0–5 cm (5.3 GHz; 15°; HH).

de l'eau du sol (h). A notre connaissance, seul Dobson et Ulaby (1981) ont montré quelques résultats expérimentaux sur une gamme moyenne de valeurs de potentiel ($0.0 \leq h \leq -100$ m).

Pour notre part, nous présenterons succinctement des résultats expérimentaux obtenus sur une très large gamme de potentiels matriciels du sol ($0.0 \leq h \leq -100\,000$ m).

En combinant les relations "coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0)–teneur en eau volumique (θ)" (Fig. 60) et la relation "potentiel matriciel (h)–teneur en eau volumique (θ)" (Fig. 55), on obtient directement la relation estimée entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et le potentiel matriciel de l'eau du sol (h) exprimé en logarithme népérien du potentiel (en cm). La Figure 62 (et l'annexe 12) montrent les relations obtenues. Ces résultats, à confirmer sur d'autres types de sols, semblent généraliser ceux obtenus par Dobson et Ulaby (1981) pour une faible gamme de variation du potentiel matriciel de l'eau du sol.

Dans notre optique le couplage entre des modèles de transferts hydriques et des informations issues de mesures hyperfréquences (teneur en eau volumique ou potentiel), il nous semble ici nécessaire de discuter l'intérêt relatif de ces 2 variables. Les relations "coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) – teneur en eau volumique (θ)" nous semblent plus pertinentes pour les raisons suivantes :

a). Les relations linéaires "coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0)–potentiel matriciel (h)" font apparaître une variance résiduelle importante qui peut induire des erreurs d'estimation non négligeable du potentiel matriciel à partir d'un coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0).

b). La mise en oeuvre de mesures du potentiel matriciel dans une large gamme est en général plus lourde et plus difficile que celle de la mesure de la teneur en eau, notamment "*in situ*". De plus, la plupart des auteurs utilisent une variable relative à la teneur en eau du sol, plutôt qu'au potentiel matriciel.

c). Enfin, tout approfondissement des relations "coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) – teneur en eau volumique (θ)" par la prise en compte, par exemple, d'un modèle de pénétration du signal radar, nécessite la prise en compte de la permittivité diélectrique

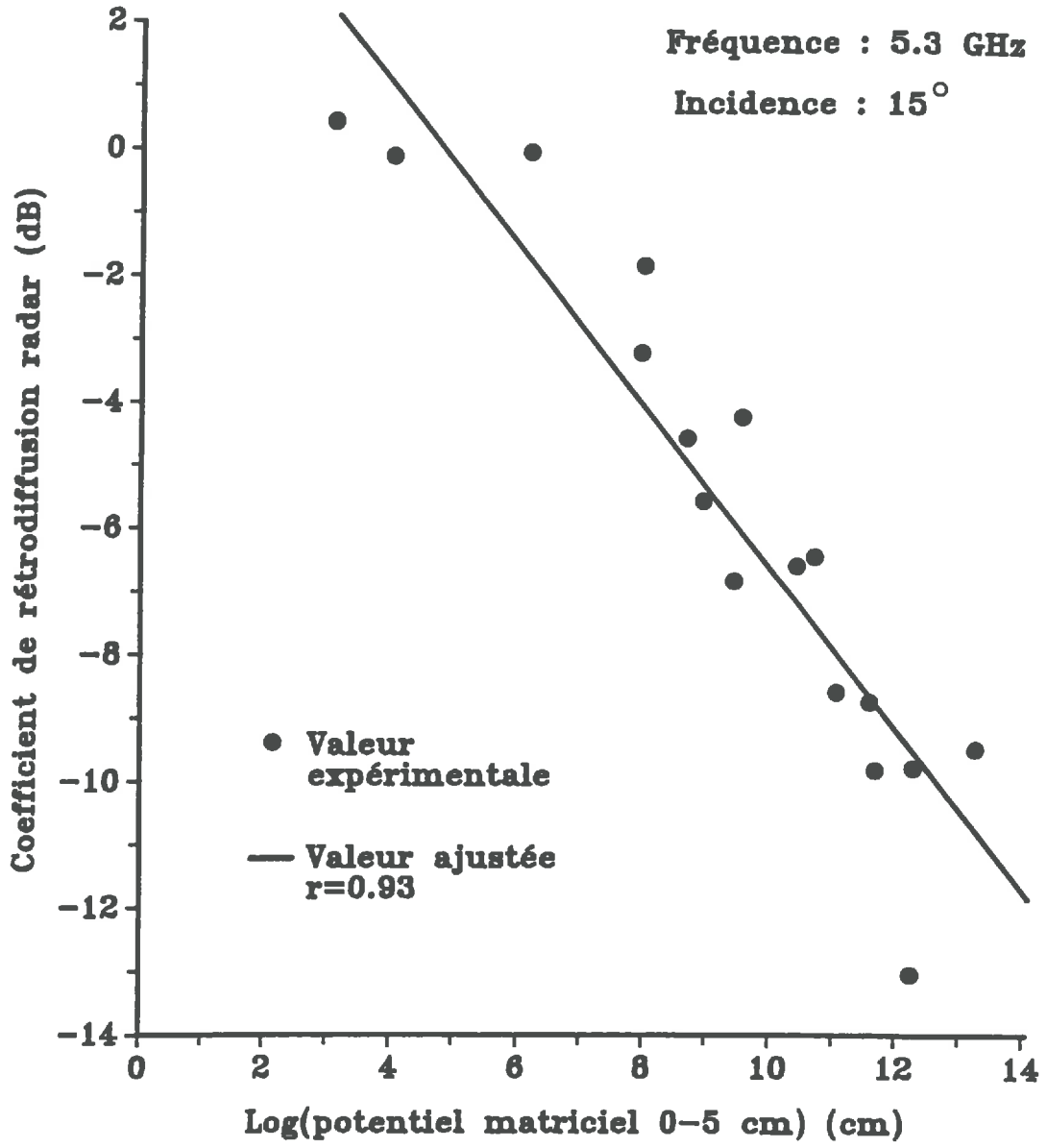


Figure 62 Relation entre le coefficient de rétrodiffusion radar et le potentiel matriciel du sol (polarisation HH)

du sol qui est estimée à partir de la teneur en eau et non pas du potentiel matriciel.

Ainsi, les relations "coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) – teneur en eau volumique (θ)", nous semblent plus aptes que les relations "coefficient de

rétrodiffusion radar (σ_0) – potentiel matriciel (h)" à permettre le développement d'analyses plus approfondies.

2.3. Prise en compte de la profondeur de pénétration

n cherchera, dans ce paragraphe à savoir si la connaissance supplémentaire d'une profondeur de pénétration estimée peut fournir des indications permettant d'améliorer les relations d'étalonnage "coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0)–teneur en eau volumique (θ)" précédentes. Rappelons que la profondeur maximale de pénétration estimée n'est pas identique à la profondeur déterminant la diffusion de volume. Par contre, c'est un indicateur de la forme et de la teneur en eau moyenne du profil hydrique.

On a appliqué le modèle de calcul de profondeur de pénétration à tous les profils hydriques observés, c'est–à–dire à toutes les répétitions de chaque séquence de mesures. La profondeur moyenne de pénétration à l'échelle de la parcelle d'une séquence donnée est donc obtenue en moyennant la profondeur de pénétration de toutes les répétitions de la séquence de mesures concernée. On a calculé également la teneur en eau volumique moyenne correspondant à la profondeur de pénétration moyenne estimée.

2.3.1. Résultats globaux

Les résultats du calcul de la profondeur de pénétration (éq. 87, Chap. 3) et de la teneur en eau volumique correspondante sont présentés dans le Tableau 19 (les annexes 14 et 15 présentent les résultats détaillés pour chaque profil hydrique). A partir de ces tableaux, on peut remarquer d'une part, l'existence de variations très importantes d'une séquence à l'autre et d'autre part, l'existence de variations à l'échelle de la parcelle pour une séquence donnée. Ces variations sont liées aux variations spatiotemporelles de la teneur en eau volumique observée. Dans l'ensemble, on constate que les ordres de grandeur de la profondeur de pénétration sont compris entre 1 et 84 mm à 5.3 GHz. Ceci est conforme aux résultats obtenus par d'autres auteurs (Wilheit, 1978; Ulaby *et al.*, 1978; Pausader, 1982).

Tableau 19 Profondeurs de pénétration moyennes calculées et écart–types. teneurs en eau volumiques moyenne de la surface du sol à la profondeur de pénétration et écart–types pour les 17 séquences de mesures.

Numéro de séquence	Profondeur de pénétration		Teneur en eau volumique (0–δ cm)	
	moyenne	écart–type	moyenne	écart–type
	——— mm ———		— cm^3/cm^3 —	
1	66	9.7	0.062	0.009
2	67	12.3	0.069	0.011
3	68	10.9	0.064	0.006
4	17	5.7	0.168	0.019
5	17	9.6	0.183	0.073
6	22	11.4	0.159	0.072
7	40	13.1	0.100	0.028
8	43	10.1	0.092	0.015
9	46	8.9	0.087	0.015
10	84	10.3	0.053	0.004
11	77	7.0	0.057	0.004
12	14	5.8	0.189	0.037
13	24	12.2	0.149	0.004
14	3	0.8	0.294	0.014
15	30	4.8	0.117	0.010
16	1	0.5	0.342	0.020
17	1	0.5	0.354	0.019

La Figure 63 (et l'annexe 16) montrent les variations de la profondeur de pénétration en fonction de la teneur en eau moyenne calculée jusqu'à cette profondeur de pénétration (δ) : on peut constater que la profondeur de pénétration obtenue à partir des profils hydriques expérimentaux est peu différente de celle obtenue à partir des profils hydriques uniformes. Il semble donc que cette relation, "profondeur de pénétration–teneur en eau volumique", soit peu affectée par la stratification du profil hydrique en conditions naturelles. On pourrait donc, en première approximation, utiliser la relation générale obtenue à partir de profils hydriques uniformes pour l'appliquer directement à des situations réelles qui ne vérifient jamais la condition d'uniformité de la

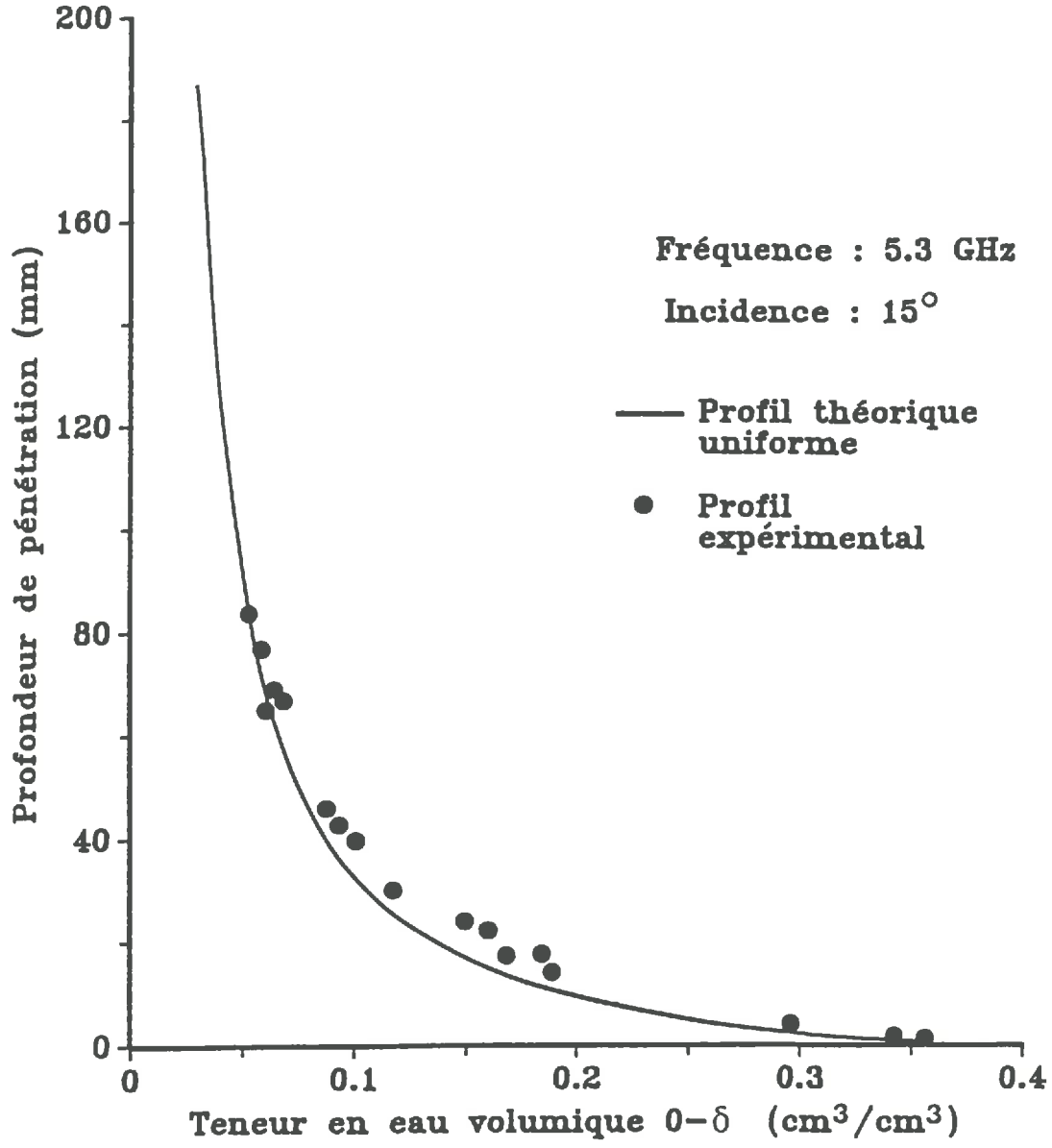


Figure 63 Profondeur de pénétration calculée pour des profils hydriques théoriques uniformes et de profils hydriques expérimentaux non uniformes

teneur en eau en fonction de la profondeur. Ceci confirme aussi le rôle secondaire joué par la forme du profil hydrique, rôle que nous avons déjà dégagé dans le Chapitre précédent.

Ces conclusions, purement expérimentales, ne peuvent être évaluées sans discuter l'universalité des types de profils hydriques rencontrés expérimentalement (Fig. 58). Or, il apparaît que la gamme des formes de profils hyriques expérimentaux rencontrés recouvre assez largement la gamme possible des situations obtenues en conditions naturelles. Ces conclusions nous semblent donc être a priori stables.

2.3.2. Conséquences sur les relations d'étalonnage "$\sigma_0 = f(\theta)$"

Les résultats précédents amènent à tester les performances d'un nouvel étalonnage obtenu par mise en relation entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la teneur en eau volumique (θ) calculée entre 0 et δ. Les exemples de la Figure 64 (et de l'annexe 17) illustrent cette démarche et montrent le déplacement de chaque point de teneur en eau volumique (θ) lors du passage de 0–5 cm à 0–δ cm.

Pour un sol "sec". on sous–estime la valeur de la teneur en eau en prenant la profondeur arbitraire constante, par rapport à la teneur en eau calculée de la surface jusqu'à la profondeur de pénétration (δ). Pour un sol "très humide", on constate l'existence du même phénomène. L'explication de ces phénomènes est donnée par la Figure 65 : que le sol soit **"sec"** ou **"humide"** avec des formes de profils hydriques correspondant à celle de la Figure 65, la teneur en eau volumique calculée sur 0–δ cm est nécessairement supérieure à celle calculée sur une profondeur arbitraire intermédiaire (0–5 cm par exemple), mais pour des raisons opposées. Dans le cas du sol **"sec"**, la profondeur de pénétration est généralement supérieure à 5 cm et, compte tenu de la forme du profil hydrique, aboutit à une augmentation de $\theta_{0-\delta}$ par rapport à $\theta_{0\text{-}5}$. Par contre, dans le cas du sol **"humide"**, la profondeur de pénétration est très faible (<< 5 cm) et la forme du profil hydrique induit alors une augmentation de $\theta_{0-\delta}$ par rapport à $\theta_{0\text{-}5}$.

Dans le cas des profils à forme plus complexe et pour des teneurs en eau intermédiaires, les résultats dépendent de la forme exacte de chaque profil hydrique.

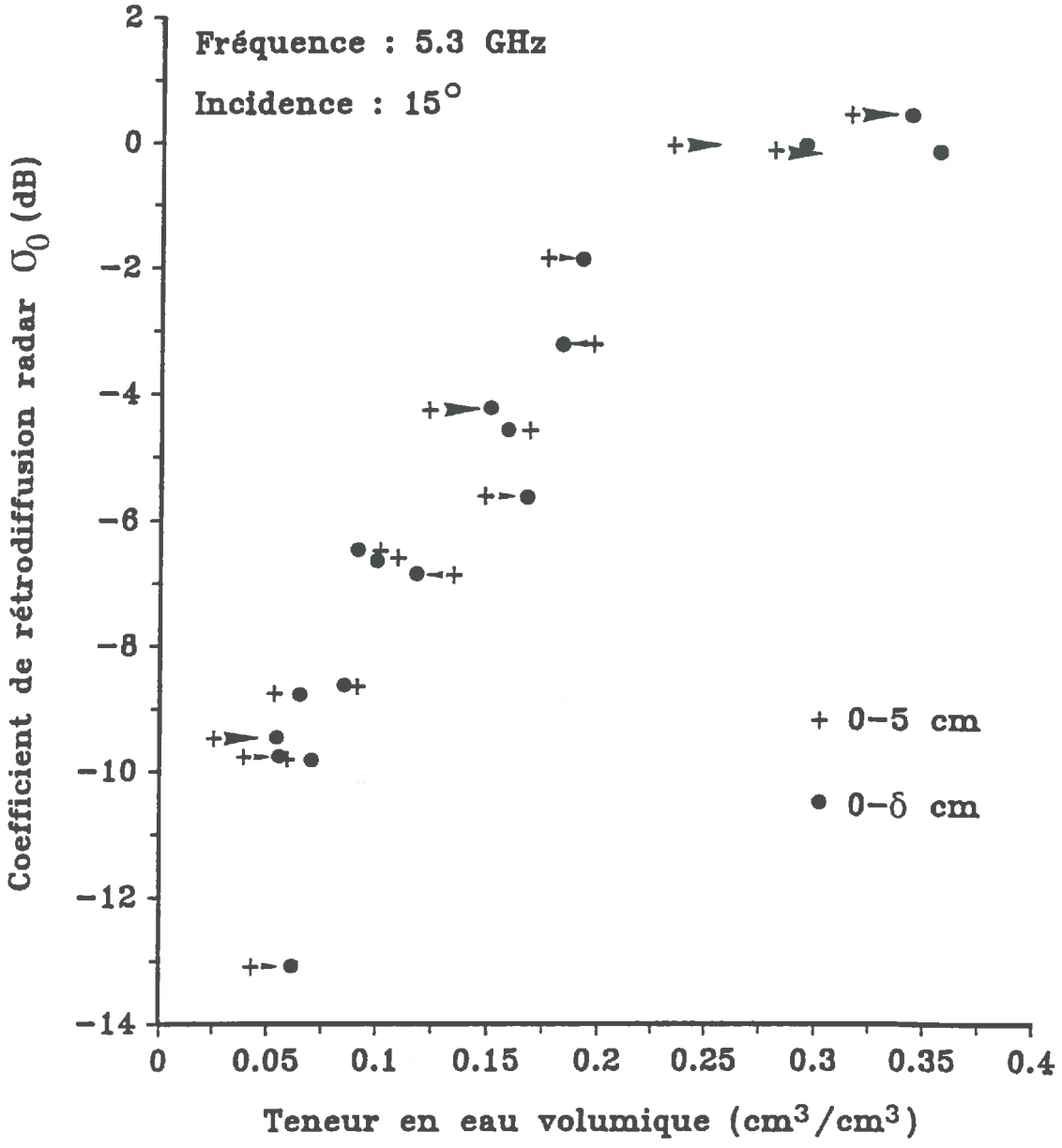


Figure 64 Relation entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la teneur en eau volumique (θ) calculée sur une profondeur arbitraire 0–5 cm ou calculée de 0 à δ cm. La flèche indique la direction du déplacement de point en passant de 0–5 cm à 0–δ cm (polarisation HH)

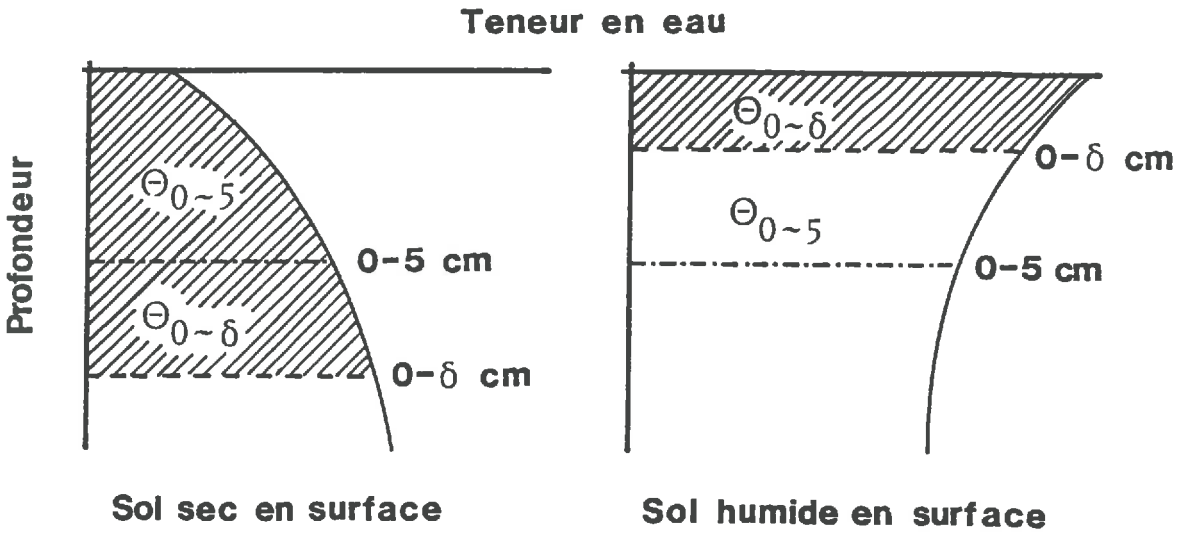


Figure 65 Rôle de la forme du profil hydrique sur la détermination de la teneur en eau entre la surface du sol et la profondeur de pénétration (δ) calculée.

La Figure 66 (et l'annexe 18) montrent les relations statistiques estimées entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la teneur en eau volumique ($\theta_{0-\delta}$).

Si l'hypothèse de linéarité semblait possible dans le cas de l'absence de prise en compte de la profondeur de pénétration, elle semble devenir, par contre, inadaptée dans le cas où l'on prend en compte, par l'intermédiaire d'un modèle physique, la profondeur probable de pénétration du signal. Ceci est illustré par le Tableau 20a qui donne directement l'ajustement $\theta = f(\sigma_0)$ pour des polynômes du premier et du second degré. Tandis que le Tableau 20b donne les paramètres correspondant dans le cas de polynôme de seconde degré. On constate que dans le cas de la variable $\theta_{0-\delta}$, l'écart–type résiduel de la teneur en eau après régression est toujours inférieur dans le cas d'une relation non linéaire, alors qu'aucun changement n'a lieu entre les différents modèles pour les variables $\theta_{0\text{-}5}$.

En ce qui concerne la non linéarité de cette relation, ces résultats expérimentaux confirment les hypothèses théoriques et les résultats expérimentaux avancés par Pausader (1982).

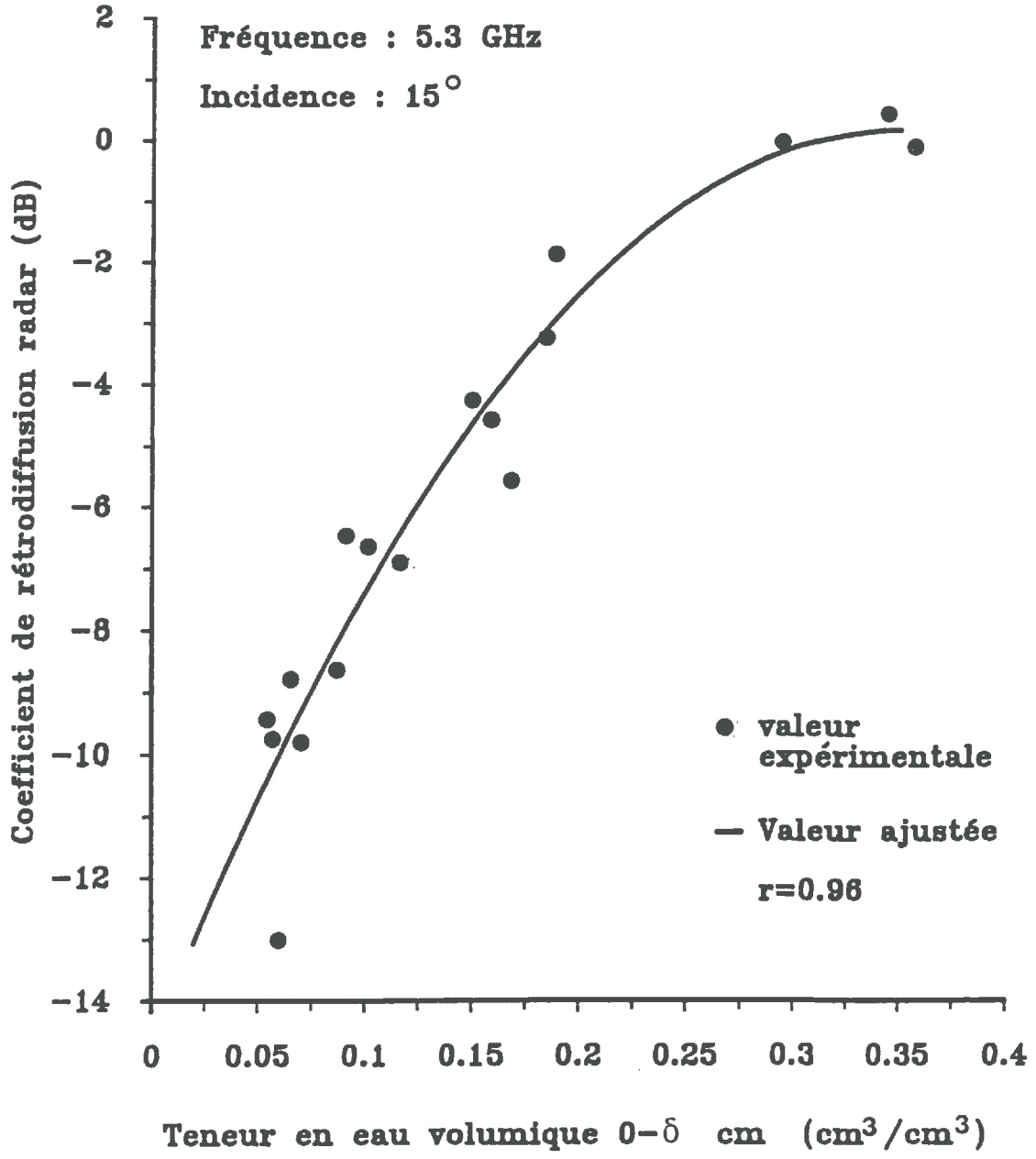


Figure 66 Ajustement non linéaire (polynôme du deuxième degré) entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la teneur en eau volumique de la surface jusqu'à la profondeur de pénétration ($\theta_{0-\delta}$) (polarisation HH).

Tableau 20a Comparaison des paramètres des régressions linéaire et non linéaire pour la relation entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la teneur en eau du sol [profondeur arbitraire 0–5 cm ($\theta_{0\text{-}5}$), ou 0–δ cm ($\theta_{0-\delta}$)].

f (GHz)	θ_i	Type de relartion	Paramètres	θ_{0-5}	$\theta_{0-\delta}$
4.5	15°	linéaire*	r^2	0.805	0.814
			écart–type résiduel	**0.038**	**0.042**
		Polynôme** (degré 2)	r^2	0.826	0.884
			écart–type résiduel	**0.038**	**0.035**
	20°	linéaire*	r^2	0.863	0.906
			écart–type résiduel	**0.033**	**0.030**
		Polynôme** (degré 2)	r^2	0.872	0.951
			écart–type résiduel	**0.033**	**0.023**
5.3	15°	linéaire*	r^2	0.871	0.851
			écart–type résiduel	**0.031**	**0.039**
		Polynôme** (degré 2)	r^2	0.912	0.954
			écart–type résiduel	**0.027**	**0.024**
	20°	linéaire*	r^2	0.872	0.834
			écart–type résiduel	**0.032**	**0.041**
		Polynôme** (degré 2)	r^2	0.891	0.902
			écart–type résiduel	**0.031**	**0.034**

* : $\theta = a \cdot \sigma_0 + b$

** : $\theta = a_0 + a_1 \cdot \sigma_0 + a_2 \cdot \sigma_0^2$

Tableau 20b Paramètres de la régression non linéaire (polynôme de degré 2) selon la relation: $\theta_{0\text{-}x} = a + b \cdot \sigma_0 + c \cdot \sigma_0^2$

f (GHz)	Θi	z (cm)	a	b	c	r*	Er** (cm^3/cm^3)
4.5	15°	0–5	0.299	0.023	0.0004	0.909	0.038
		0–δ	0.368	0.040	0.0013	0.940	0.035
	20°	0–5	0.369	0.029	0.0005	0.934	0.033
		0–δ	0.463	0.044	0.0012	0.975	0.023
5.3	15°	0–5	0.272	0.032	0.0010	0.955	0.027
		0–δ	0.316	0.045	0.0019	0.977	0.024
	20°	0–5	0.338	0.032	0.0008	0.944	0.031
		0–δ	0.413	0.049	0.0017	0.950	0.034

* : coefficient de corrélation multiple

**: écart–type résiduel

2.3.3. Relation empirique entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la profondeur de pénétration (δ)

Puisqu'il existe, d'une part, une relation entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la teneur en eau volumique calculée de la surface jusqu'à la profondeur de pénétration ($\theta_{0-\delta}$), et d'autre part, une relation entre cette même teneur en eau et la profondeur de pénétration, on peut prévoir qu'il doit exister une relation plus ou moins nette entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la profondeur de pénétration (δ).

Les relations obtenues à partir des données expérimentales sont présentées sur la Figure 67 (et l'annexe 19). On observe effectivement une décroissance du coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) lorsque la profondeur de pénétration augmente. On peut donc concevoir la valeur du coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) comme un double indicateur : d'une part, pour un sol donné, la mesure du coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) est un indicateur de la profondeur de pénétration du signal (Fig. 67) et, d'autre part, de la teneur en eau volumique du sol de la surface à cette même profondeur (Fig. 66).

2.4. Estimation de la teneur en eau volumique de surface à partir de mesures Radar (σ_0)

Rappelons que, dans ce travail, nous nous intéressons à la mesure radar à travers ses performances pour l'estimation de la teneur en eau superficielle des sols. Pour le modélisateur des transferts d'eau entre le sol et l'atmosphère, la teneur en eau à prendre en compte pour obtenir des conditions aux limites à la surface du sol est la teneur en eau **strictement à la cote z = 0.**

Compte–tenu de cette exigence, quelles sont les possibilités d'estimation de la teneur en eau à partir d'une mesure radar ? Plusieurs possibilités sont permises à partir des résultats présentés précédemment :

(1) Les relations linéaires classiques "$\sigma_0 = f(\theta)$" (étalonnage classique, cf. Fig. 60) permettent d'estimer **l'humidité moyenne sur une couche du sol d'épaisseur arbitraire.** Dans ce cas, la qualité de

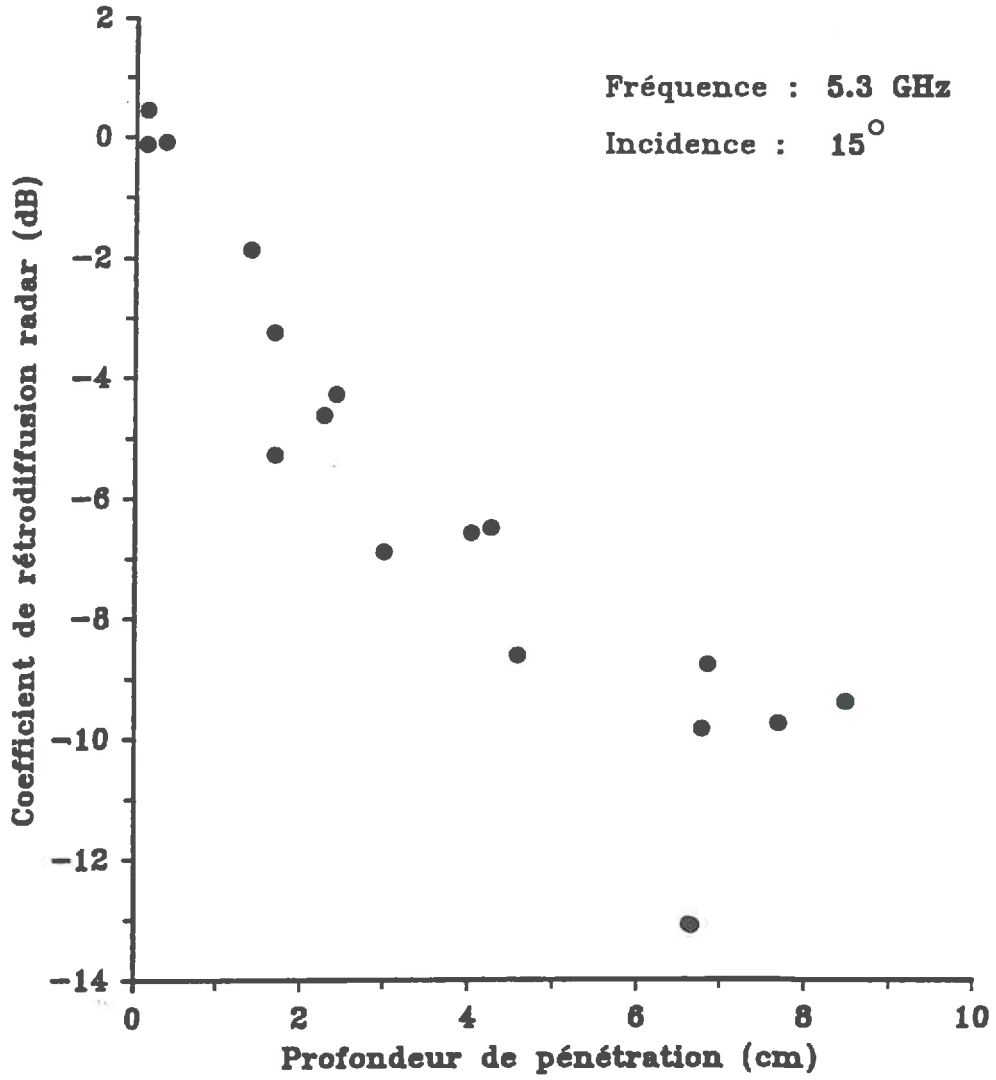


Figure 67 Relation entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la profondeur de pénétration (δ) (polarisation HH).

l'estimation dépend de la qualité de la régression linéaire et on n'a pas accès strictement **à la teneur en eau de surface.**

(2) On peut utiliser les données supplémentaires fournies par la profondeur de pénétration du signal (cf. Fig. 66), en utilisant une relation d'étalonnage "$\sigma_0 = f(\theta_{0-\delta})$" non linéaire. Ceci permet d'obtenir une valeur **de la teneur en eau volumique de la surface**

jusqu'à la profondeur de pénétration. En combinant ce résultat avec ceux obtenus à l'aide de la relation entre la profondeur de pénétration et la teneur en eau volumique (Fig. 63), on obtient une indication relative aux couches du sol correspondant à la teneur en eau volumique estimée. On a donc des informations un peu plus précises par rapport à celles du cas précédent, mais ici non plus on n'a pas accès **à la teneur en eau de surface.**

(3) Afin d'obtenir une information relative à la teneur en eau à la surface du sol, on se propose de tester ici une procédure qui combine les résultats d'étalonnage classique obtenus pour un ensemble de profondeurs arbitraires. Cette approche offre la possibilité de réestimer la teneur en eau épaisseur par épaisseur, autrement dit, **de restituer le profil hydrique** à partir d'une simple valeur du coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0).

2.4.1. Bases théoriques

Supposons que l'on ait différentes équations d'étalonnage entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la teneur en eau volumique (θ) pour plusieurs profondeurs du sol (0–1 cm; 0–2 cm; .... 0–10 cm par exemple).

Dans les équations qui suivent, l'indice "1" correspond à la première équation d'étalonnage, et l'indice "n" correspond à la n^{eme} équation. Les symboles "a" et "b" correspondent respectivement à la pente et à l'ordonnée à l'origine de la régression $\sigma_0 = f(\theta)$. Les notations "$\theta_{i,i+1}$" et "σ_0" correspondent respectivement à la teneur en eau volumique entre la profondeur i et i+1, et au coefficient de rétrodiffusion radar.

Par hypothèse, on obtient donc :

$$\begin{aligned} a_1\,\theta_{0,1} + b_1 &= \sigma_0 \\ a_2\,\theta_{0,2} + b_2 &= \sigma_0 \\ \cdot \quad & \cdot \quad \cdot \\ \cdot \quad & \cdot \quad \cdot \\ a_n\,\theta_{0,n} + b_n &= \sigma_0 \end{aligned} \qquad (92)$$

Sachant de plus que l'on a un ensemble de relations évidentes entre les teneur en eau des différentes couches ($\theta_{0,1}$; $\theta_{1,2}$; . . . .$\theta_{i-1,i}$; . . . .$\theta_{n-1,n}$) :

$$\begin{aligned}
&\theta_{0,1} = \alpha_{11}\ \theta_{0,1} \\
&\theta_{0,2} = \alpha_{21}\ \theta_{0,1} + \alpha_{22}\ \theta_{1,2} \\
&\cdot \qquad\qquad \cdot \qquad\qquad \cdot \\
&\cdot \qquad\qquad \cdot \qquad\qquad \cdot \\
&\cdot \qquad\qquad \cdot \qquad\qquad \cdot \\
&\theta_{0,n} = \alpha_{n1}\ \theta_{0,1} + \qquad\qquad \cdot\ \cdot\ \cdot \alpha_{nn}\ \theta_{n-1,n}
\end{aligned} \tag{93}$$

où les coefficients (α_{ij}) sont des facteurs de pondération dépendants de l'épaisseur de chaque couche utilisée lors des prélèvements sur le terrain. On peut montrer que ces coefficients (α_{ij}) sont des constantes qui ne dépendent effectivement que des profondeurs choisies lors de la définition des couches de sols échantillonnées pendant l'étalonnage $\sigma_0 = f(\theta)$. Ainsi, dans notre cas, en choisissant les couches de sols 0–1, 1–2, 2–3, 3–4, 4–5, 5–6, 6–7 et 7–10 cm, la matrice des coefficients α_{ij} est donnée par le Tableau 21.

Tableau 21. Matrice de coefficient α_{ij} (éq. 93)

1.000	0	0	0	0	0	0	0
0.500	0.500	0	0	0	0	0	0
0.333	0.333	0.333	0	0	0	0	0
0.250	0.250	0.250	0.250	0	0	0	0
0.200	0.200	0.200	0.200	0.200	0	0	0
0.167	0.167	0.167	0.167	0.167	0.167	0	0
0.143	0.143	0.143	0.143	0.143	0.143	0.143	0
0.100	0.100	0.100	0.100	0.100	0.100	0.100	0.300

En combinant les équations (93) avec les équations (92), on obtient sous forme matricielle :

$$[a_i \cdot \alpha_{ij}] \quad \{\theta\} = \{\sigma_0 - b_i\} \tag{94}$$

soit :

$$\begin{bmatrix} a_1 \cdot \alpha_{11} & 0 & . . & 0 \\ a_2 \cdot \alpha_{21} & a_2 \cdot \alpha_{22} & . . & 0 \\ . & . & . . & . \\ . & . & . . & . \\ . & . & . . & . \\ a_n \cdot \alpha_{nn} & a_n \cdot \alpha_{n2} & . . & + a_n \cdot \alpha_{nn} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \theta_{0,1} \\ \theta_{1,2} \\ . \\ . \\ . \\ \theta_{n-1,n} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sigma_0 - b_1 \\ \sigma_0 - b_2 \\ . \\ . \\ . \\ \sigma_0 - b_n \end{bmatrix} \tag{95}$$

L'équation (95) constitue ainsi un système de n équations linéaires à n inconnues, les inconnues étant les teneurs en eau volumiques de chaque couche individuelle "i, i+1". Les paramètres (a, b) sont fournis par les estimations préliminaires de chaque relation d'étalonnage, tandis que les coefficients (α_{ij}) sont des constantes de pondération connues (Tab. 21). La résolution de l'équation (95) fournit ainsi une estimation discrète en n points du profil hydrique correspondant à une valeur donnée du coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0). Il convient de remarquer que le système d'équations (95) n'est que **la simple recombinaison d'un ensemble de n équations initiales d'étalonnage**. En toute rigueur, l'estimation à partir de l'équation (95) d'un profil hydrique n'est donc valide que **pour des situations comparables à celles rencontrées *in situ* lors de la procédure d'étalonnage** (sol en voie de dessèchement par exemple).

2.4.2. Point de vue statistique

Différents termes apparaissent dans l'équation (95) :

(i) facteurs de pondération (α_{ij})

(ii) pentes et ordonnées à l'origine des droites d'étalonnage (a_i, b_i)

(iii) coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0)

(iv) teneurs en eau volumiques calculées entre les cotes i et i+1

Les termes (i), (ii) et (iii) sont des entrées du modèle, tandis que les termes (iv) sont les résultats de la résolution.

D'un point de vue statistique, les termes (ii) et (iii) sont des variables aléatoires. En conséquence, les résultats calculés [termes (iv)] sont également des variables aléatoires. La variance affectée à la pente et à l'ordonnée à l'origine [termes (ii)] d'une relation d'étalonnage intègre l'ensemble des erreurs existant dans des procédures d'étalonnage, tandis que la variance affectée au coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) [terme (iii)] intervient nécessairement au cours de toute mesure radar (étalonnage ou non).

a. Estimation de la variance sur les termes (a_i,b_i)

Pour estimer la variance affectée aux termes (a_i, b_i), la procédure suivante a été utilisée :

– Nous supposons que les distributions du coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et des teneurs en eau volumiques (θ) (pendant la phase d'étalonnage) sont normales. L'écart–type affecté au coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) a été choisi égal à 0.5 dB. On remarquera que dans l'ensemble, cette valeur est compatible avec les estimations faites au cours des mesures (cf. Tab. 15). En général, la valeur 0.5 dB est majorée par rapport aux écart–types estimés, ceci permettant de tenir compte des autres sources de variabilité affectant le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) (variabilité spatiale notamment). L'écart–type affecté aux teneurs en eau volumiques est l'écart–type estimé expérimentalement à l'échelle de la parcelle à partir de répétitions (Tab. 22a).

Tableau 22a. Teneur en eau volumique moyenne expérimentale (cm^3/cm^3)

Numéro de séquence	Profondeur (cm)							
	0–1	0–2	0–3	0–4	0–5	0–6	0–7	0–10
1	0.020	0.023	0.027	0.034	0.043	0.054	0.066	0.104
2	0.015	0.031	0.043	0.053	0.059	0.064	0.069	0.089
3	0.025	0.041	0.046	0.049	0.053	0.060	0.069	0.100
4	0.161	0.171	0.172	0.161	0.148	0.139	0.136	0.149
5	0.154	0.177	0.188	0.194	0.197	0.199	0.201	0.207
6	0.128	0.146	0.158	0.163	0.168	0.171	0.174	0.183
7	0.051	0.072	0.086	0.098	0.109	0.119	0.127	0.148
8	0.026	0.051	0.072	0.088	0.101	0.111	0.120	0.142
9	0.022	0.040	0.061	0.077	0.091	0.103	0.113	0.135
10	0.009	0.013	0.016	0.020	0.025	0.032	0.040	0.070
11	0.017	0.029	0.034	0.036	0.039	0.044	0.052	0.081
12	0.179	0.191	0.193	0.189	0.176	0.163	0.155	0.155
13	0.165	0.165	0.147	0.134	0.123	0.119	0.118	0.129
14	0.294	0.287	0.281	0.262	0.234	0.213	0.201	0.190
15	0.054	0.093	0.116	0.129	0.134	0.133	0.133	0.141
16	0.342	0.334	0.328	0.322	0.316	0.307	0.295	0.261
17	0.354	0.341	0.321	0.300	0.281	0.262	0.248	0.227

– Pour chaque relation d'étalonnage correspondant à une épaisseur de sol donnée (**0 à i cm**). on a effectué 100 tirages parmi les distributions statistiques du coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et de la teneur en eau volumique. Il est donc possible, compte tenu des hypothèses retenues, de générer une distribution statistique de 100 relations linéaires "$\sigma_0 = f(\theta)$" par profondeur. Les résultats sont donnés par les distributions des pentes (Fig. 68 et annexe 20) et des ordonnées à l'origine (Fig. 69 et annexe 21) de ces régressions linéaires.

D'une façon générale, on constate que la variabilité est importante, aussi bien pour les pentes que pour les ordonnées à l'origine. De plus, cette variabilité augmente avec la profondeur, ce qui semble cohérent compte–tenu de la

réduction de la gamme de variation des teneurs en eau volumiques pour les épaisseurs les plus grandes (Tab. 22b).

Tableau 22b. Ecart–type de la teneur en eau volumique expérimentale (cm^3/cm^3)

Numéro de séquence	Profondeur (cm)							
	0–1	0–2	0–3	0–4	0–5	0–6	0–7	0–10
1	0.004	0.005	0.008	0.012	0.017	0.020	0.021	0.017
2	0.002	0.012	0.016	0.017	0.018	0.010	0.018	0.014
3	0.007	0.005	0.004	0.006	0.009	0.011	0.014	0.022
4	0.021	0.018	0.018	0.020	0.023	0.021	0.019	0.015
5	0.094	0.007	0.061	0.055	0.050	0.048	0.046	0.042
6	0.089	0.075	0.065	0.058	0.054	0.050	0.048	0.041
7	0.034	0.043	0.045	0.043	0.040	0.037	0.034	0.027
8	0.012	0.024	0.028	0.027	0.026	0.025	0.023	0.018
9	0.011	0.024	0.028	0.028	0.026	0.023	0.021	0.016
10	0.023	0.003	0.004	0.005	0.006	0.008	0.010	0.013
11	0.004	0.005	0.004	0.003	0.004	0.010	0.008	0.012
12	0.045	0.031	0.030	0.034	0.029	0.038	0.035	0.028
13	0.022	0.025	0.029	0.031	0.025	0.020	0.017	0.017
14	0.014	0.014	0.011	0.021	0.023	0.018	0.015	0.042
15	0.021	0.021	0.017	0.015	0.016	0.018	0.019	0.016
16	0.020	0.018	0.018	0.021	0.021	0.025	0.026	0.024
17	0.019	0.019	0.034	0.044	0.047	0.045	0.041	0.030

Enfin, on constate que les valeurs moyennes des pentes et des ordonnées à l'origine estimées en négligeant les erreurs (Tab. 23), correspondent relativement bien à la moyenne calculée sur les distributions de fréquence pour les faibles profondeurs (0–1 cm par exemple) mais sont "décentrées" pour les plus fortes profondeurs (0–10 cm par exemple). Ce résultat va dans le sens des résultats de Haverkamp *et al.* (1984) et Bertuzzi *et al.* (1987b) qui montrent d'une façon théorique que l'estimation de la pente et de l'ordonnée à l'origine d'une régression linéaire en négligeant les erreurs sur les variables explicatives (X) et sur les variables expliquées (Y) est biaisée. Ce biais augmente lorsque le rapport de la

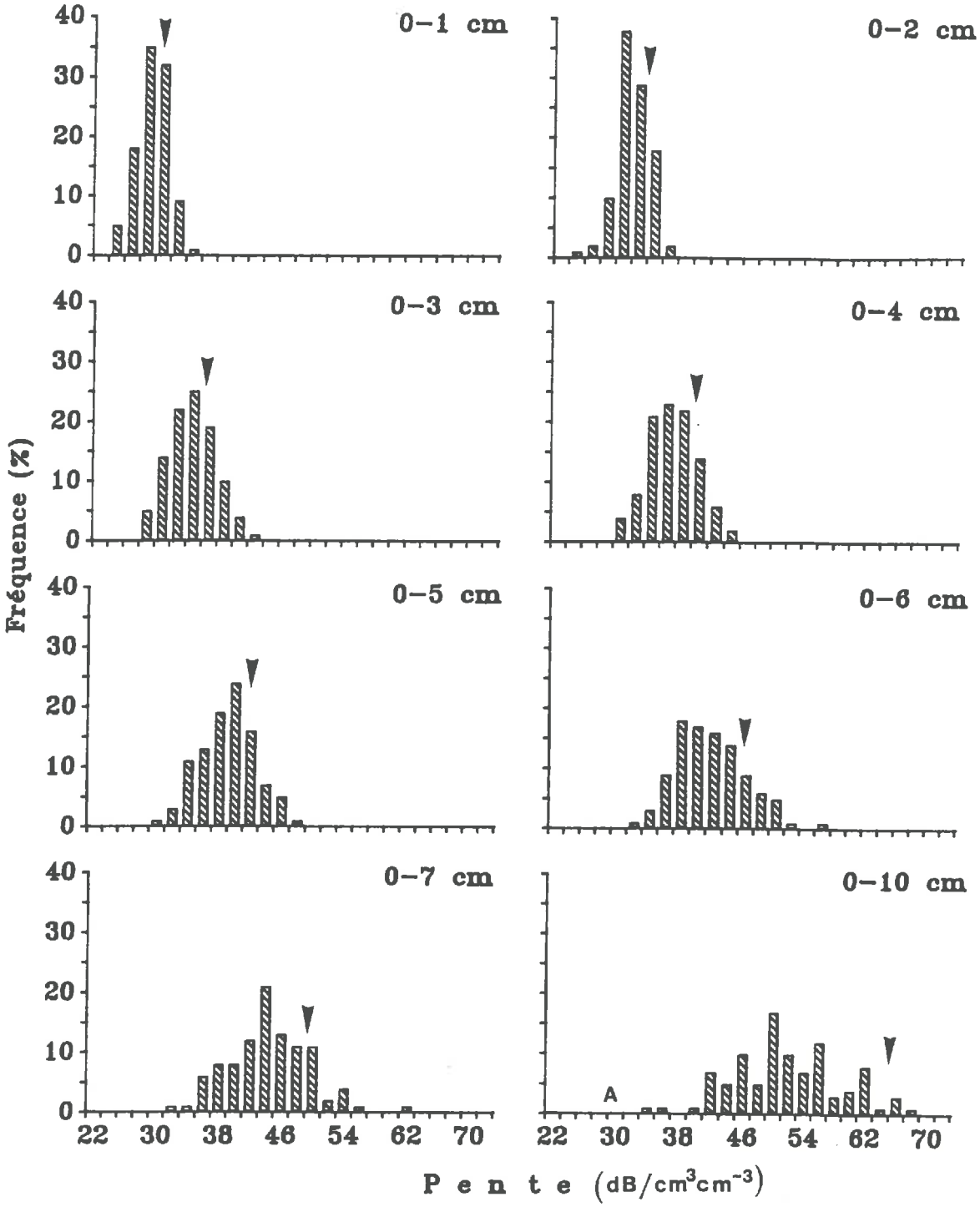


Figure 68 Distributions calculées des pentes des relations "coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) – teneur en eau volumique du sol (θ). La flèche indique la valeur obtenue en négligeant les erreurs de mesures (5.3 GHz; 15°; HH).

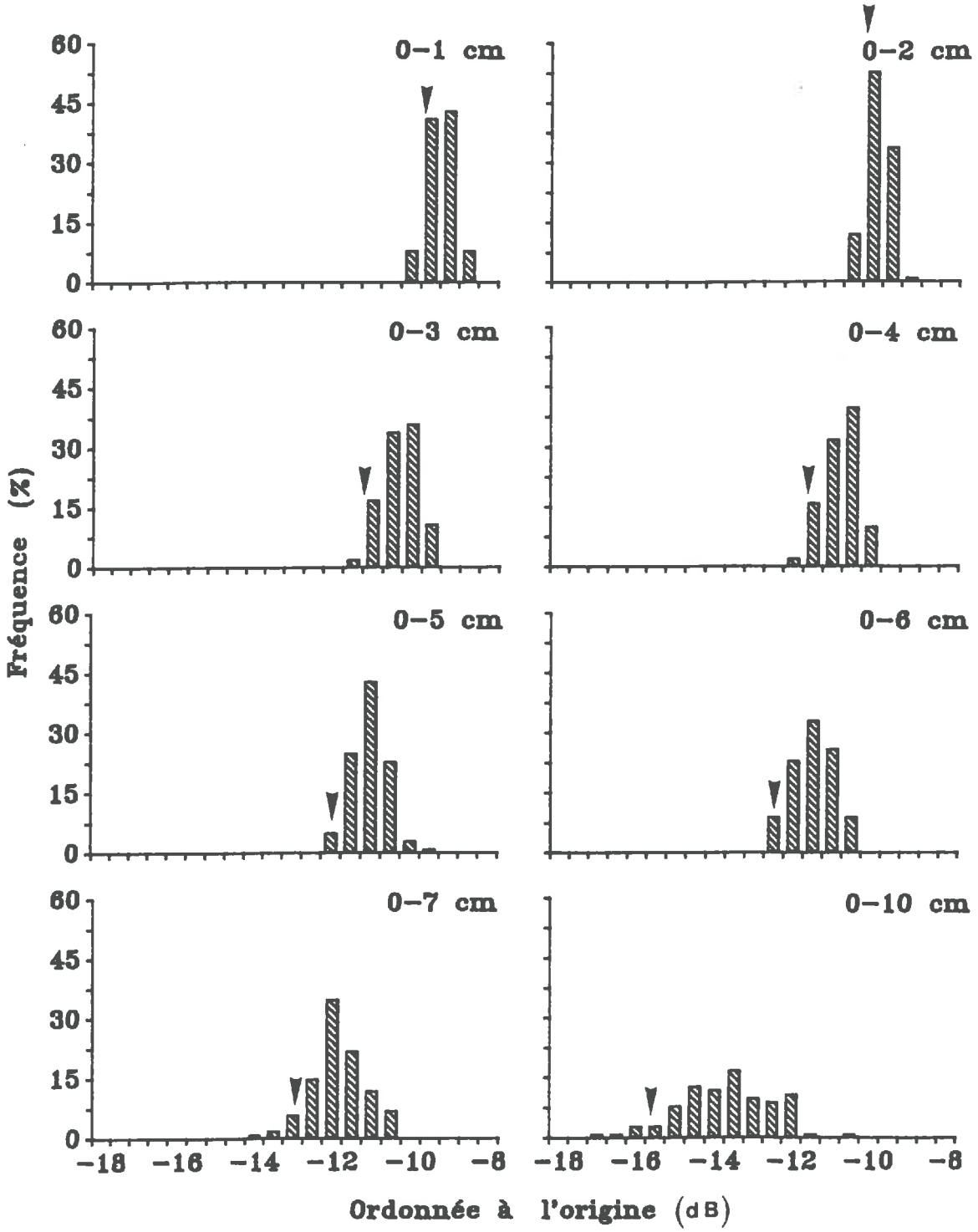


Figure 69 Distributions calculées des ordonnées à l'origine des relations "coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) – teneur en eau volumique du sol (θ). La flèche indique la valeur obtenue en négligeant les erreurs de mesures (5.3 GHz; 15°; HH).

variance de l'erreur estimée sur les X et les Y à la variance totale des X et des Y augmente. Ce cas se rencontre pour les plus grandes profondeurs (0–10 cm par exemple), lorsque la gamme de variation des teneurs en eau diminue (Tab. 22b).

Tableau 23 Paramètres de la régression linéaire entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la teneur en eau volumique du sol pour une profondeur arbitraire donnée (Incidence : 15°.; Polarisation : HH).

Fréquence (GHz)	Profondeur (cm)	Pente	Ordonnée à l'origine	Coefficient de corrélation
4.5	0–1	29.8	−11.2	0.865
	0–2	32.6	−11.9	0.878
	0–3	35.5	−12.5	0.892
	0–4	38.9	−13.0	0.899
	0–5	42.6	−13.4	0.897
	0–6	46.5	−13.9	0.889
	0–7	50.8	−14.6	0.880
	0–10	66.1	−17.4	0.859
5.3	0–1	30.6	−9.5	0.914
	0–2	33.7	−10.2	0.936
	0–3	36.6	−10.7	0.945
	0–4	39.8	−11.2	0.946
	0–5	43.1	−11.7	0.933
	0–6	46.6	−12.1	0.916
	0–7	50.5	−12.7	0.898
	0–10	64.7	−15.4	0.861

b. Estimation de la variance sur les teneurs en eau volumiques (éq. 95)

Pour estimer la variance sur les teneurs en eau volumiques estimées par le système d'équation (95), nous avons procédé de la façon suivante : pour chaque valeur du coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) [terme (iii)], en conservant les hypothèses du paragraphe précédent relatives à sa distribution de fréquence, nous

avons généré 30 valeurs probables de σ_0. Pour chacune de ces estimations, nous avons alors choisi une relation d'étalonnage par profondeur c'est–à–dire un couple (ai, bi) par profondeur en tenant compte de la distribution de fréquence des (a_i, b_i) précédemment calculée (Fig. 68. 69 et annexe 20, 21). On obtient alors. après 30 résolutions successives de l'équation (95), 30 valeurs de teneurs en eau volumiques estimées. à partir desquelles on calcule les écart–types correspondants.

2.4.3. Résultats de l'estimation des profils hydriques à partir de mesures radar

Les Figures 70a et 70b comparent pour deux configurations radar choisies (fréquences 4.5 et 5.3 GHz; incidence 15°). les teneurs en eau volumiques estimées pour chaque couche (i. i+1). avec les teneurs en eau volumiques mesurées.

Quelle que soit la fréquence, les résultats sont globalement satisfaisants (r = 0.85 ou r = 0.89). Il faut bien souligner que ces résultats sont d'autant plus encourageants que la teneur en eau volumique considérée ici est celle **d'une couche de sol comprise entre les profondeurs i et i+1**, et non pas la teneur en eau sur la couche 0–i.

Les Figures 71a et 71b donnent les profils hydriques moyens estimés et les écart–types calculés correspondants. Dans l'ensemble. les profils hydriques sont correctement réestimés, notamment pour les profils hydriques secs en surface. Dans le cas des profils hydriques humides en surface on remarquera la grande incertitude de l'estimation en profondeur, ce qui semble physiquement cohérent. Cette incertitude est liée pour une grande part à la forte variance obtenue sur la pente des régressions $\sigma_0 = f(\theta)$ dans le cas où la profondeur de sol considerée est importante (> 5 cm). Pour les autres profils, les résultats sont plus ou moins satisfaisants selon les cas.

A partir de ces résultats, il est tout à fait envisageable d'accéder à une estimation de la teneur en eau **à la surface du sol (z = 0)** par extrapolation des profils obtenus. Cette extrapolation induit nécessairement une erreur supplémentaire, négligeable dans un certain nombre de situations et

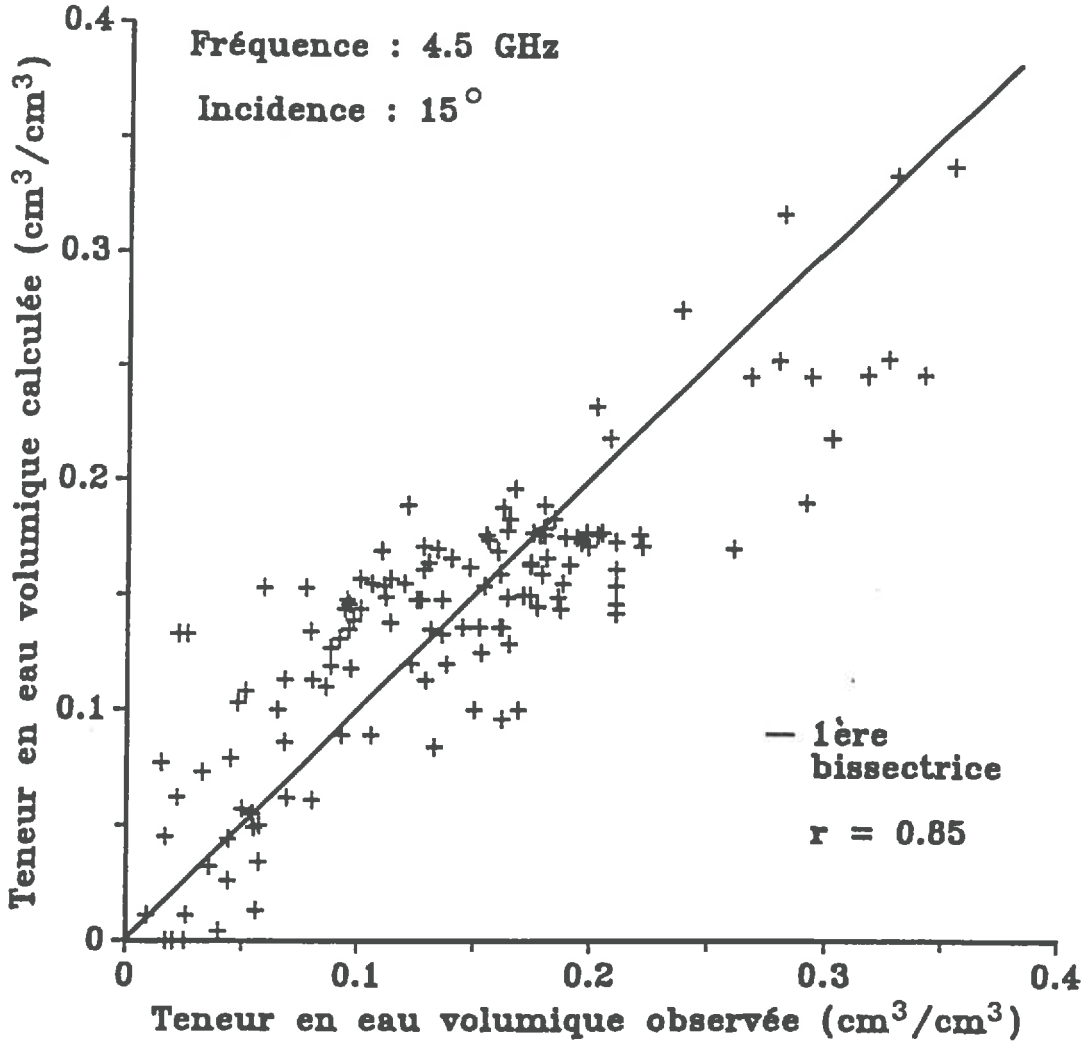


Figure 70a Comparaison entre les teneurs en eau expérimentales et calculées par l'équation (95) (polarisation HH)

probablement non négligeable dans quelques situations transitoires (début de dessèchement de la surface du sol, par exemple). Nous utiliserons cette procédure ultérieurement dans le couplage avec les modèles de transferts hydriques.

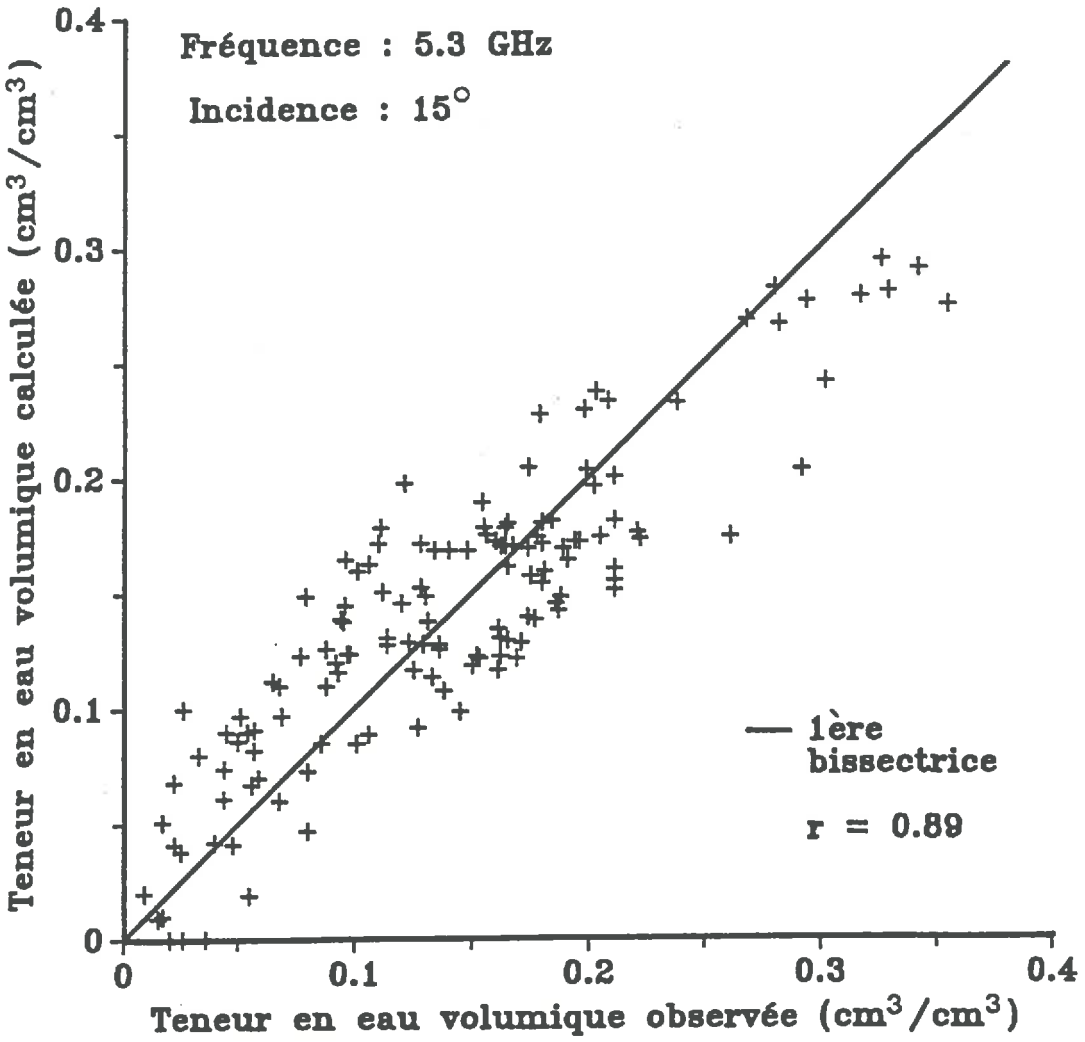


Figure 70b Comparaison entre les teneurs en eau expérimentales et calculées par l'équation (95) (polarisation HH)

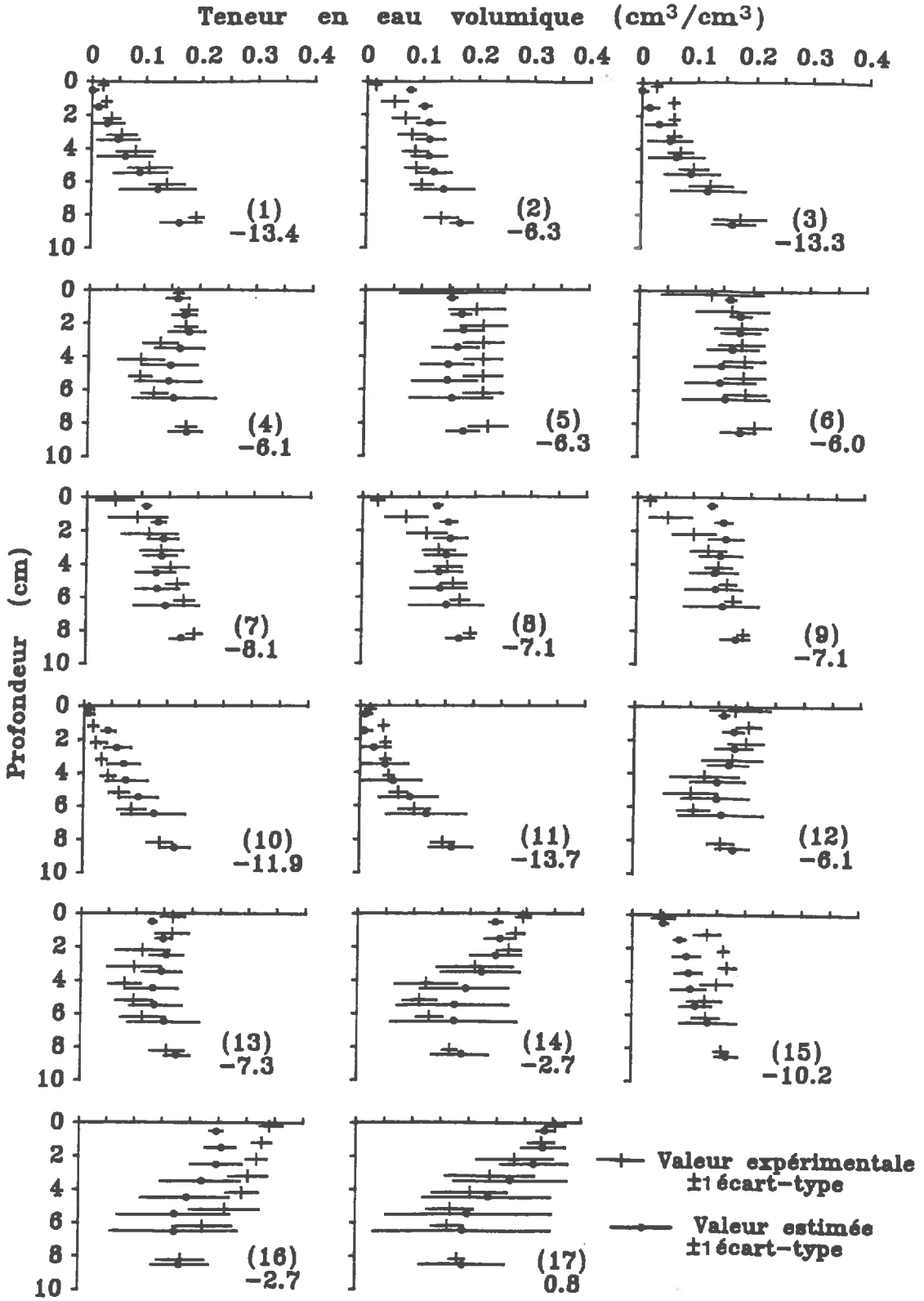


Figure 71a Comparaison les profils hydriques expérimentaux et calculés par l'équation (95), (4.5 GHz, 15°, HH).

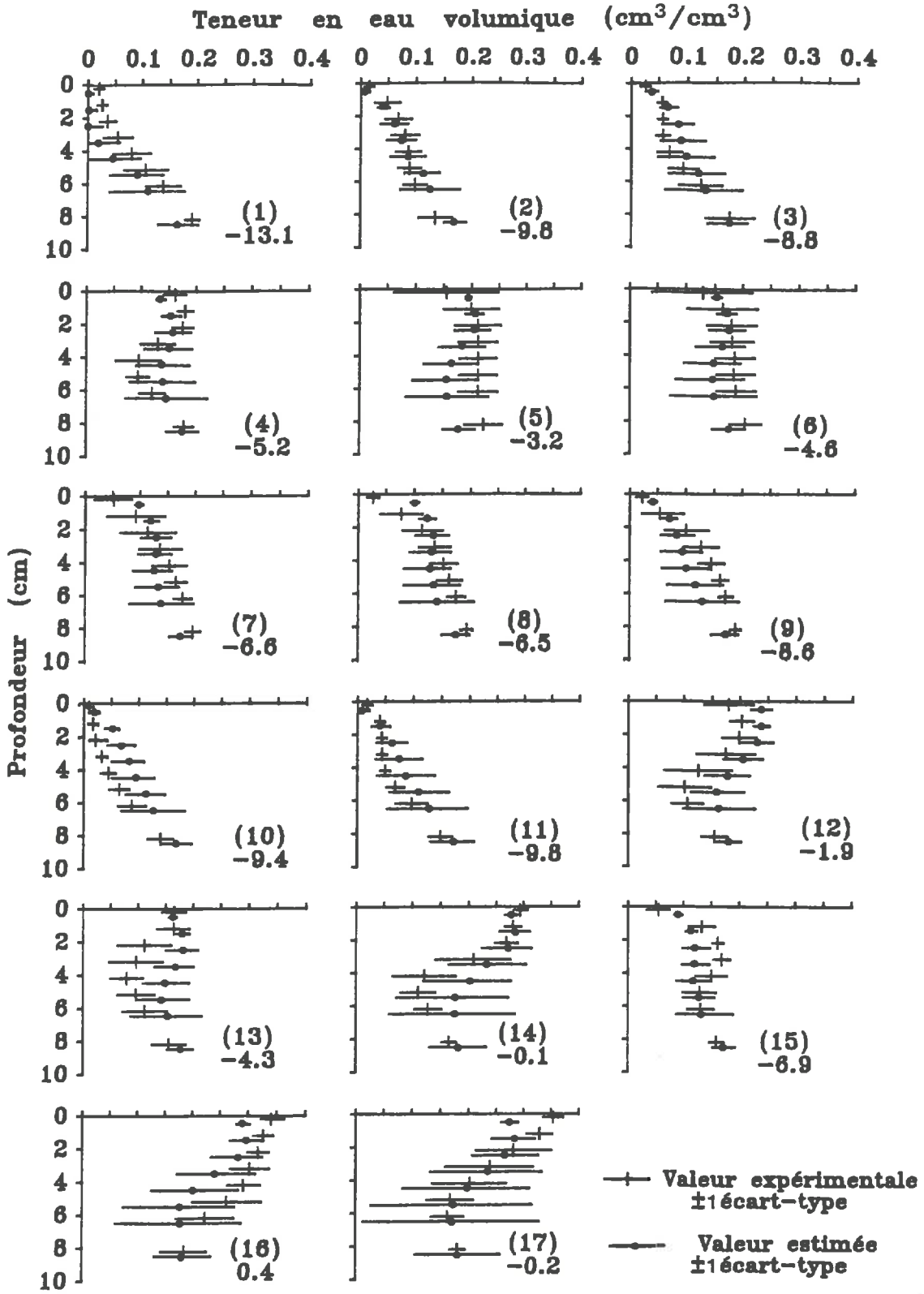


Figure 71b Comparaison les profils hydriques expérimentaux et calculés par l'équation (95), (5.3 GHz, 15°, HH).

CONCLUSION

A partir des résultats expérimentaux et théoriques présentés dans ce chapitre, nous pouvons rappeler les points essentiels suivants :

1. Les relations linéaires classiques "$\sigma_0 = f(\theta)$" obtenues sont conformes à celles obtenues par d'autres équipes travaillant avec le même type de capteur actif.

2. Nous avons montré que la prise en compte d'une profondeur arbitraire de sol dans la construction d'une relation "$\sigma_0 = f(\theta)$" n'est pas entièrement satisfaisante, dans la mesure où l'épaisseur de sol contribuant à la diffusion de volume est une fonction de la variable "θ" à estimer. Cette approche a été menée à partir de calculs théoriques relatifs à la profondeur de pénétration du signal, ce qui constitue seulement une approche indirecte du problème très complexe de la diffusion de volume.

3. Nous avons enfin proposé une méthode d'inversion permettant de restituer un profil hydrique en "n" profondeurs de façon à estimer **la teneur en eau à la surface du sol ($z = 0$)**. Dans le couplage des mesures radar avec des modèles de transferts hydriques, cette méthode d'estimation sera évaluée comparativement à d'autres.

TROISIEME PARTIE

CHAPITRE 5

COUPLAGE DU MODELE DE TRANSFERTS D'EAU ET DE CHALEUR AVEC DES MESURES HYPERFREQUENCES : Comparaison des algorithmes d'estimation de la teneur en eau de surface

INTRODUCTION

Dans ce chapitre, nous abordons l'analyse de différentes procédures d'estimation de la "teneur en eau de surface" par mesures hyperfréquences, pour utiliser ensuite cette estimation comme condition à la limite supérieure d'un modèle de transferts couplés d'eau et de chaleur. Les erreurs liées aux mesures hyperfréquences et à la procédure d'étalonnage [relation $\sigma_0 = f(\theta)$] seront traitées de façon détaillée. La température de surface sera supposée connue. Dans notre cas, cette température est mesurée (cf. Chaps. 1 et 2).

Au préalable, avant même d'introduire des estimations provenant de mesures hyperfréquences, l'analyse particulière du rôle des erreurs relatives à la situation initiale et aux conditions à la limite supérieure du système (teneur en eau volumique ou potentiel matriciel, à l'exclusion de la température) fait l'objet d'un paragraphe particulier pour les raisons suivantes :

(i) d'une part, les conditions à la surface du sol étant liées directement à une variable d'état (h) déduite de la teneur en eau volumique (θ), il est assez naturel d'analyser le rôle des erreurs relatives aux valeurs (θ), et par conséquent (h), sur les résultats du modèle, **indépendamment** même de la mesure radar.

(ii) d'autre part, dans le couplage entre des teneurs en eau de surface et des modèles de transferts, il ne faut pas perdre de vue que l'on est toujours obligé de supposer que la situation initiale est (plus ou moins bien) connue : l'étude de la propagation des erreurs liées à la situation initiale sur les résultats de la modélisation des transferts est donc indispensable.

1. SENSIBILITE DU MODELE A L'INCERTITUDE SUR LA SITUATION INITIALE ET SUR LES CONDITIONS A LA LIMITE SUPERIEURE

1.1. Estimation des incertitudes relatives à la situation initiale et aux conditions à la limite supérieure.

Pour tenir compte des erreurs liées à la situation initiale et aux conditions à la limite supérieure. les hypothèses et les procédures du calculs utilisées sont les suivantes :

(a) Le potentiel matriciel initial est supposé distribué à chaque profondeur selon une loi normale. Cette hypothèse n'est pas nécessairement générale pour toute les situations. Cependant, nous la conserverons compte–tenu de la simplicité des calculs qui en découlent.

(b) La teneur en eau à la surface du sol est supposée, à chaque instant, être également distribuée selon une loi normale. Contrairement au cas précédent, cette hypothèse apparaît généralement acceptable (Vauclin, 1982).

(c) L'écart–type affecté à chaque variable (potentiel matriciel initial ou teneur en eau de surface au cours du temps) est égal à l'écart–type mesuré.

(d) Pour analyser séparément les effets liés à la variance relative à la situation initiale ou aux conditions à la limite. on a simulé, à partir des valeurs moyennes et de leurs écart–types (Tab. 24a et 24b), 30 situations initiales ou 30 séries de données décrivant les conditions à la surface du sol, conformément à leurs distributions statistiques respectives.

(e) Pour analyser les effets combinés de la variance liée à la situation initiale et aux conditions à la limite supérieure, on a combiné les jeux de données simulées obtenues en (d).

Tableau 24a Moyennes et écart–types pour la situation initiale (potentiel matriciel)

Profondeur (cm)	Moyenne (m)	Ecart–type (m)
0.0	–28.97	1.25
0.5	–19.85	1.00
1.5	–13.59	1.00
2.5	–8.44	1.00
3.5	–5.69	1.00
4.5	–4.05	1.00
5.5	–3.43	0.50
6.5	–3.21	0.50
8.5	–2.46	0.50
10.0	–1.60	0.50
20.0	–0.50	0.25
30.0	–0.50	0.25
40.0	–0.60	0.25
50.0	–0.75	0.25
60.0	–0.90	0.25
70.0	–1.05	0.25
80.0	–1.20	0.25
100.0	–1.50	0.25

Dans ce qui suit, le modèle précédemment calé sur une période de 5 jours d'évaporation (Chap. 2) sera appelé **"modèle de référence" ou "simulation de référence".**

Tableau 24b Moyennes et écart–types pour les teneurs en eau volumiques de surface (conditions à la limite supérieure)

Temps (h)	Moyenne	Ecart–type	Temps (h)	Moyenne	Ecart–type
	— (cm^3/cm^3) —			— (cm^3/cm^3) —	
11.5	0.239	0.032	89.5	0.070	0.003
14.5	0.112	0.017	95.5	0.046	0.009
17.5	0.111	0.032	101.5	0.141	0.015
20.5	0.101	0.027	104.5	0.113	0.008
23.5	0.075	0.026	107.5	0.071	0.006
29.5	0.165	0.021	113.5	0.044	0.013
32.5	0.122	0.023	119.5	0.041	0.002
35.5	0.112	0.041	125.5	0.086	0.052
38.5	0.072	0.010	128.5	0.067	0.004
41.5	0.080	0.033	131.5	0.057	0.006
44.5	0.113	0.033	137.5	0.040	0.009
47.5	0.131	0.054	143.5	0.055	0.006
53.5	0.165	0.003	149.5	0.100	0.002
56.5	0.132	0.006	152.5	0.078	0.004
59.5	0.105	0.007	155.5	0.065	0.019
62.5	0.072	0.009	161.5	0.059	0.010
65.5	0.058	0.016	167.5	0.212	0.009
68.5	0.064	0.002	176.5	0.293	0.010
71.5	0.083	0.012	179.5	0.242	0.016
77.5	0.139	0.039	185.5	0.078	0.002
80.5	0.112	0.008	197.5	0.332	0.006
83.5	0.094	0.026	200.5	0.341	0.019

1.2. Résultats

a. Situation initiale

La Figure 72 montre la variation, autour du modèle de référence. de l'évaporation simulée en prenant uniquement en compte la variance liée à la situation initiale. On constate que cette variation n'est pas très importante, puisque l'écart–type sur les 30 valeurs simulées est inférieur à 0.5 mm au bout de 5 jours de simulation. Il apparaît ainsi que le modèle est relativement peu sensible à la variation liée à la situation initiale, au moins dans notre cas expérimental. Cette conclusion pourrait être modulée dans d'autres situations.

b. Conditions aux limites

L'effet lié à la prise en compte de l'incertitude relative à la teneur en eau de surface au cours du temps sur l'evaporation réelle calculée reste limité (Fig. 73). Ceci est d'autant plus remarquable que les écart–types associés à ces teneurs en eau ne sont pas toujours négligeables (Tab. 24b). Ainsi, il apparaît qu'au delà de fluctuations aléatoires de faible amplitude, la condition à la limite supérieure **moyenne** est suffisante pour déterminer avec une bonne précision l'ensemble de la cinétique évaporative et constitue ainsi un "forçage" efficace dans la modélisation. On notera cependant que quelques tirages aléatoires font apparaître localement, au cours du temps, des phases d'infiltration pendant la nuit (diminution de l'évaporation cumulée). Ces phases correspondent à des réhumectations brutales de la surface du sol entre 2 teneurs en eau de surface consécutives estimées. La variance associée à l'estimation de la teneur en eau de surface peut donc induire la simulation d'artefacts.

c. Situation initiale et conditions aux limites

La combinaison des 2 sources d'incertitude (Fig. 74) amène aux mêmes conclusions globales : dans nos conditions expérimentales, la simulation moyenne de référence aboutit à des estimations moyennes peu ou pas biaisées de

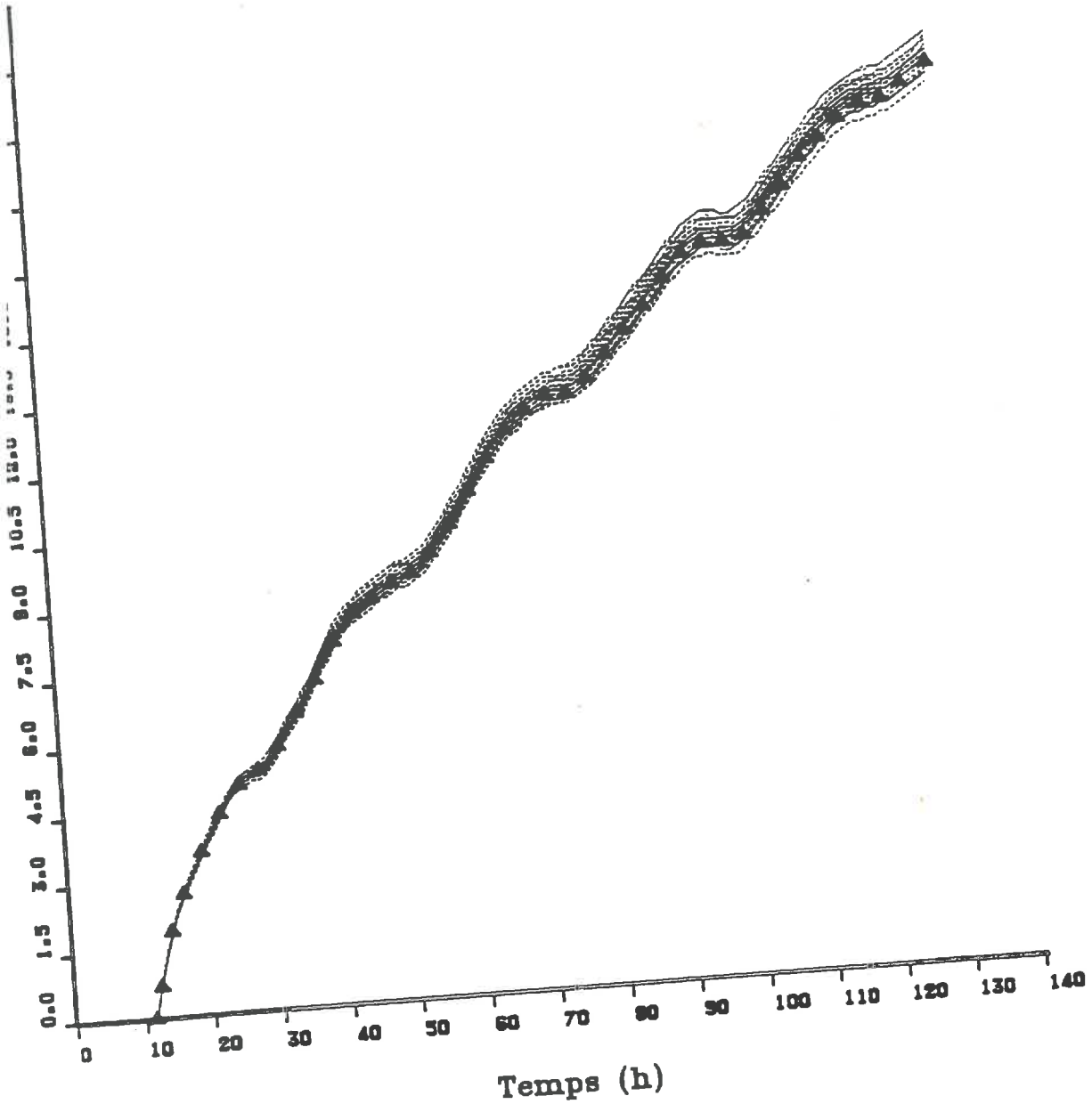


Figure 72 Evaporation cumulée au cours du temps liée à la variation de la situation initiale (traits discontinus) et modèle de référence (triangles).

l'évaporation réelle au cours du temps et l'effet de ces 2 sources d'incertitude reste toujours limité. Cependant, comme précédemment, la simulation de période d'infiltration correspond à des artefacts.

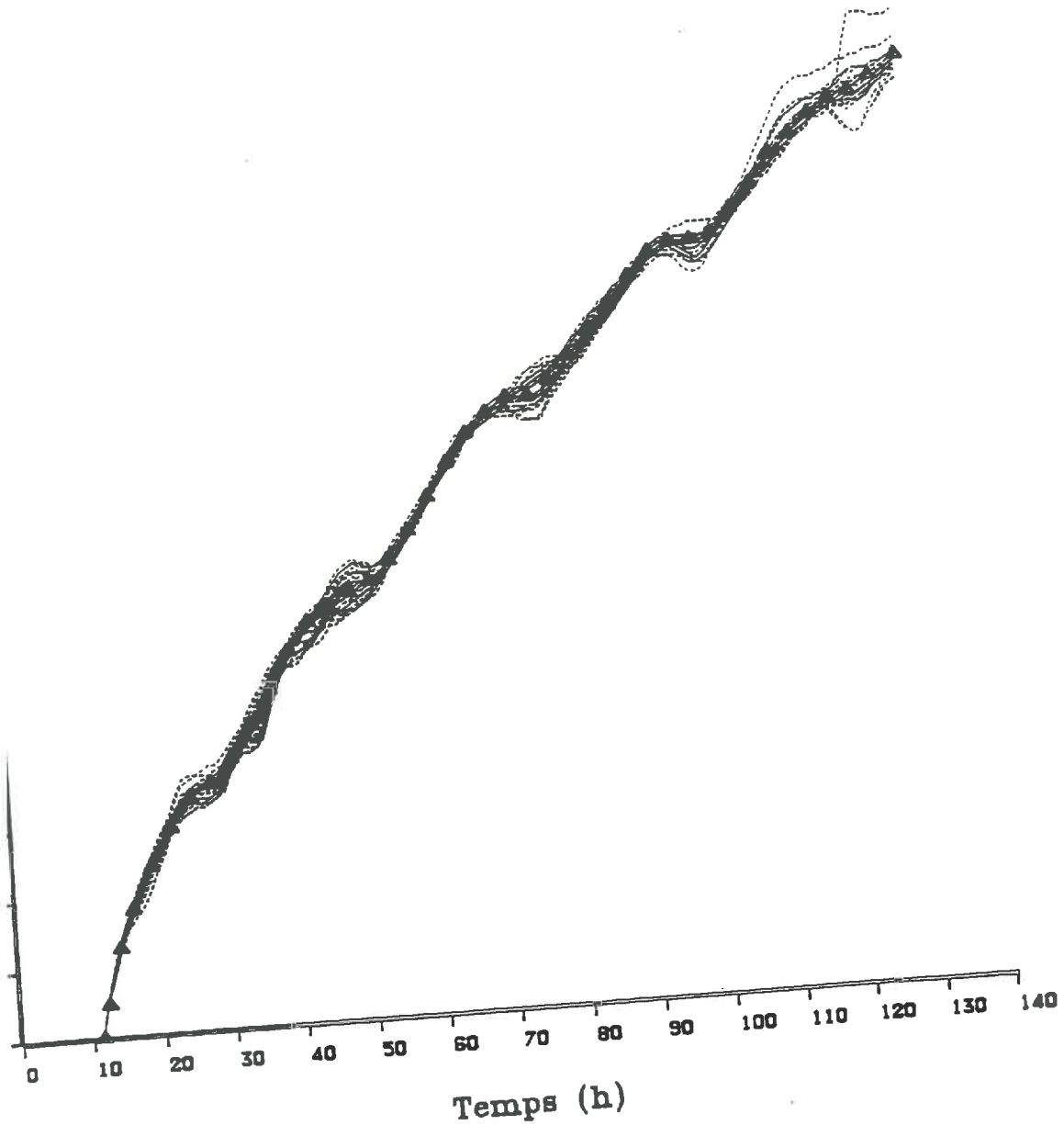


Figure 73 Evaporation cumulée au cours du temps liée à la variation des conditions à la limite supérieure (traits discontinus) et modèle de référence (triangles).

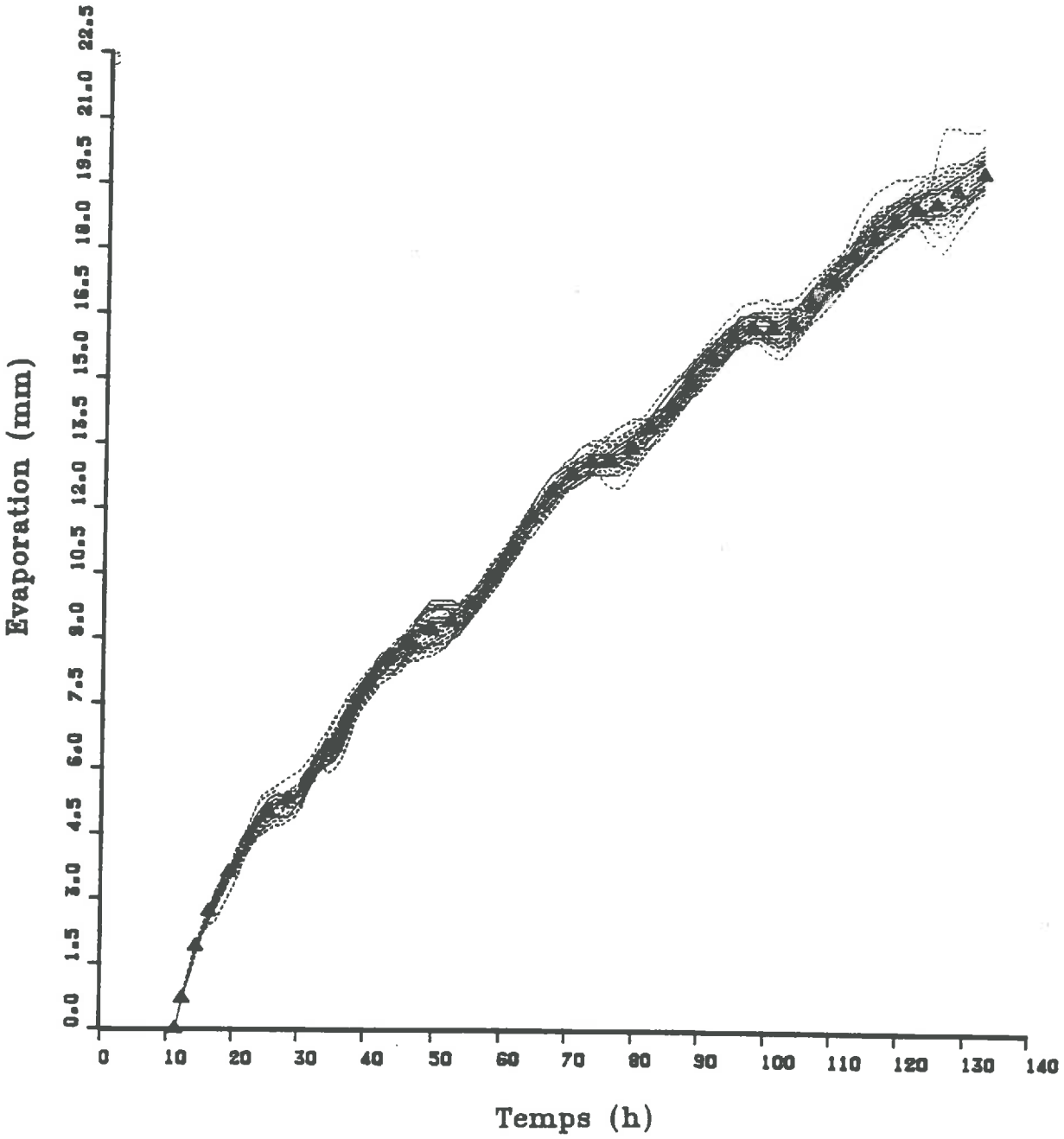


Figure 74 Evaporation cumulée au cours du temps liée à la fois aux variation de la situation initiale et des conditions à la limite supérieure (traits discontinus) et modèle de référence (triangles).

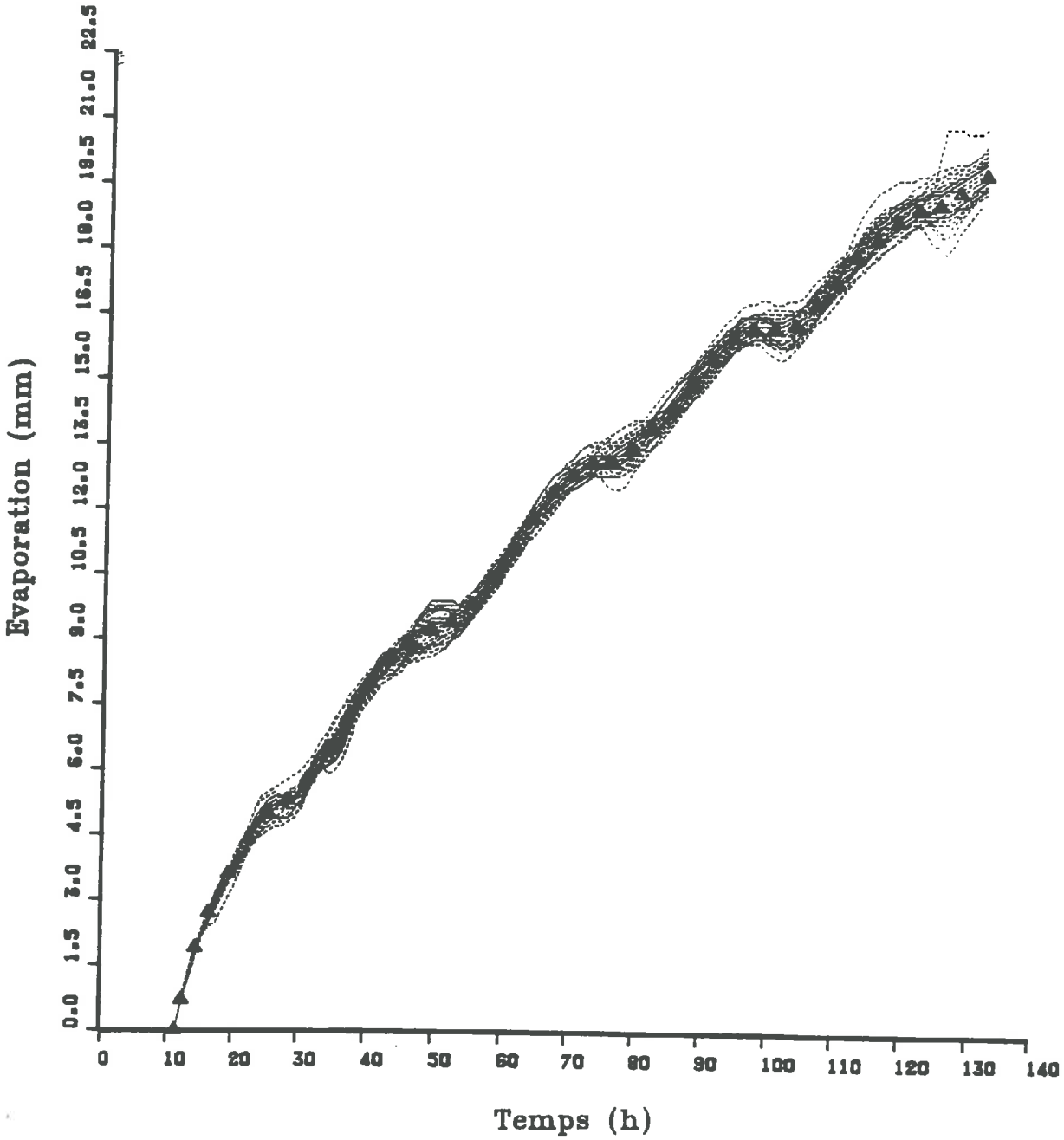


Figure 74 Evaporation cumulée au cours du temps liée à la fois aux variation de la situation initiale et des conditions à la limite supérieure (traits discontinus) et modèle de référence (triangles).

2. COUPLAGE DU MODELE DE TRANSFERTS COUPLES D'EAU ET DE CHALEUR AVEC DES TENEURS EN EAU VOLUMIQUES DEDUITES DE MESURES HYPERFREQUENCES

2.1. Mesures hyperfréquences disponibles

Au cours des expérimentations relatives au suivi du bilan hydrique sur sol nu en phase d'évaporation, notre protocole expérimental prévoyait les mesures simultanées de teneurs en eau au sol (cf. Chap. 1) et de coefficients de rétrodiffusion radar (σ_0). Malheureusement, un accident survenu juste avant l'expérimentation ayant totalement détruit le **radar Ramses II**, nous ne disposons pas de **mesures hyperfréquences** à mettre en parallèle avec nos mesures au sol pendant cette période.

Pour atteindre notre objectif malgré ce lourd handicap, nous avons alors choisi de ***simuler*** les mesures radar à partir des informations expérimentales et théoriques acquises par ailleurs (cf. Chaps. 3 et 4). Pour cela, nous avons utilisé la relation d'étalonnage "$\sigma_0 = f(\theta)$" obtenue précédemment en choisissant, d'une part, une configuration radar optimale (fréquence 5.3 GHz; incidence 15°; polarisation HH), d'autre part, en choisissant une profondeur d'échantilonnage correspondant à 0–5 cm (Fig. 60 Chap. 4). La relation expérimentale concernée est la suivante :

$$\sigma_0 = 43.1 \cdot \theta_{0\text{-}5} - 11.7 \qquad r = 0.933 \tag{96}$$

avec :

σ_0 : coefficient de rétrodiffusion radar (mesures hyperfréquences).

$\theta_{0\text{-}5}$: teneur en eau volumique moyenne de 0 à 5 cm de profondeur.

Expérimentalement, à partir d'une série de valeurs moyennes $\theta_{0\text{-}5}$ mesurées au cours du temps, il est alors possible d'estimer une série de valeurs moyennes correspondantes de coefficients de rétrodiffusion radar (σ_0). Cette procédure revient donc bien à simuler, en moyenne, les valeurs de σ_0 que l'on aurait mesurées si le radar avait fonctionné, en supposant toutefois la stabilité de

la relation "$\sigma_0 = f(\theta_{0\text{-}5})$". A cet égard, il n'y a pas de raison physique majeure pour mettre en cause cette stabilité.

Le choix de la profondeur 0–5 cm mérite une discussion particulière. En effet, il faut bien garder à l'esprit que la prise en compte de la teneur en eau moyenne sur 0–5 cm amortit nécessairement les variations de teneur en eau brutales à la surface du sol, dont les effets sont fortement réduits lorsqu'on prend en compte les 5 premiers cm de sol. Ainsi, la gamme de variation de teneur en eau sur la couche 0–5 cm est nécessairement considérablement réduite par rapport à la gamme de variation de teneur en eau à la surface du sol ($z = 0$), et il en est de même pour la gamme de variation du coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0). Ceci correspond d'ailleurs à une réalité physique, puisque le signal radar intègre, comme nous l'avons vu, une profondeur plus ou moins importante de sol. Seules les très fortes teneurs en eau de surface correspondent à une réflexion de surface et nous sommes toujours loin de ce type de conditions. Finalement, la réponse radar ne constitue qu'une information atténuée de la variation réelle de teneur en eau à la surface du sol dont nous analyserons en détail les effets sur l'estimation du bilan hydrique.

La Figure 75 montre l'évolution du coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) simulé au cours du temps. On remarque que l'alternance "jour/nuit" est bien mise en évidence, que la décroissance globale au cours du temps est nette et que l'amplitude de variation du coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) est relativement faible (–1 à –6 dB).

Dorénavant, nous considérerons les données de la Figure 75 comme les "vraies" valeurs du coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) que l'on aurait obtenues expérimentalement. Ces valeurs simulées seront désormais utilisées pour réestimer les teneurs en eau volumiques de surface, selon différentes procédures. Dans ce qui suit, nous utiliserons toujours la même configuration radar (fréquence 5.3 GHz; incidence 15°; polarisation HH).

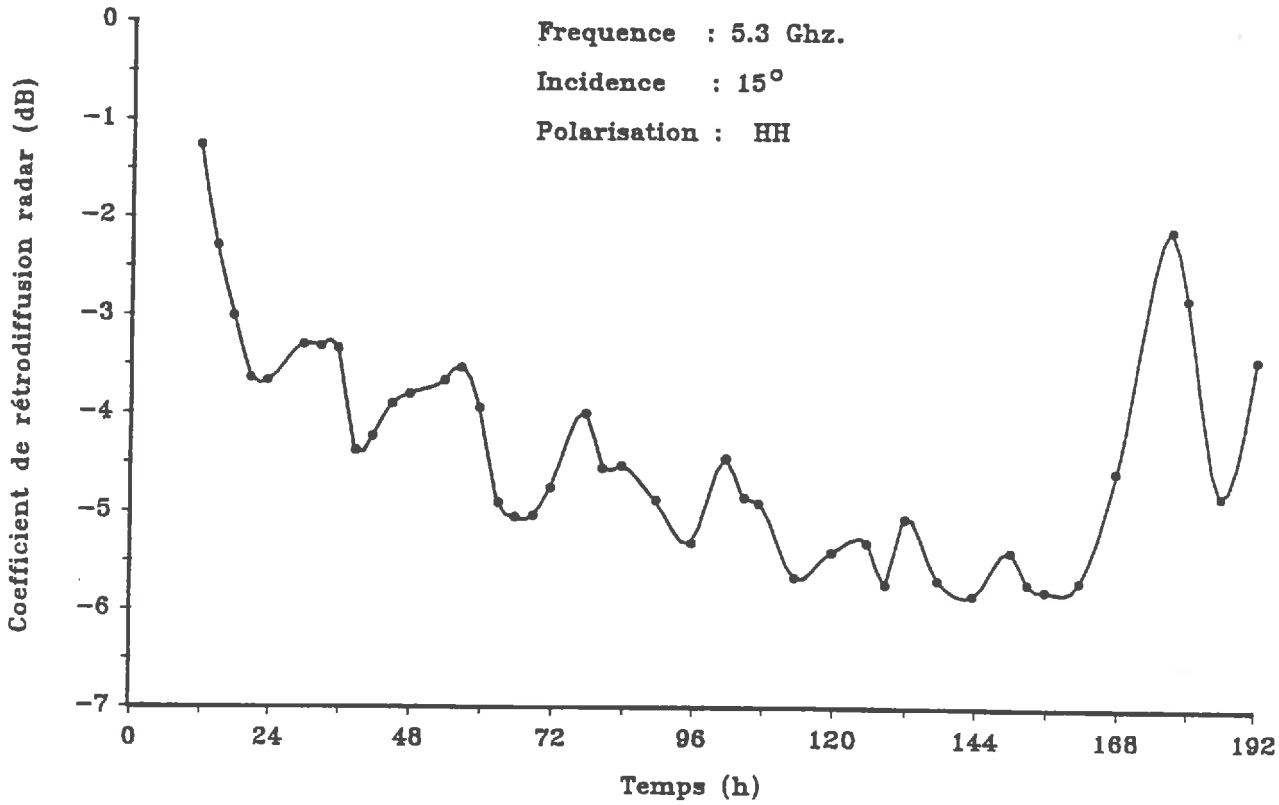


Figure 75 Evolution du coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) simulé au cours du temps.

2.2. Estimation de la teneur en eau de surface à partir de mesures radar

Nous présenterons successivement 3 méthodes d'estimation possible en nous appuyant sur les résultats du Chapitre 4.

2.2.1. Méthode 1

La première méthode consiste à utiliser les relations d'étalonnage classiques de la forme :

$$\theta_{0\text{-}x} = a_{0\text{-}x} \cdot \sigma_0 + b_{0\text{-}x} \qquad (97)$$

avec :

$\theta_{0\text{-}x}$	:	teneur en eau volumique moyenne de 0 à x cm (cm^3/cm^3)
$a_{0\text{-}x}$	:	pente de la relation d'étalonnage 0–x cm
$b_{0\text{-}x}$	:	ordonnée à l'origine de la relation d'étalonnage 0–x cm
σ_0	:	mesure radar correspondante (dB)

Dans cette méthode, on admet donc implicitement que la teneur en eau estimée sur une profondeur arbitraire 0–x cm est alors assimilable à la teneur en eau de surface. Ceci constitue évidemment une approximation, d'autant plus grossière que la valeur "x" sera élevée.

Dans la littérature, de nombreux auteurs corrèlent les mesures de coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) avec des teneurs en eau volumiques mesurées sur 0–5 cm. Pour cette raison, nous avons choisi 3 profondeurs 0–x cm (0–1 cm, 0–5 cm, 0–10 cm), de façon à encadrer cette valeur dans une gamme assez large. Les 3 équations d'étalonnage choisies correspondant aux méthodes 1a. 1b et 1c respectivement sont les suivantes :

Méthode 1a : $\theta_{0\text{-}1} = 0.0276\ \sigma_0 + 0.279 \quad r = 0.913$ (98)

Méthode 1b : $\theta_{0\text{-}5} = 0.0204\ \sigma_0 + 0.254 \quad r = 0.933$ (99)

Méthode 1c : $\theta_{0\text{-}10} = 0.0117\ \sigma_0 + 0.216 \quad r = 0.861$ (100)

La Figure 76 montre l'évolution au cours du temps des teneurs en eau estimées par les procédures que nous venons de décrire. On constate que les teneurs en eau estimées sont effectivement très éloignées des variations réelles de teneur en eau à la surface du sol. Cet écart est lié à 2 phénomènes comme nous l'avons souligné : d'une part, il ne s'agit pas de la teneur en eau à la surface du sol, mais sur une profondeur 0–x cm, d'autre part, la mesure du coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) amortit considérablement les variations enregistrées à la surface du sol par la prise en compte d'une profondeur d'épaisseur variable, de 0 à quelques cm.

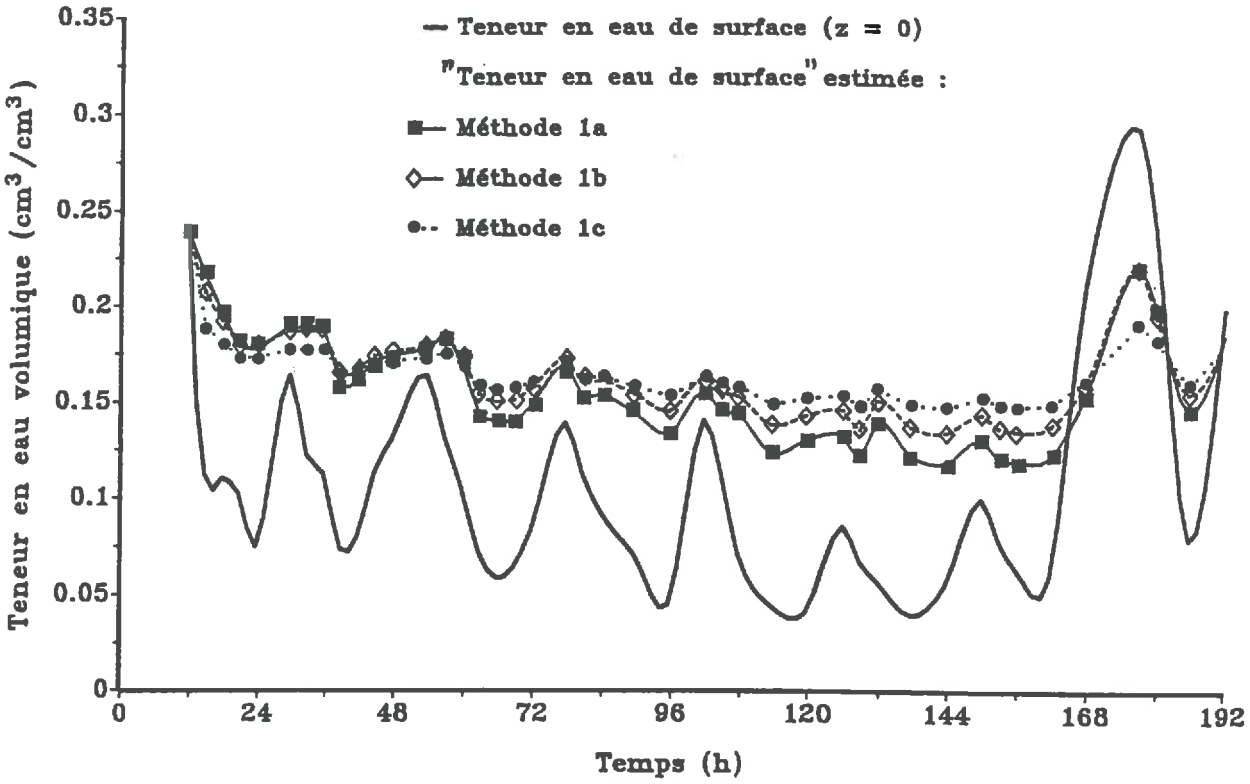


Figure 76 Teneurs en eau de surface estimées par mesures hyperfréquences au cours du temps (méthode 1) et teneur en eau de surface réelle.

2.2.2. Méthode 2

Cette méthode est une variante de la précédente : elle consiste à utiliser une relation de la forme "$\theta_{0-\delta} = f(\sigma_0)$" ($\delta$ étant la profondeur de pénétration du signal hyperfréquence) pour estimer $\theta_{0-\delta}$ à partir du coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0).

Deux remarques sont à faire à propos de cette méthode :

- D'une part, compte–tenu des résultats relatifs à l'analyse de la profondeur de pénétration du signal radar (cf. Chap. 3 et 4), on conçoit que la valeur "$\theta_{0-\delta}$" sera proche de la teneur en eau de surface pour les sols très humides ou saturés et s'en éloignera au cours du dessèchement progressif du sol. En assimilant cette teneur en eau "$\theta_{0-\delta}$" à la teneur en eau de surface, on commet ainsi une erreur de plus en plus importante au fur et à mesure que le sol se dessèche.

- D'autre part, dans une gamme de variation de teneur en eau limitée (ce qui est notre cas durant 5 jours d'évaporation), cette méthode est proche de la précédente dans la mesure où la relation non linéaire "$\theta_{0-\delta} = f(\sigma_0)$" utilisée devient rapidement assimilable à un segment de droite (cf. Fig. 66) et où la profondeur de pénétration varie faiblement au cours du temps (δ = 2.5 cm en moyenne). On doit donc s'attendre, avec cette méthode, à des résultats proches de ceux obtenus par la méthode 1.

En utilisant la relation suivante, obtenue au cours du Chapitre 4,

$$\theta_{0-\delta} = 0.0019 \cdot \sigma_0^2 + 0.045 \cdot \sigma_0 + 0.316, \quad r^2 = 0.954 \qquad (101)$$

avec :

$\theta_{0-\delta}$: teneur en eau volumique moyenne de 0 cm à la profondeur maximale de pénétration du signal hyperfréquences (δ)

on obtient les résultats de la Figure 77 qui sont effectivement très proches de ceux obtenus dans la Figure 76 : ici encore, en assimilant la teneur en eau ainsi estimée à la teneur en eau de surface, on ne restitue qu'un signal d'entrée du modèle de transferts considérablement atténué et biaisé. Dans ce qui suit, nous appelerons cette méthode **"méthode 2"**.

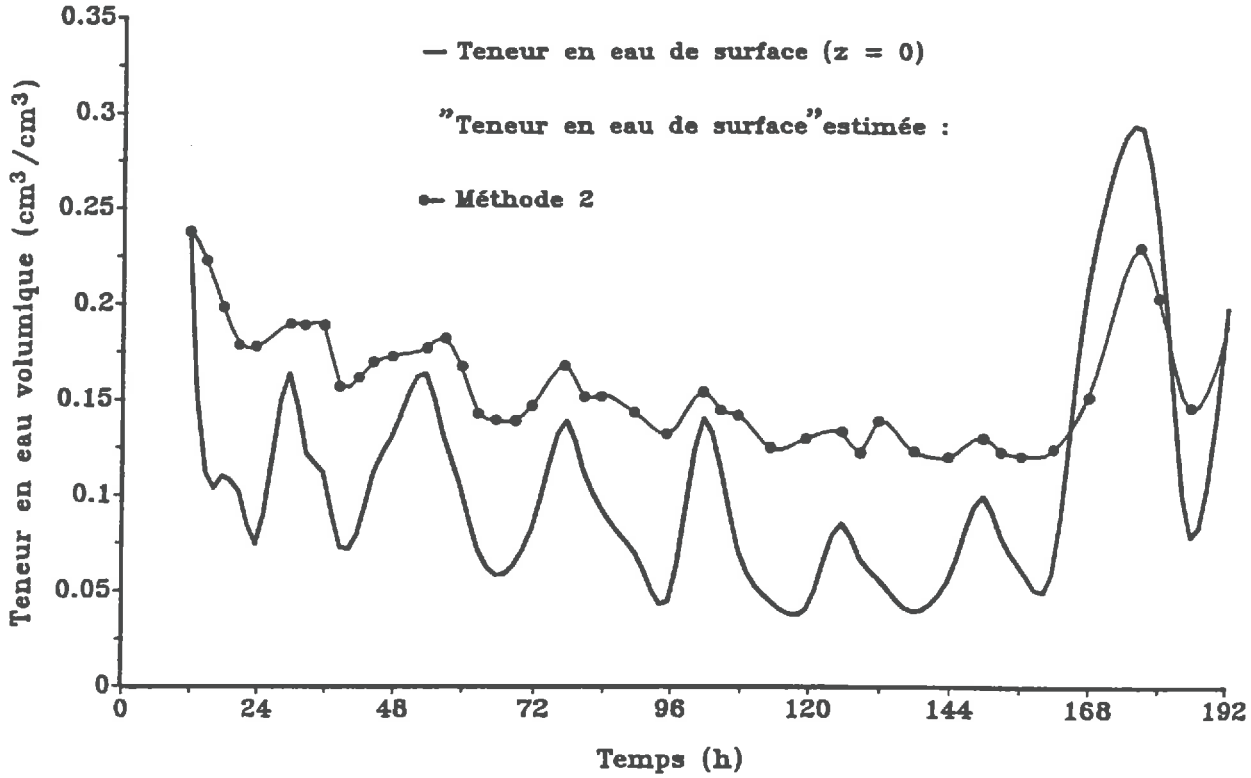


Figure 77 Teneurs en eau de surface estimées par mesures hyperfréquences au cours du temps (méthode 2) et teneur en eau de surface réelle.

2.2.3. Méthode 3

Nous avons proposé précédemment (cf. Chap. 4) une méthode de réestimation du profil hydrique à partir d'un coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et d'un ensemble de relations "$\sigma_0 = f(\theta_{0\text{-}x})$", x variant de 1 à 10 cm. Notre conclusion était alors que la méthode semblait relativement performante, **à condition toutefois que l'on ait la même forme globale de profils hydriques au cours des phases d'estimation des relations "$\sigma_0 = f(\theta_{0\text{-}x})$" (phase d'étalonnage) et de calcul du profil hydrique théorique (phase d'estimation).**

Dans le chapitre 4, les droites d'étalonnage $\sigma_0 = f(\theta_{0-x})$ avaient été obtenues pour une très large gamme de variation de la forme des profils hydriques (Fig. 58, Chap. 4), tandis que nos conditions expérimentales au cours de l'expérimentation relative aux transferts couplés d'eau et de chaleur ne correspondent qu'à une gamme limitée de formes de profils hydriques (cf. Fig. 20 Chap. 2). Pour cette raison, nous avons envisagé 2 cas :

– méthode 3a : On utilise ici les relations "$\sigma_0 = f(\theta_{0-x})$" obtenues à partir de *l'ensemble* des profils hydriques présentés dans le Chapitre 4 (Fig. 58). Dans ce cas, l'algorithme proposé s'applique théoriquement, mais les valeurs des coefficients (a_i,b_i) (pentes et ordonnées à l'origine) des relations "$\sigma_0 = f(\theta_{0-x})$" doivent conduire à des estimations biaisées de teneur en eau de surface.

– méthode 3b : On utilise ici les relations "$\sigma_0 = f(\theta_{0-x})$" obtenues à partir des profils hydriques de la Figure 58 (Chap. 4) qui correspondent *uniquement* à des formes de profils hydriques secs en surface et humides en profondeur. On ne conserve ainsi que les profils hydriques de la Figure 58 (10 profils) ayant une forme analogue à ceux obtenus au cours de mesures du bilan hydrique en phase d'évaporation. La Figure 78 montre les relations "$\sigma_0 = f(\theta_{0-x})$", pour x = 5 cm, pour les méthodes 3a et 3b. Dans ce cas l'algorithme proposé doit s'appliquer correctement, conformément à ce qui précède.

Pour chaque méthode (3a, 3b), une fois que le profil hydrique discret est restitué, on applique l'ajustement du modèle empirique (éq. 40, Chap. 2) pour obtenir ***la teneur en eau à la surface $z = 0$.*** La Figure 79 montre l'évolution des teneurs en eau volumiques de surface estimées par ces méthodes 3a et 3b : la méthode 3a fournit une estimation de la teneur en eau à la surface du sol effectivement très éloignée de la réalité. La méthode 3b, qui correspond à des

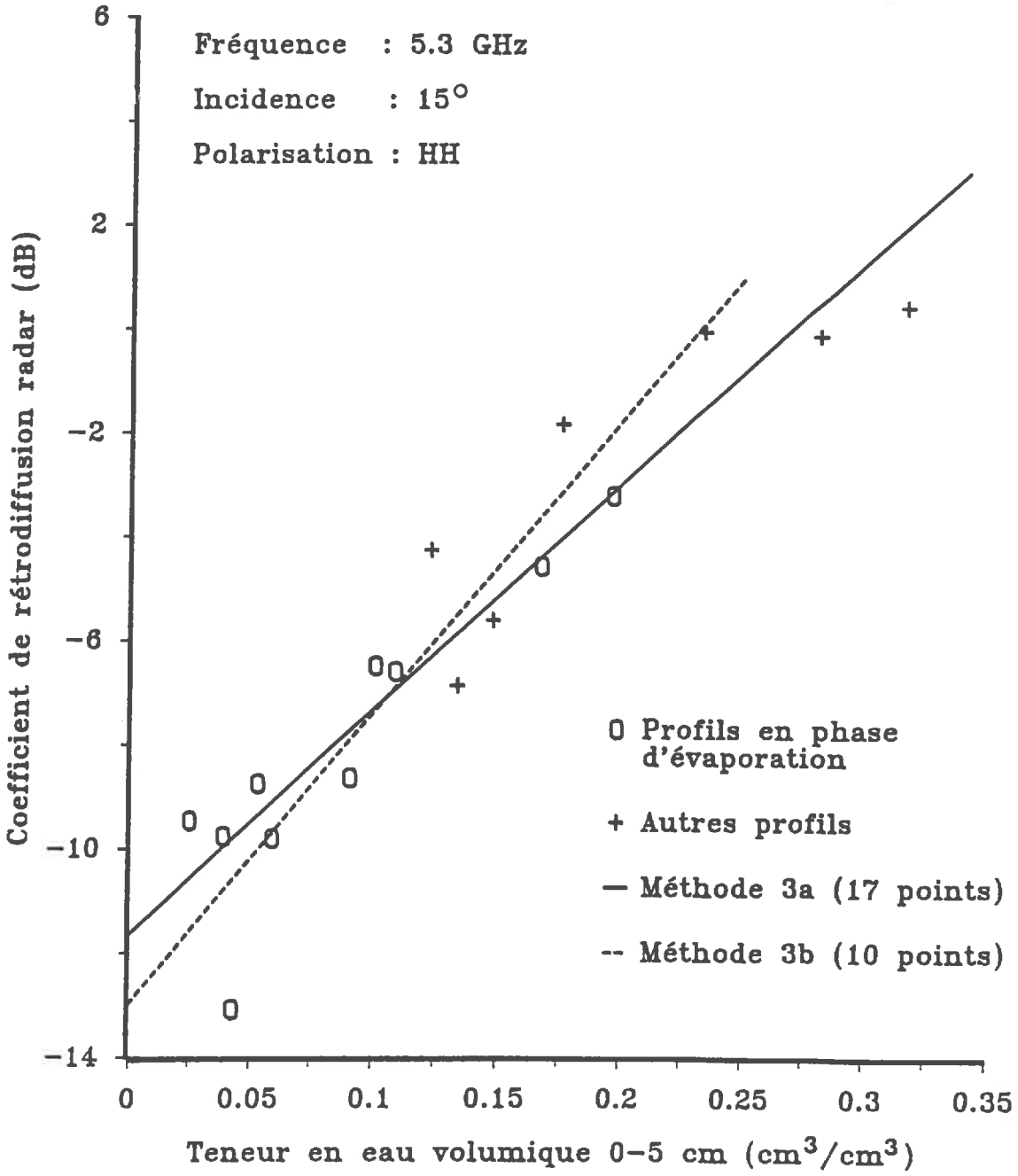


Figure 78 Relation entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la teneur en eau volumique du sol (θ), pour les métbode 3a et 3b.

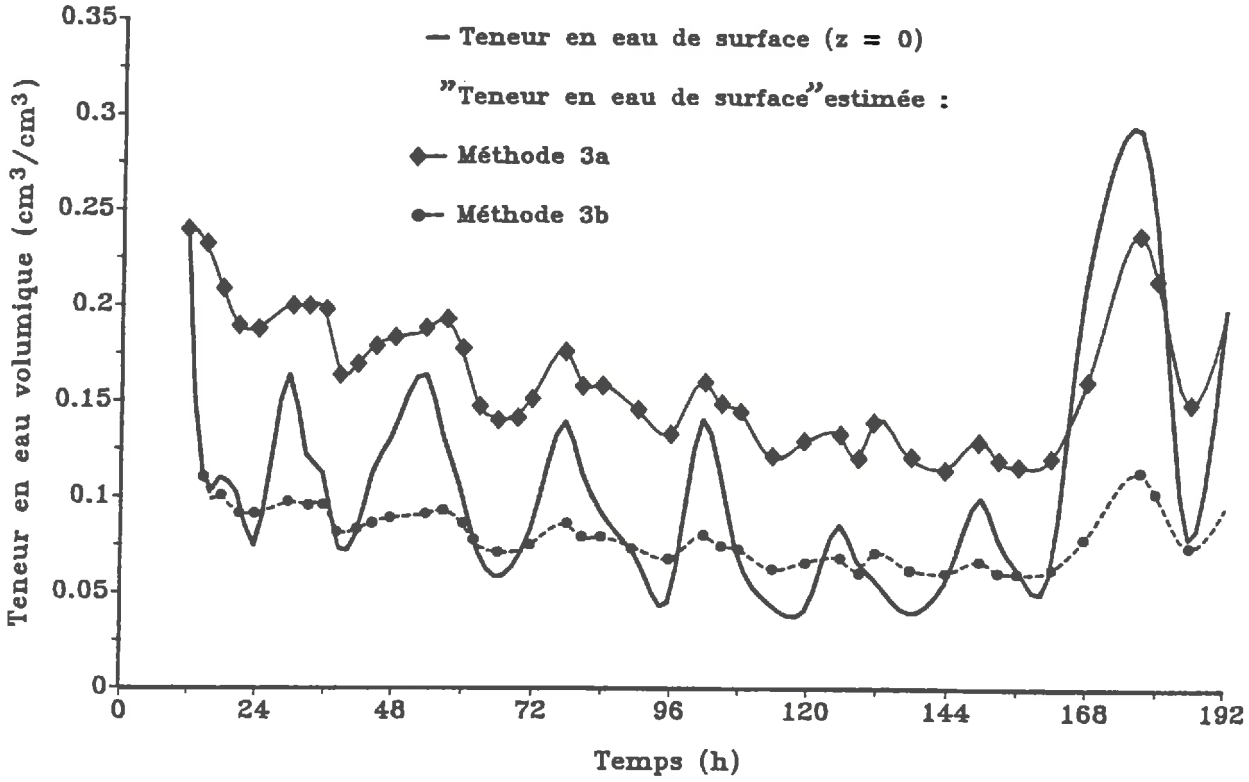


Figure 79. Teneurs en eau de surface estimées par mesures hyperfréquences au cours du temps (méthode 3) et teneur en eau de surface réelle.

teneurs en eau beaucoup plus faibles est globalement plus satisfaisante mais restitue une teneur en eau de surface malgré tout très lissée et fait mal apparaître les teneurs en eau maximales pendant la nuit : ceci est dû au fait que les réhumectations nocturnes affectent une faible épaisseur de sol (quelques mm) et la procédure de réestimation utilisée à partir du coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) prend mal en compte ce phénomène, en estimant une teneur en eau à la surface du sol toujours plus faible que la teneur en eau réelle (Fig. 80).

La comparaison des méthodes 3a et 3b fait apparaître, d'une façon générale, la très grande sensibilité de cette méthode (méthode 3) à la valeur des pentes et ordonnées à l'origine (a_i, b_i) des relations "$\sigma_0 = f(\theta_{0\text{-}x})$" dans la procédure d'estimation de la teneur en eau de surface dont nous analyserons les conséquences sur le bilan hydrique.

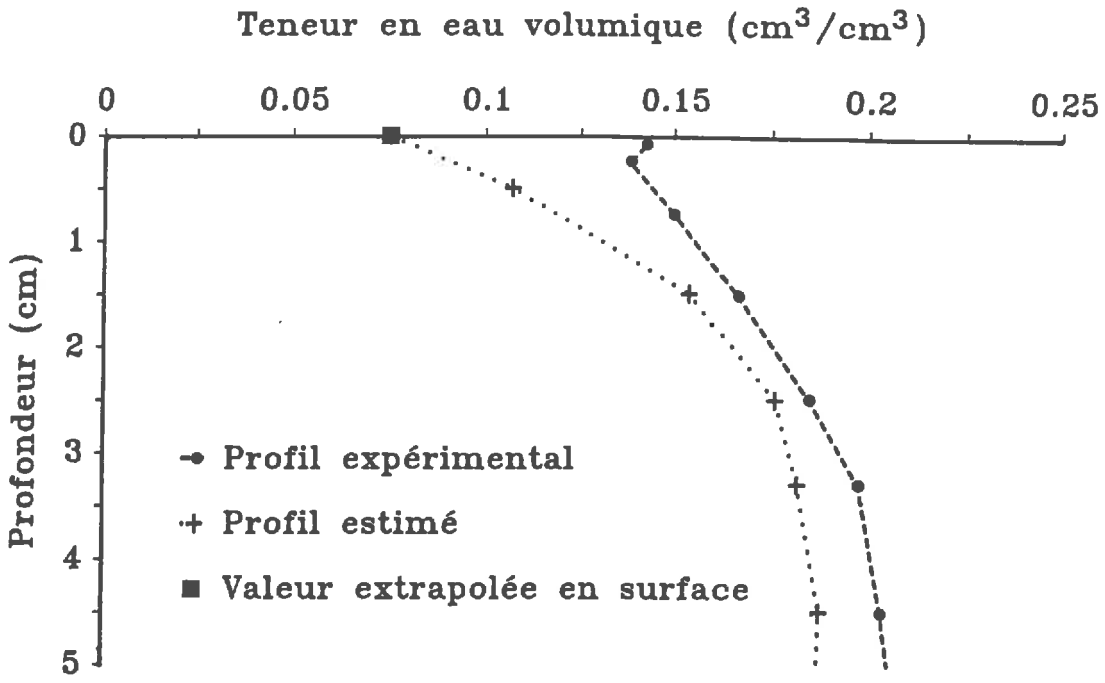


Figure 80 Exemple de mauvaise estimation de la teneur en eau à la surface du sol (profil hydrique du 12 Juillet 1987 à 06^h00).

2.3. Couplage des estimations précédentes avec le modèle de transferts

Nous avons utilisé les teneurs en eau volumiques estimées par les méthodes décrites précédemment et récapitulées dans le Tableau 25, comme conditions à la limite supérieure du modèle de transferts couplés d'eau et de chaleur précédemment calé. Rappelons que les estimations de teneur en eau présentées pour les méthodes 1, 2 et 3 sont des estimations moyennes. Or 2 types d'erreurs peuvent intervenir dans ces différents processus d'estimation :

- D'une part, lorsqu'on utilise une relation linéaire quelconque "$\sigma_0=f(\theta_{0\text{-}x})$", nous avons montré (chap. 4) que les variances de la

pente et de l'ordonnée à l'origine n'étaient pas négligeables (erreur d'étalonnage)

– D'autre part, au cours d'une mesure quelconque d'un coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0), la mesure est toujours entachée d'une erreur expérimentale (erreur de mesure).

Tableau 25. Récapitulation des méthodes d'estimation de la "teneur en eau de surface"

Méthode	Variante	Profondeur concernée par l'estimation
1	1a : $\theta_{0\text{-}1}=a_1\cdot\sigma_0+b_1$ (éq. 98)	0–1 cm
	1b : $\theta_{0\text{-}5}=a_2\cdot\sigma_0+b_2$ (éq. 99)	0–5 cm
	1c : $\theta_{0\text{-}10}=a_3\,\sigma_0+b_3$ (éq. 100)	0–10 cm
2	$\theta_{0-\delta}=a'\cdot\sigma_0+b'$ (éq. 101)	0–δ cm
3	3a : Système de n équations à n inconnues (éq. 95) et extrapolation à la surface du sol. (a_i, b_i) calculés à partir de 17 profils	z = 0 cm
	3b : Système de n équations à n inconnues (éq. 95) et extrapolation à la surface du sol. (a_i, b_i) calculés à partir de 1O profils	z = 0 cm

Dans ce qui suit, nous donnerons un aperçu du rôle de ces erreurs sur les simulations de bilan hydrique en combinant les erreurs de mesure avec les erreurs d'étalonnage ou en analysant séparément l'erreur de mesure.

2.3.1. Méthode 1

a. Rôle des erreurs de mesure et des erreurs d'étalonnage.

Dans ce paragraphe, nous combinerons les erreurs liées à la mesure du coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) (loi normale, écart–type de 0.5 dB) avec les erreurs d'étalonnage (cf. Chap. 4), de façon à générer 30 jeux de données de teneurs en eau au cours du temps, qui prennent en compte simultanément ces 2 types d'erreurs.

Les Figures 81a, b, c comparent les 30 cinétiques d'évaporation cumulée, obtenues après introduction de ces incertitudes, correspondant aux méthodes 1a, 1b et 1c (pour $\theta_{0\text{-}1}$, $\theta_{0\text{-}5}$ et $\theta_{0\text{-}10}$ respectivement), avec l'évaporation cumulée du modèle de référence : ces résultats montrent qu'un biais systématique, bien que réduit, apparaît si la teneur en eau $\theta_{0\text{-}x}$ est assimilée à la teneur en eau de surface ($z = 0$). Les 30 valeurs d'évaporation cumulée obtenues par les simulations sont sous–estimées par rapport à l'évaporation cumulée obtenue par le modèle de référence. Ceci est lié au fait que la condition à la limite supérieure obtenue par l'estimation "$\boldsymbol{\theta_{0\text{-}x}}$" est, compte–tenu de la forme des profils hydriques rencontrés dans nos conditions (profil en voie d'évaporation), inévitablement surestimée par rapport à la teneur en eau de surface réelle ($z = 0$) (Fig. 76). De plus, les résultats sont proches pour chacune des 3 méthodes (1a, 1b et 1c), et ceci est lié à la proximité des "teneurs en eau de surface" générées par chacune des méthodes (cf. Fig. 76). Enfin, la variabilité obtenue entre les 30 simulations semble assez faible. Ceci peut paraître surprenant dans la mesure où les variances estimées sur les pentes et les ordonnées à l'origine des relations $\boldsymbol{\sigma_0 = f(\theta_{0\text{-}x})}$ n'étaient pas négligeables (cf. Figs. 68 et 69, Chap. 4). L'explication de ce paradoxe nous semble être la suivante :

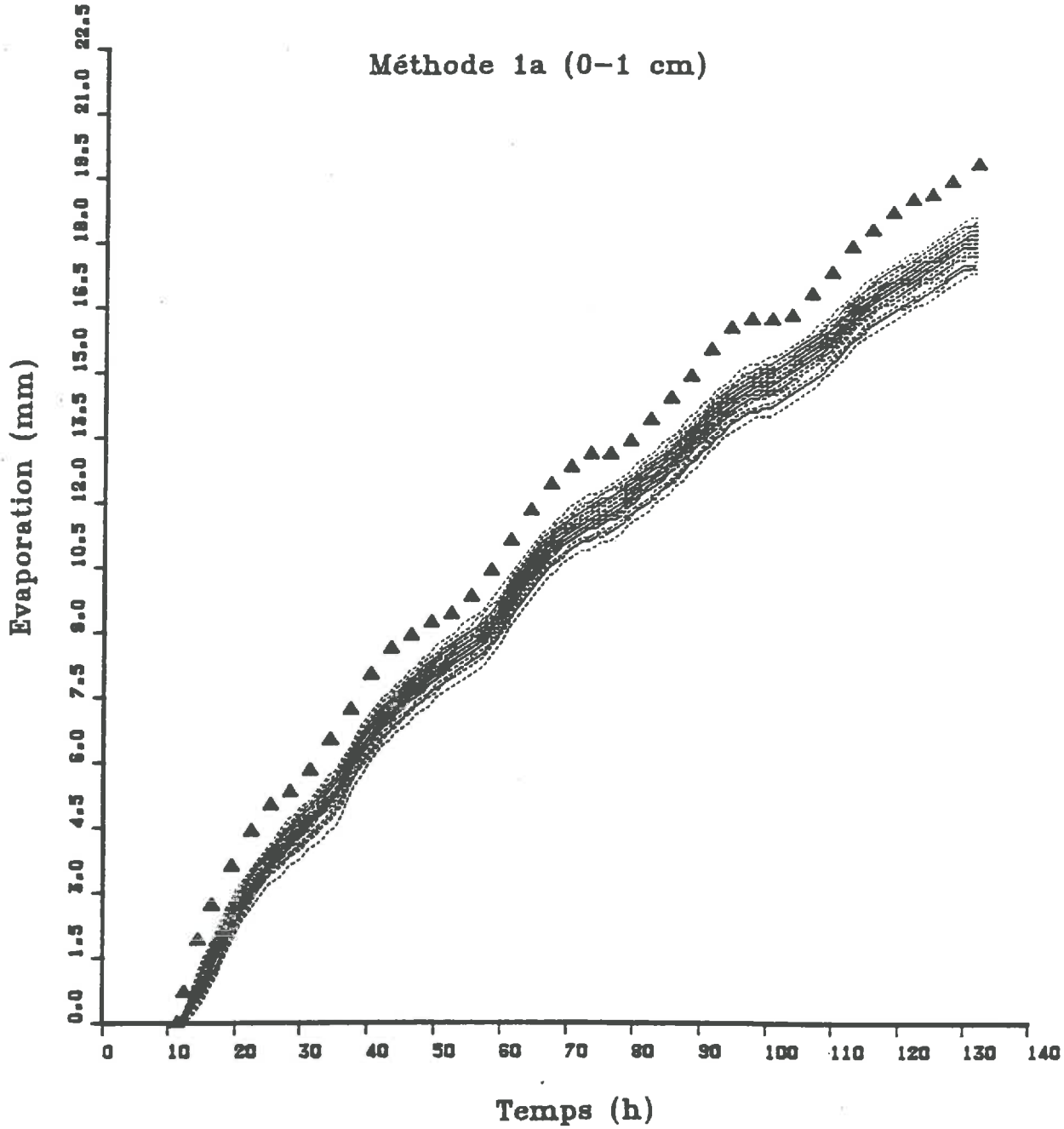


Figure 81a. Evaporation cumulée au cours du temps (méthode 1a, traits discontinus) et modèle de référence (triangle), en prenent en compte les erreurs de mesure et d'étalonnage.

même si la variabilité sur les pentes et ordonnées o l'origine (a_i, b_i) est non négligeable, toutes les droites "$\sigma_0 = f(\theta_{0\text{-}x})$" par leur point moyen $\overline{\theta}$,

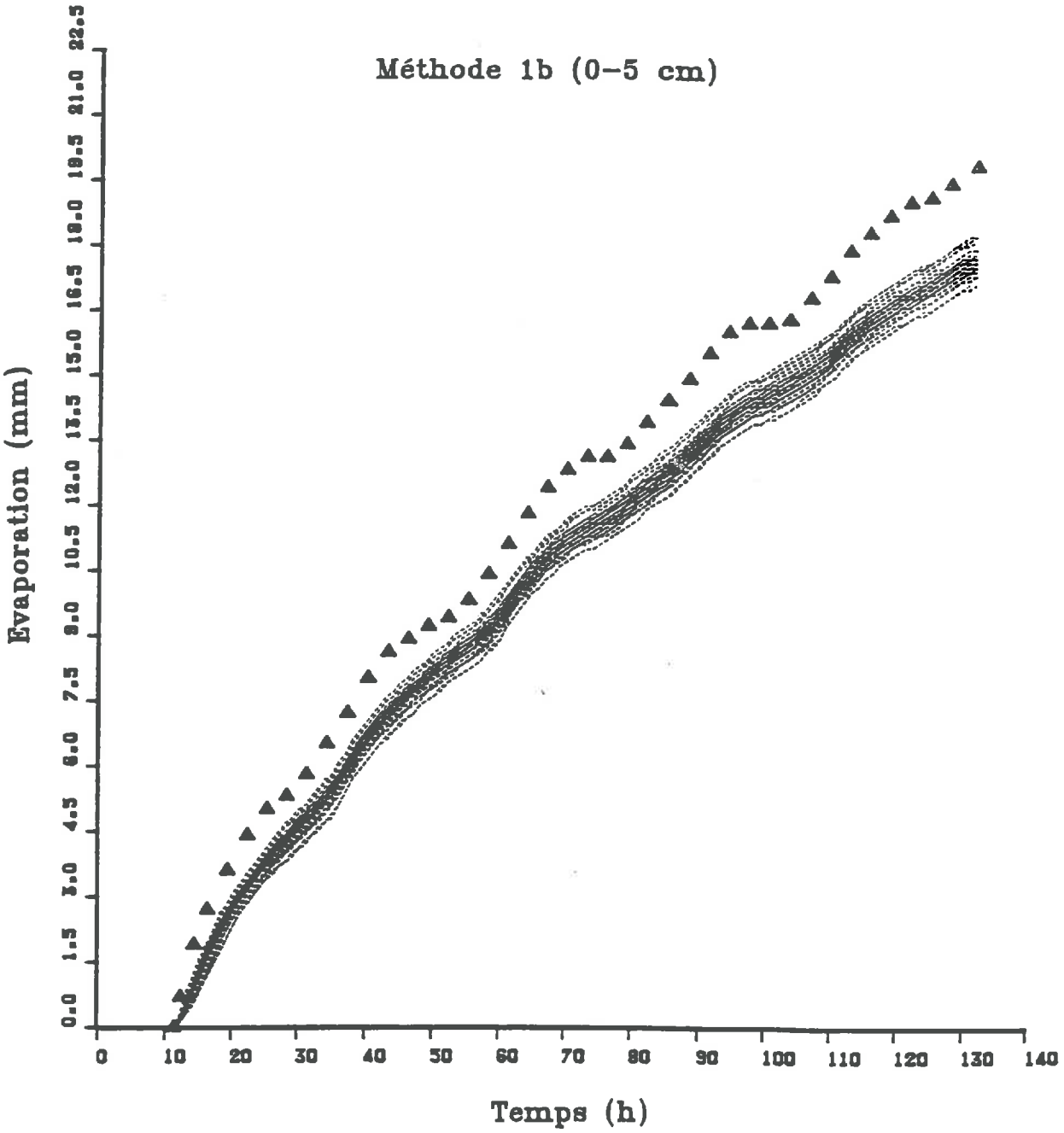


Figure 81b. Evaporation cumulée au cours du temps (méthode 1b, traits discontinus) et modèle de référence (triangle), en prenent en compte les erreurs de mesure et d'étalonnage.

$\overline{\sigma_0}$. Or, il se trouve que les conditions de surface se situent dans la proximité de ce point $(\overline{\theta}, \overline{\sigma_0})$, ce qui explique en partie les effets limités

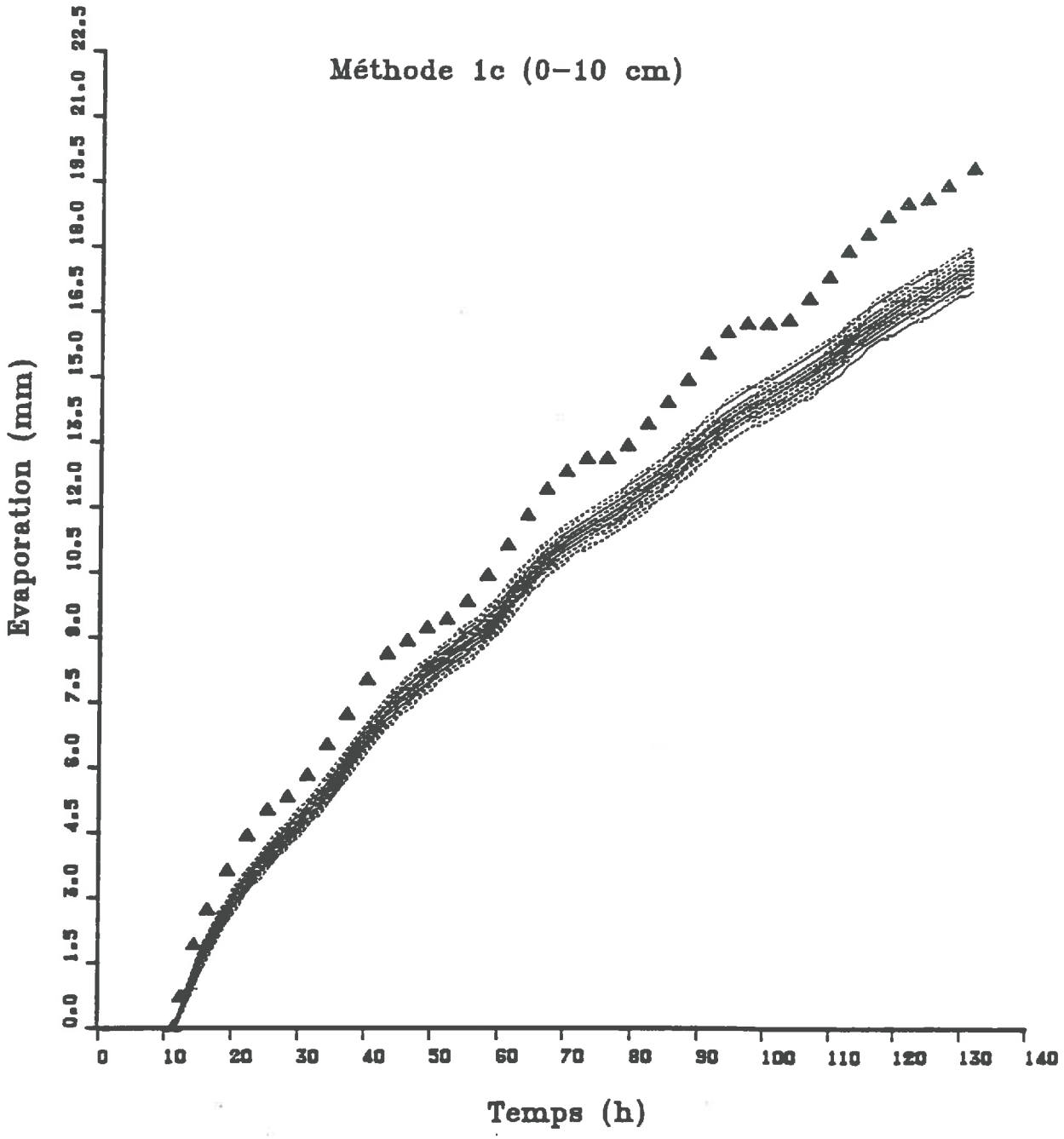


Figure 81c. Evaporation cumulée au cours du temps (méthode 1c, traits discontinus) et modèle de référence (triangle), en prenent en compte les erreurs de mesure et d'étalonnage.

des variations de (a_i, b_i) sur les bilans hydriques calculés. Pour confirmer ceci, le paragraphe suivant traitera le cas où seules les erreurs de mesures sont prise en compte.

b. Rôle des erreurs de mesures hyperfréquences

Dans ce paragraphe, nous négligerons les erreurs d'étalonnage en ne considérant que les erreurs de mesure.

Les Figures 82a, b et c comparent les évaporations cumulées entre le modèle de référence et les méthodes 1a, 1b, 1c ($\theta_{0\text{-}1}$, $\theta_{0\text{-}5}$ et $\theta_{0\text{-}10}$, respectivement) pour 30 séries de valeurs simulées. Conformément à la discussion du paragraphe précédent, la variation calculée sur l'évaporation cumulée est du même ordre de grandeur que dans le cas où l'on prend en compte **les erreurs d'étalonnage et de mesure**. Autrement dit, le rôle des erreurs d'étalonnage reste limité, seules les erreurs de mesures contribuent de façon prédominante à la variabilité de l'évaporation cumulée calculée.

En outre, on remarquera que la variance calculée sur l'évaporation cumulée décroît lorsque l'épaisseur de sol prise en compte augmente, ceci étant lié aux variations de pente des relations "$\sigma_0 = f(\theta_{0\text{-}x})$ loorsque l'on passe d'une épaisseur de sol de 1 cm à 10 cm. Il semble finalement que le vrai problème réside plus dans une estimation sans biais des variations de teneur en eau de surface, que dans la minimisation des erreurs de mesures.

Les Figures 83a, b et c montrent plus clairement les biais dûs à l'utilisation de la teneur en eau de surface $\theta_{0\text{-}x}$. Ces Figures comparent les teneurs en eau volumiques pour les profondeurs 0.5, 1.5, 2.5, 3.5, 4.5, 5.5, 6.5, et 8.5 cm, entre le modèle de référence et le modèle couplé avec des estimations de teneur en eau déduites de mesures hyperfréquences. On remarquera que (pour les teneurs en eau de surface moyennes issues des méthodes 1a, 1b et 1c comme condition à la limite) les teneurs en eau inférieure à 0.200 cm^3/cm^3 sont mal restituées et sont toujours surestimées. Ceci est évidemment à rapprocher de la surestimation systématique des teneurs en eau estimée à la surface du sol à partir des mesures hyperfréquences.

Finalement, les erreurs d'étalonnage ne semblent pas jouer un rôle central sur l'estimation du bilan hydrique obtenu en phase d'évaporation. On pourra même, dans la suite de ce travail, négliger la part spécifique dûe aux erreurs d'étalonnage. Par contre, il apparaît clairement que la confusion entre les teneurs en eau $\theta_{0\text{-}x}$ et la teneur en eau à la surface du sol induit logiquement un biais systématique sur l'estimation du bilan hydrique, bien que les estimations obtenues ne soient pas aberrantes.

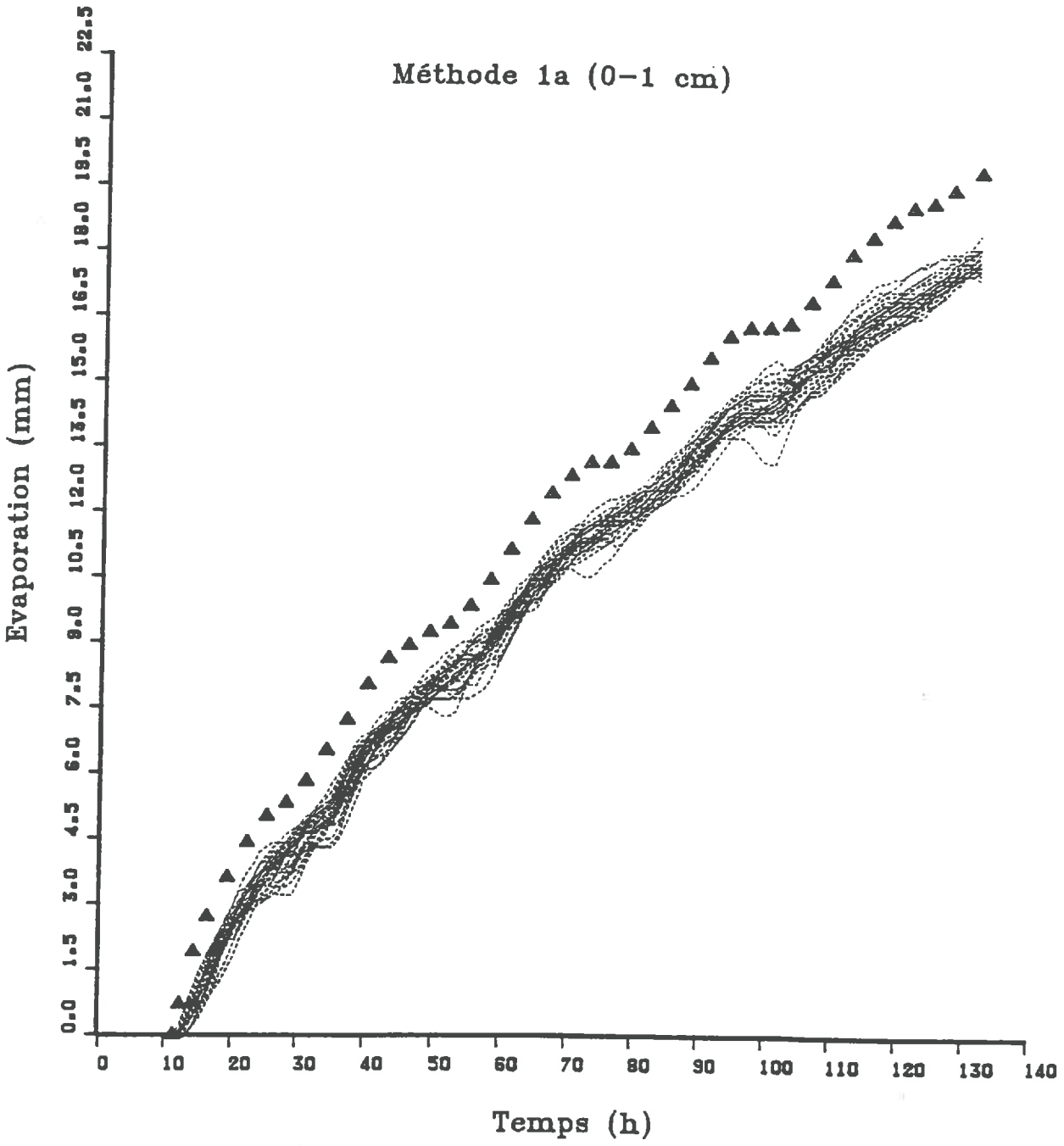


Figure 82a. Evaporation cumulée au cours du temps (méthode 1a, traits discontinus) et modèle de référence (triangle), en prenent en compte les erreurs de mesure.

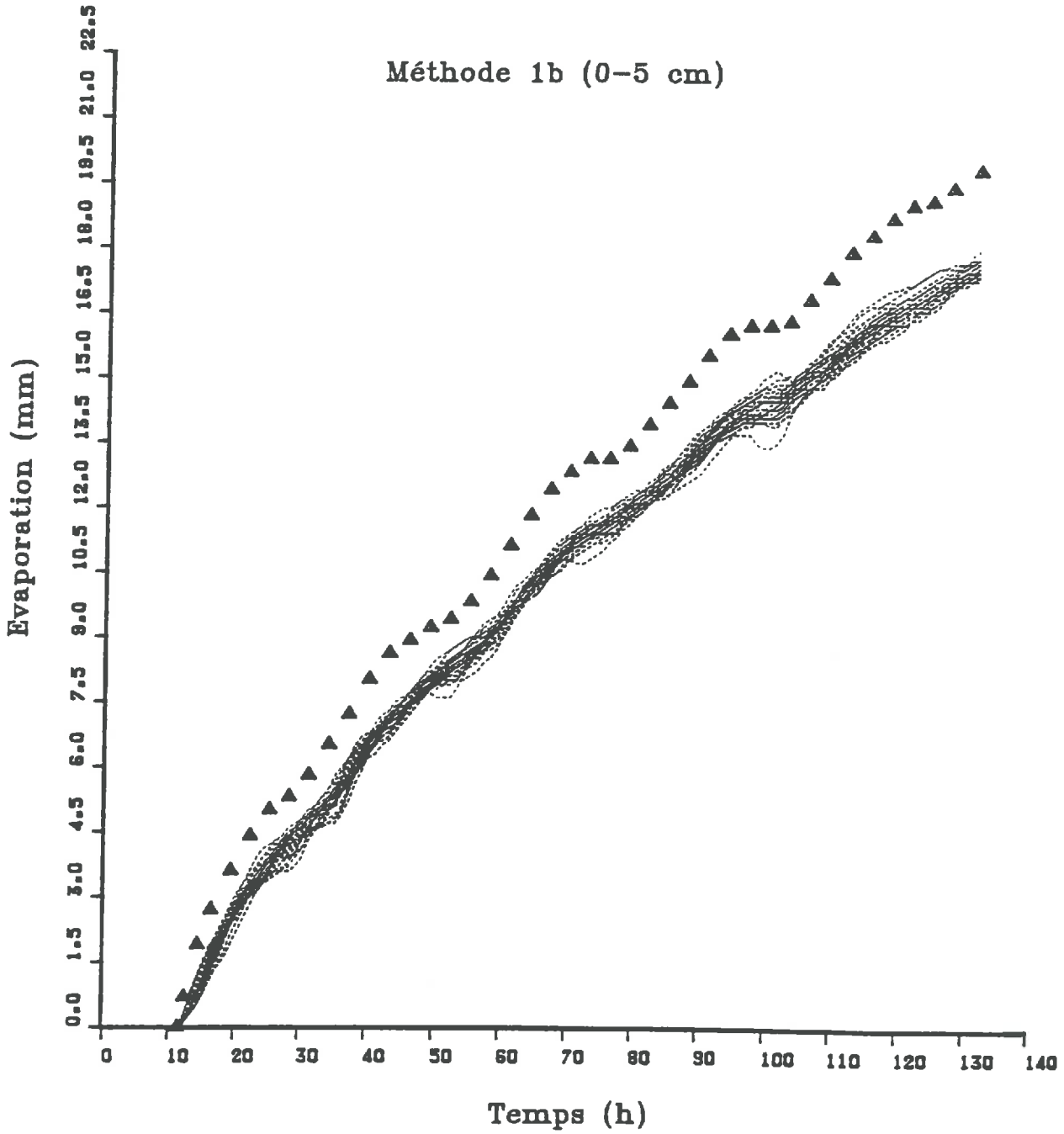


Figure 82b. Evaporation cumulée au cours du temps (méthode 1b, traits discontinus) et modèle de référence (triangle), en prenent en compte les erreurs de mesure.

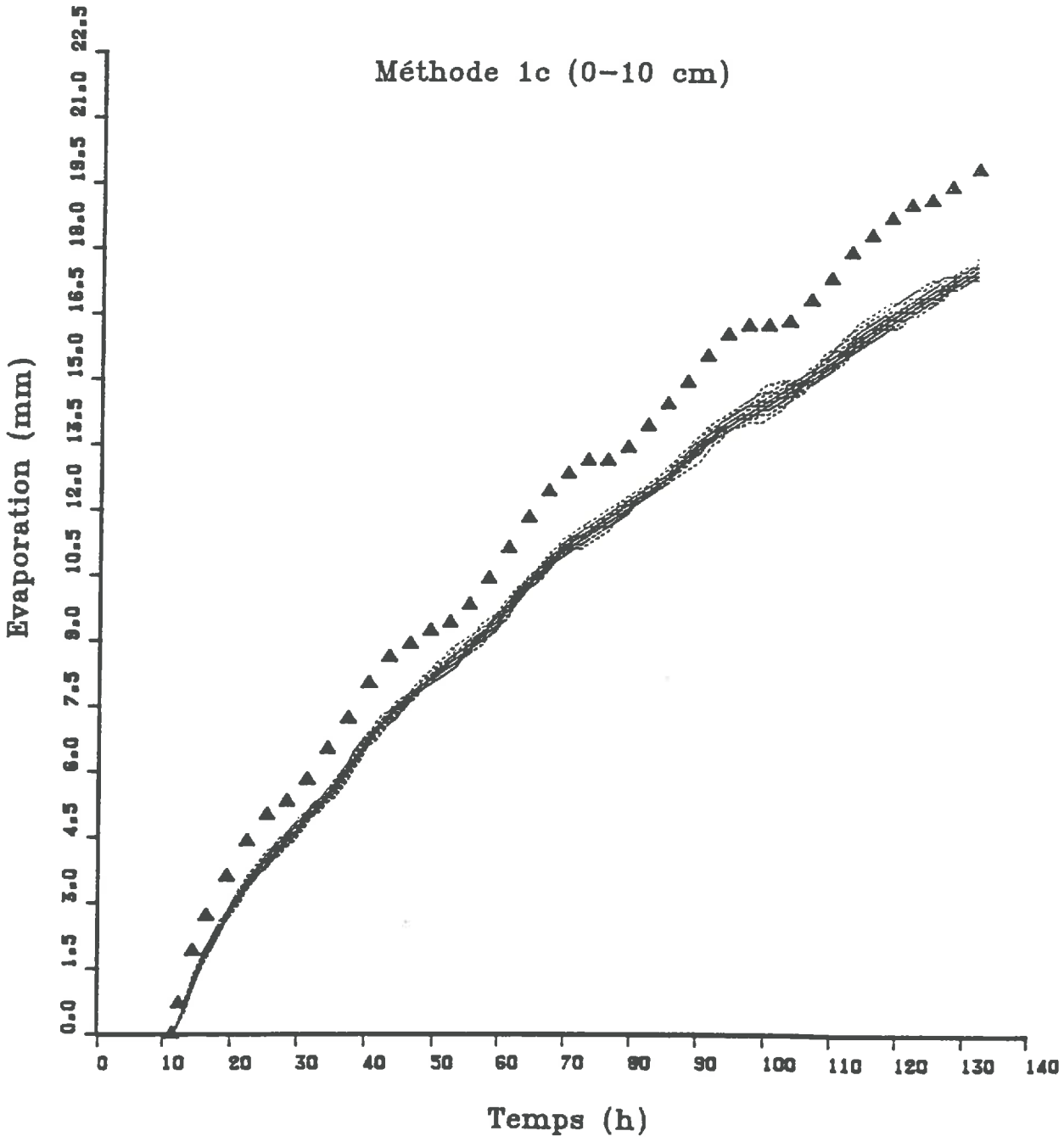


Figure 82c. Evaporation cumulée au cours du temps (méthode 1c, traits discontinus) et modèle de référence (triangle), en prenent en compte les erreurs de mesure.

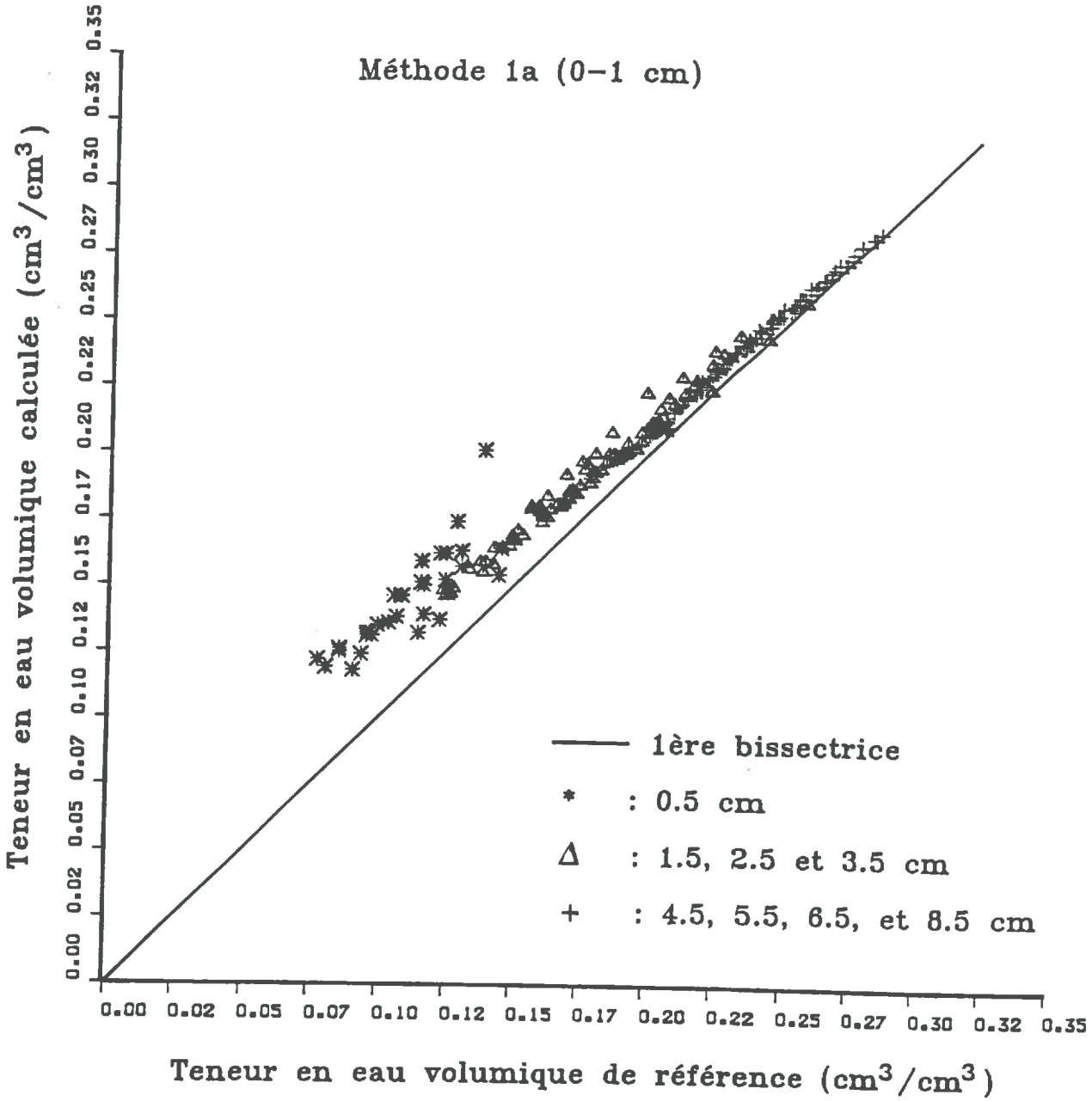


Figure 83a. Comparaison entre les teneurs en eau volumiques calculées selon la méthode 1a et selon le modèle de référence (profondeurs : 0.5, 1.5, 2.5, 3.5, 4.5, 5.5, 6.5 et 8.5 cm).

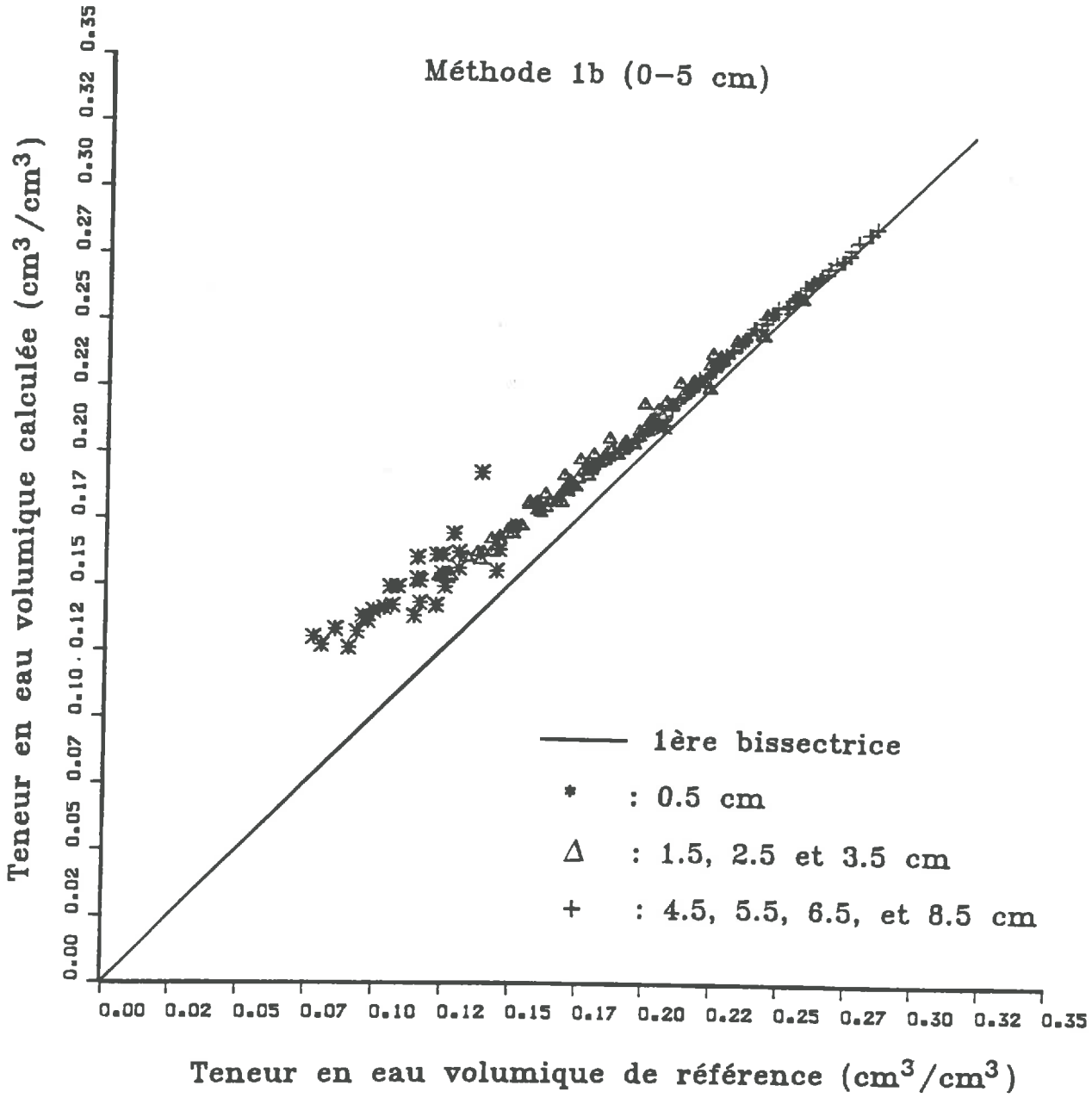


Figure 83b. Comparaison entre les teneurs en eau volumiques calculées selon la méthode 1b et selon le modèle de référence (profondeurs : 0.5, 1.5, 2.5, 3.5, 4.5, 5.5, 6.5 et 8.5 cm).

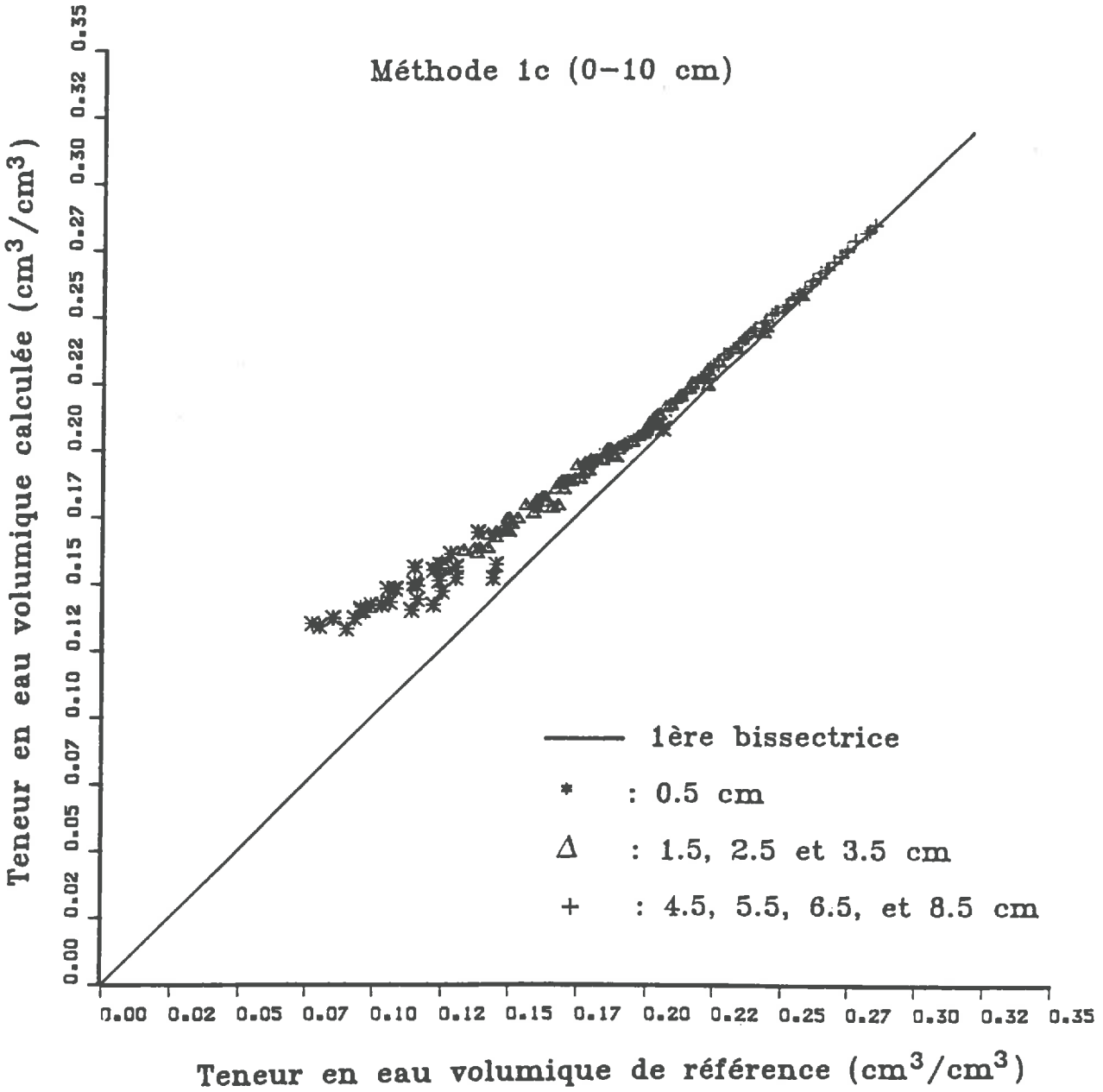


Figure 83c. Comparaison entre les teneurs en eau volumiques calculées selon la méthode 1c et selon le modèle de référence (profondeurs : 0.5, 1.5, 2.5, 3.5, 4.5, 5.5, 6.5 et 8.5 cm).

2.3.2. Méthode 2

La Figure 84 compare les 30 cinétiques d'évaporation cumulée obtenues en utilisant les conditions à la limite supérieure estimées par la méthode 2 avec l'évaporation obtenue par le modèle de référence. Ces résultats sont peu différents de ceux obtenus par la méthode 1 et on obtient la même allure générale pour la cinétique d'évaporation.

Ces résultats ne doivent pas nous surprendre, dans la mesure où nous avions noté la convergence, dans nos conditions expérimentales, des méthodes 1 et 2 qui aboutissaient à des estimations très proches de teneur en eau de surface au cours du temps.

La Figure 85 compare les teneurs en eau calculées par cette méthode avec celles obtenues par le modèle de référence. On remarquera que le biais est d'autant plus important que la teneur en eau est faible ; l'explication de ce phénomène est la même que pour la méthode 1.

2.3.3. Méthode 3

Les deux méthodes présentées précédemment ont montré que l'on sous–estime de façon systématique l'évaporation cumulée, et corrélativement, on surestime la teneur en eau de couches de surface. L'explication de ces résultats est liée à l'absence de prise en compte des gradients hydriques (parfois importants près de la surface) par l'introduction d'une valeur $\theta_{0\text{-}x}$ assimilée à la teneur en eau de surface ($z = 0$). L'analyse qui suit offre théoriquement la possibilité d'estimer la teneur en eau à la surface du sol à partir de mesures radar par détermination d'un profil hydrique discret couche par couche jusqu'à une profondeur donnée, puis extrapolation à la surface.

a. Méthode 3a

La Figure 86 compare les 30 cinétiques d'évaporation cumulée obtenues par la méthode 3a avec l'évaporation cumulée obtenue par le modèle de référence.

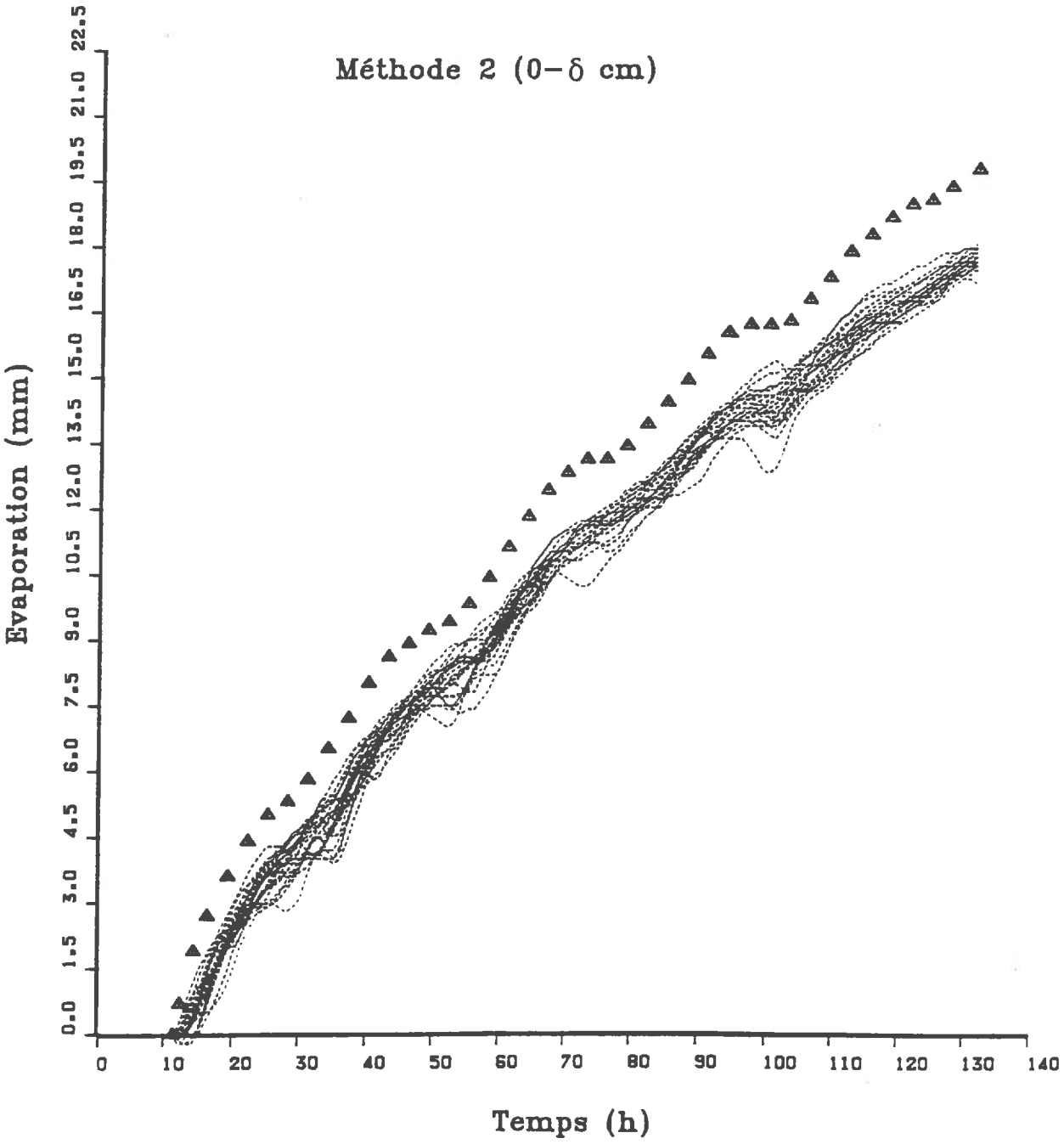


Figure 84 Evaporation cumulée au cours du temps (méthode 2, traits discontinus) et modèle de référence (triangle), en prenant en compte les erreurs de mesure.

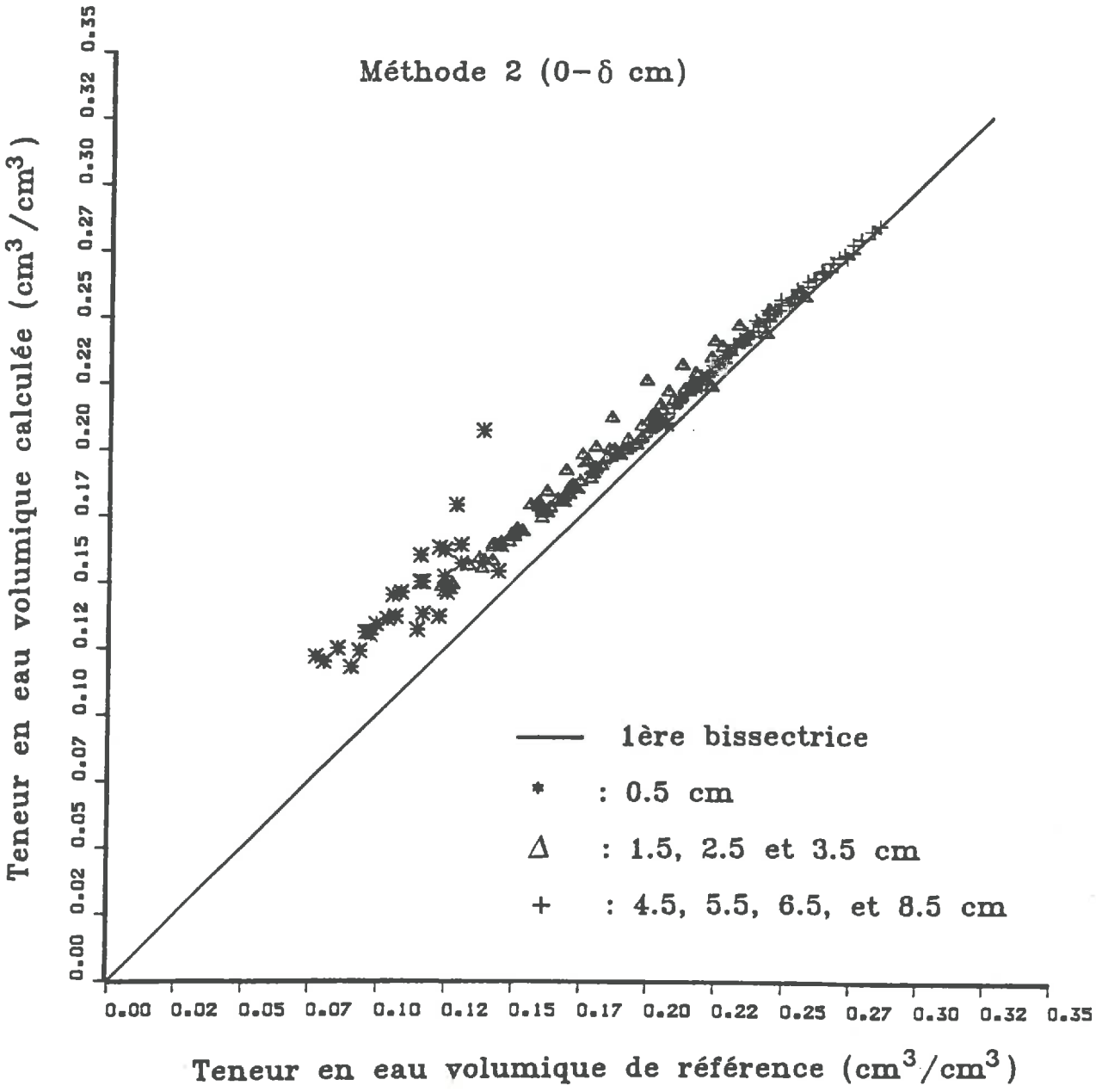


Figure 85 Comparaison entre les teneurs en eau volumiques calculées selon la méthode 2 et selon le modèle de référence (profondeurs : 0.5, 1.5, 2.5, 3.5, 4.5, 5.5, 6.5 et 8.5 cm).

Aucune amélioration (Figs. 86 et 87) n'a lieu par rapport aux méthodes utilisées précédemment. Ces résultats ne sont pas surprenants si l'on se rappelle que la méthode 3a ne vérifie pas strictement les conditions d'application optimale de l'algorithme proposé dans le chapitre 4 et si l'on se réfère à la Figure 78.

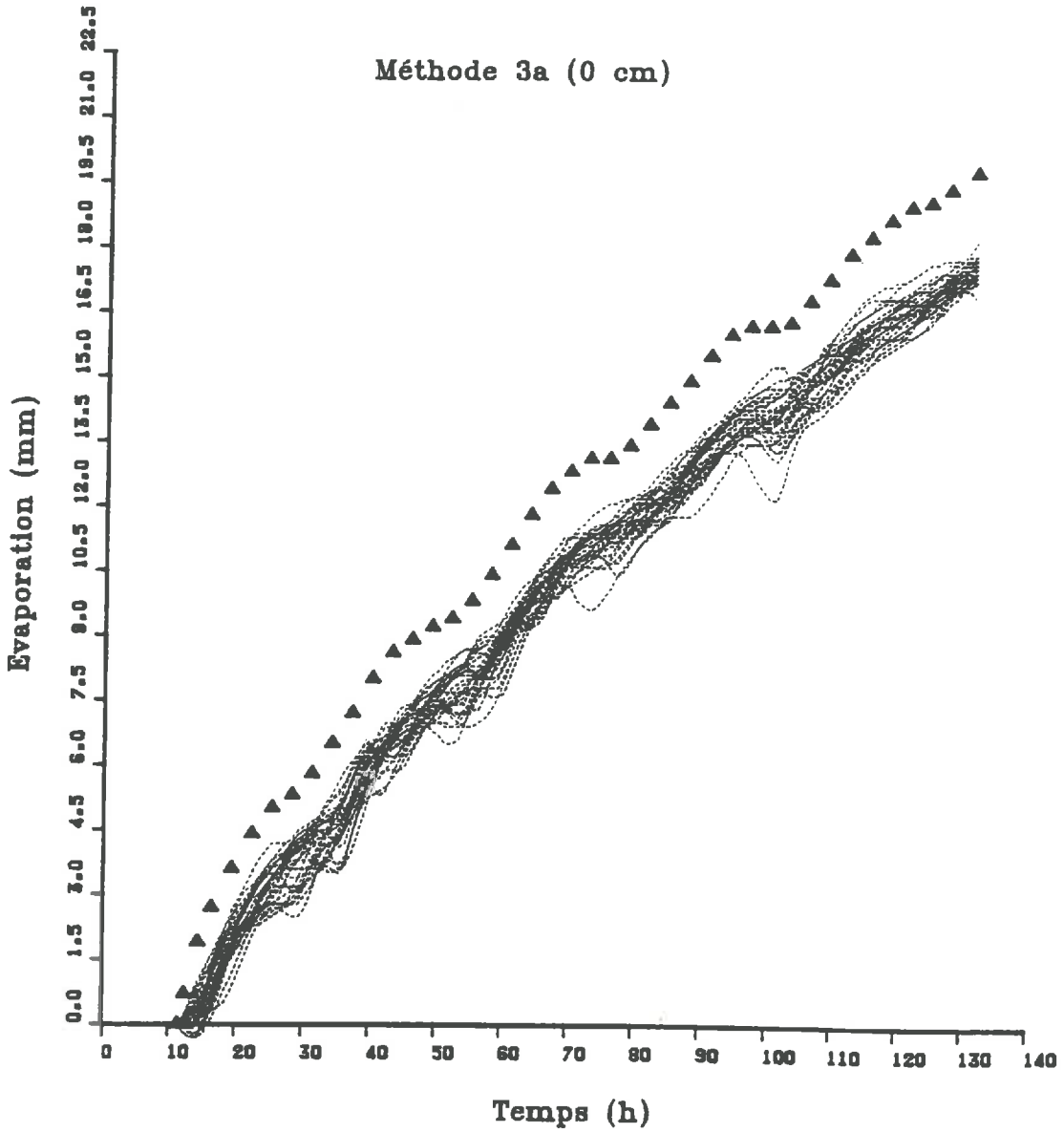


Figure 86. Evaporation cumulée au cours du temps (méthode 3a, traits discontinus) et modèle de référence (triangle), en prenant en compte les erreurs de mesure.

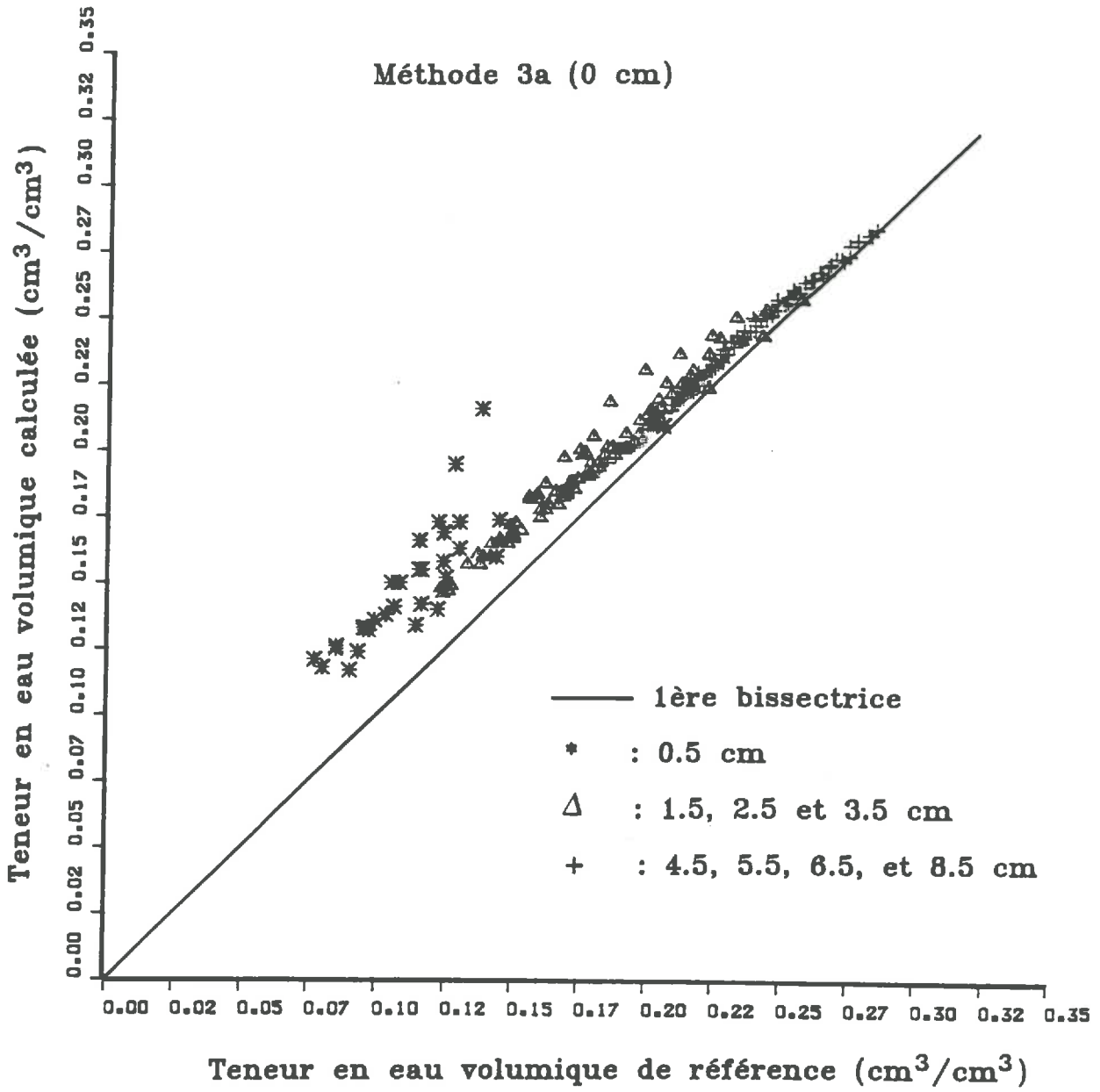


Figure 87 Comparaison entre les teneurs en eau volumiques calculées selon la méthode 3a et selon le modèle de référence (profondeurs : 0.5, 1.5, 2.5, 3.5, 4.5, 5.5, 6.5 et 8.5 cm).

Il est donc clair que la procédure de réestimation des profils hydriques proposée dans le chapitre 2 est limitée dans son application : des conditions similaires doivent exister pour les phases d'étalonnage et de réestimation des profils hydriques.

b. Méthode 3b

Dans cette méthode nous avons essayé de respecter au mieux les conditions d'utilisation de la procédure de réestimation des profils hydriques par mesures hyperfréquences.

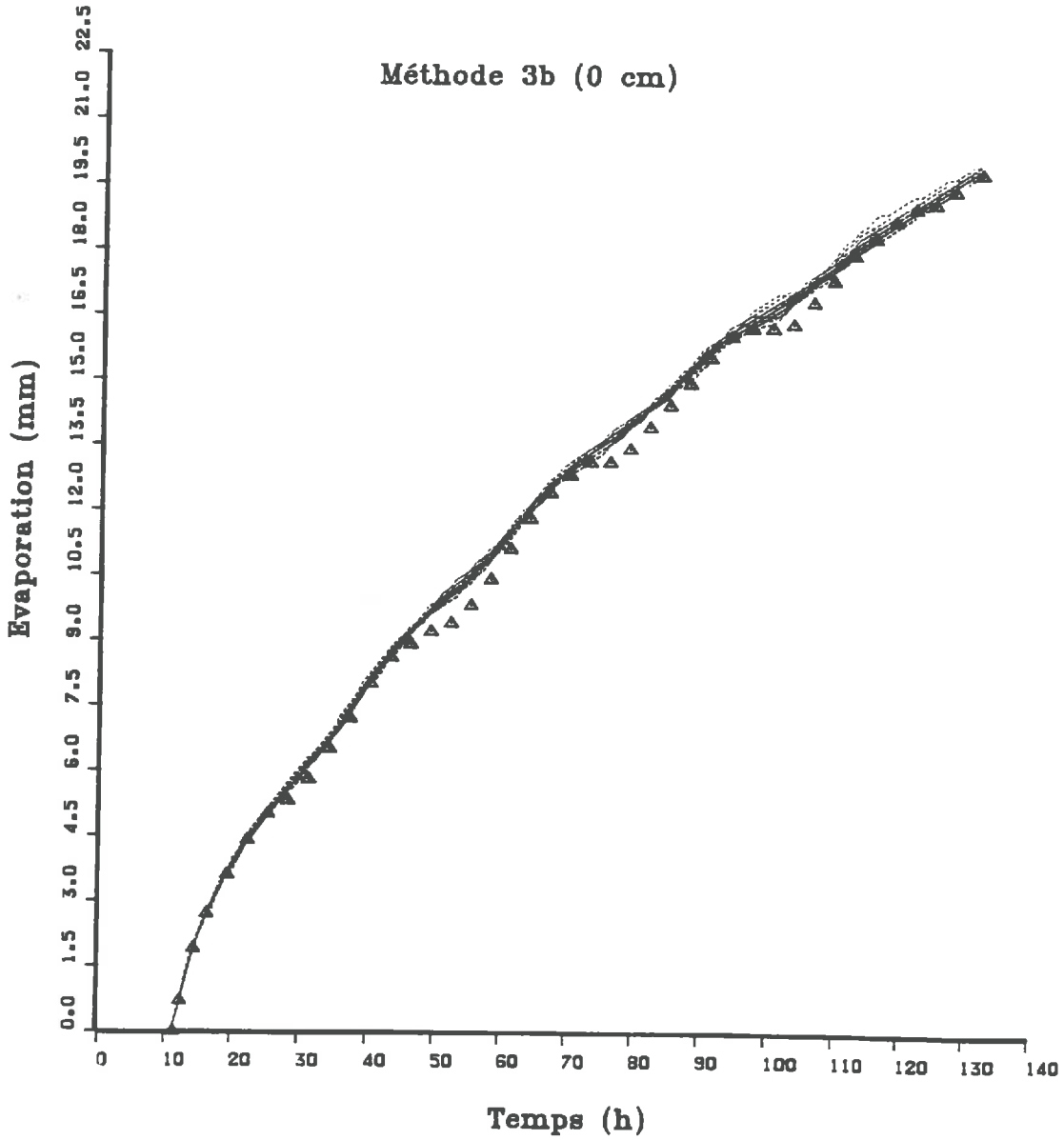


Figure 88 Evaporation cumulée au cours du temps (méthode 3b, traits discontinus) et modèle de référence (triangle), en prenant en compte les erreurs de mesure.

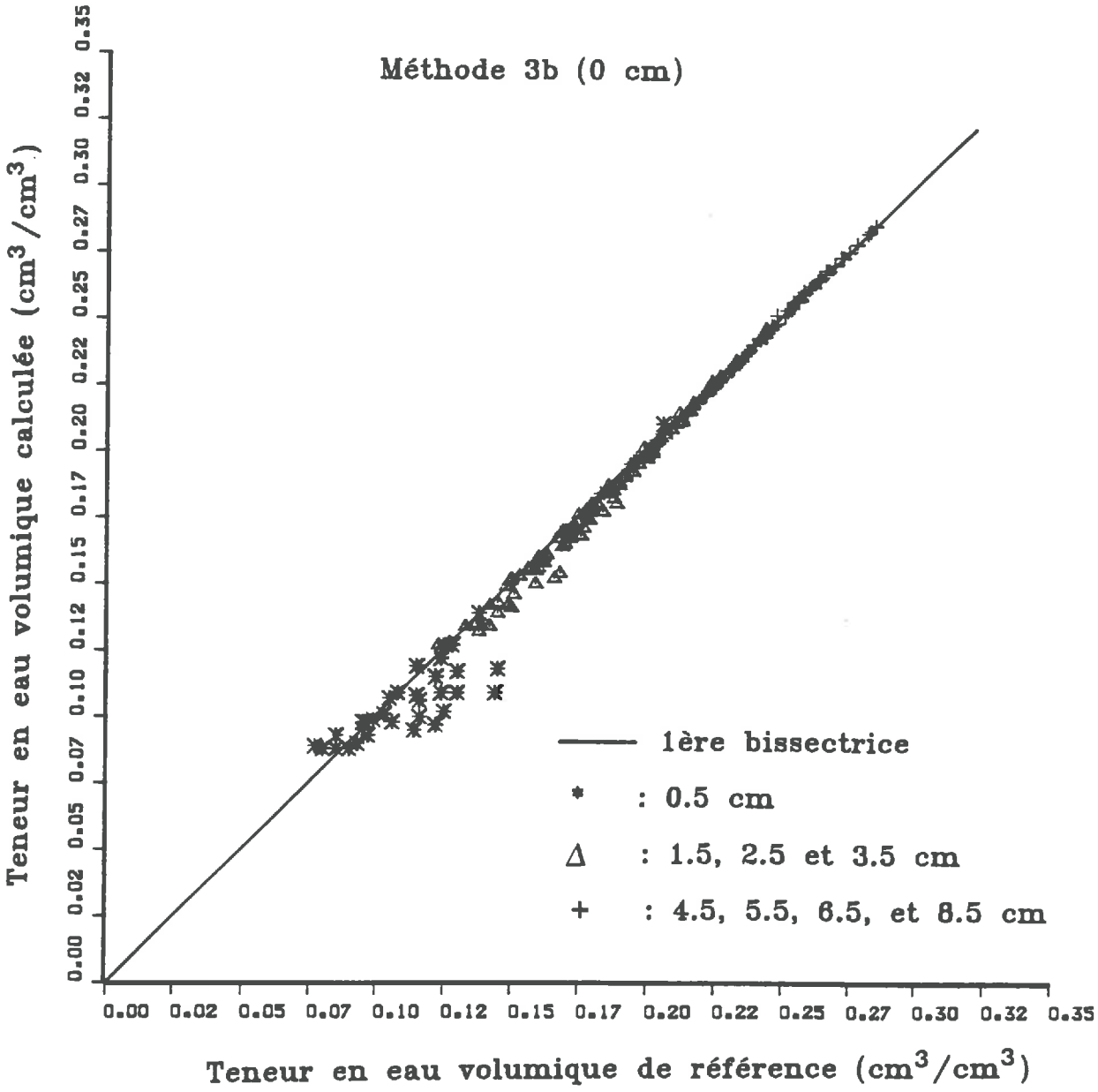


Figure 89. Comparaison entre les teneurs en eau volumiques calculées selon la méthode 3b et selon le modèle de référence (profondeurs : 0.5, 1.5, 2.5, 3.5, 4.5, 5.5, 6.5 et 8.5 cm).

La Figure 88 compare les 30 cinétiques d'évaporation cumulée obtenues par cette méthode avec celle obtenue par le modèle de référence. On remaquera que cette méthode donne globalement le meilleur résultat (Fig. 88 et 89) par

rapport à toutes les méthodes présentées plus haut : d'une part, les biais sont faibles, et d'autre part, la variabilité est très réduite. On vérifie donc bien ici que l'algorithme proposé et utilisé dans des conditions strictes est le seul qui semble capable de restituer une cinétique d'évaporation cumulée satisfaisante.

On remarque cependant que le lissage des fortes teneurs en eau de surface estimées et noté précédemment (Fig. 79), induit logiquement une surestimation de l'évaporation calculée pendant la nuit en imposant une teneur en eau beaucoup plus faible que celle existant réellement. Enfin, on remarquera que les cinétiques d'évaporation cumulée calculées correspondent à une teneur en eau de surface proche de l'évolution moyenne de celle–ci (cf. Fig. 79). Ainsi, bien que le détail des variations horaires de la teneur en eau de surface soit mal reconstitué par la méthode 3b, tout se passe comme si le modèle de transferts hydriques était peu sensible à ce lissage de la teneur en eau de surface, au moins en phase d'évaporation.

CONCLUSION

Dans ce chapitre. nous avons abordé l'analyse du couplage entre des estimations de teneur en eau de surface déduites de mesures hyperfréquences avec un modèle de transferts couplés d'eau et de chaleur. Dans l'ensemble. il apparaît que ce couplage n'offre pas de "***solution miracle***" : on peut en effet classer les méthodes testées en 2 grands groupes :

- D'une part, les méthodes "simples et directes" (méthodes 1 et 2) qui assimilent toujours la teneur en eau sur une épaisseur donnée à la teneur en eau de surface et induisent nécessairement des biais d'un ordre de grandeur comparable.

- D'autre part, les méthodes "indirectes" (méthode 3a et 3b) qui permettent la réestimation discrète du profil hydrique et l'extrapolation de ce dernier à la surface du sol, et qui sont assorties de conditions d'application strictes (méthode 3b) en l'absence desquelles les résultats obtenus sont très contestables (méthode 3a).

Malgré tout, les résultats obtenus sont loin d'être aberrants dans leurs ordres de grandeur, ce qui en soit, est encourageant, à condition toutefois de rappeler deux facteurs favorables très importants :

(i) le modèle utilisé est préalablement **calé et validé *"in situ"*.**

(ii) les mesures de coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) disponibles au cours du temps sont **nombreuses et supposées bien réparties dans le temps.**

Si l'on peut a priori prévoir qu'un modèle pas ou mal calé risque de prédire **à peu près "n'importe quoi"** (cf Chap.2), l'analyse du rôle de la répartition des mesures disponibles au cours du temps sera abordé dans le dernier chapitre de ce travail.

CHAPITRE 6

COUPLAGE DU MODELE DE TRANSFERTS D'EAU ET DE CHALEUR AVEC DES MESURES HYPERFREQUENCES : Rôle du nombre et de la répétition des mesures au cours du temps

INTRODUCTION

Dans l'analyse du couplage du modèle de transferts avec des mesures hyperfréquences, notre objectif est motivé, en partie, par l'utilisation de données aéroportées ou satellitaires fournissant des informations relatives à la teneur en eau de surface du sol, utilisée par la suite comme conditions à la limite supérieure du modèle de transferts. Dans cette optique, l'analyse de la sensibilité du modèle par rapport à la répétitivité et/ou la disponibilité des données fournies par des mesures hyperfréquences au cours du temps est tout à fait capitale.

Actuellement, l'utilisation de données aéroportées est encore très chère pour un usage fréquent et régulier (mesures horaires, journalières). En ce qui concerne les données satellitaires, dans quelques années, le satellite **"ERS–1"** sera théoriquement capable de fournir des mesures hyperfréquences. Ici encore, on aura des mesures **une fois tous les trois jours** avec une résolution spatiale de 30 m x 30 m et de 2.5 dB de précision spectrale, ou une résolution spatiale de 100 m x 100 m et de 1 dB de précision spectrale. Cela veut dire que le couplage d'un modèle de transferts avec des mesures hyperfréquences doit être compatible avec la disponibilité de ce type de données pour être utilisable.

Dans ce chapitre, nous analyserons la sensibilité du modèle de transferts par rapport à la disponibilité des mesures radar au cours du temps. Nous avons volontairement séparé les cas où la séquence climatique étudiée ne comprenait qu'une phase d'évaporation et ceux où la séquence climatique analysée comprenait une succession de phases d'évaporation et d'infiltration.

De plus, nous avons travaillé à partir de jeux de données correspondant directement à *des teneurs en eau de surface* (mesurées ou simulées), et non à partir de jeux de données correspondant à *des coefficients de rétrodiffusion radar* (σ_0), à partir desquels la teneur en eau de surface aurait pu être estimée selon les procédures présentées dans le chapitre précédent. Ce choix a été effectué de façon à ne prendre en compte, dans un premier temps, que l'effet de la *répartition des informations décrivant l'état de surface au cours du temps*, sans introduire de biais supplémentaire lié au passage du coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) à la teneur en eau de surface : nous nous plaçons donc ici volontairement dans le cas le plus favorable, car le cas réel (connaissance du coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) uniquement) correspondrait à une dégradation supplémentaire par rapport aux résultats qui seront présentés.

1. PHASE D'EVAPORATION

Pour générer des jeux de données correspondant à la phase d'évaporation, nous avons sélectionné des séries de données de teneur en eau de surface expérimentales obtenues durant les 5 premiers jours de l'expérimentation portant sur le bilan hydrique au sol, de façon à avoir :

1. une série de données de teneur en eau de surface correspondant à la valeur **maximale** journalière.

2. une série de données de teneur en eau de surface correspondant à la valeur **proche de la moyenne** journalière.

3. une série de données de teneur en eau de surface correspondant à la valeur **minimale** journalière.

La Figure 90 montre l'évolution au cours du temps de ces trois séries de teneurs en eau de surface. En prenant en compte les écart–types associés à chaque valeur de teneur en eau, nous avons généré 30 jeux de données par série pour prendre en compte l'effet de la variance affectée à chaque mesure. Ainsi, les 3 situations typiques choisies correspondent approximativement à 3 situations où la caractérisation de l'état de surface serait faite à différentes heures du jour.
Les Figures 91a, b et c comparent les résultats du calcul de l'évaporation cumulée pour les trois séries concernées, avec le modèle de référence. On constate que seules les teneurs en eau de surface moyennes journalières donnent une évaporation cumulée non biaisée par rapport à l'évaporation cumulée obtenue par le modèle de référence, tandis que les teneurs en eau maximales et minimales journalières sous–estiment et surestiment, respectivement, l'évaporation cumulée par rapport au modèle de référence.

Ces résultats sont tout à fait cohérents et conformes à ceux obtenus dans le chapitre précédent. Comme précédemment d'ailleurs, on constate que des fortes différences en ce qui concerne les teneurs en eau de surface entre les 3 séries (Fig. 90) n'induisent pas des différences considérables en ce qui concerne les évaporations cumulées (Figs. 91a, b et c).

Du point de vue de l'estimation des teneurs en eau volumiques, les Figures 92a, b et c comparent les résultats du modèle de référence avec les modèles pour

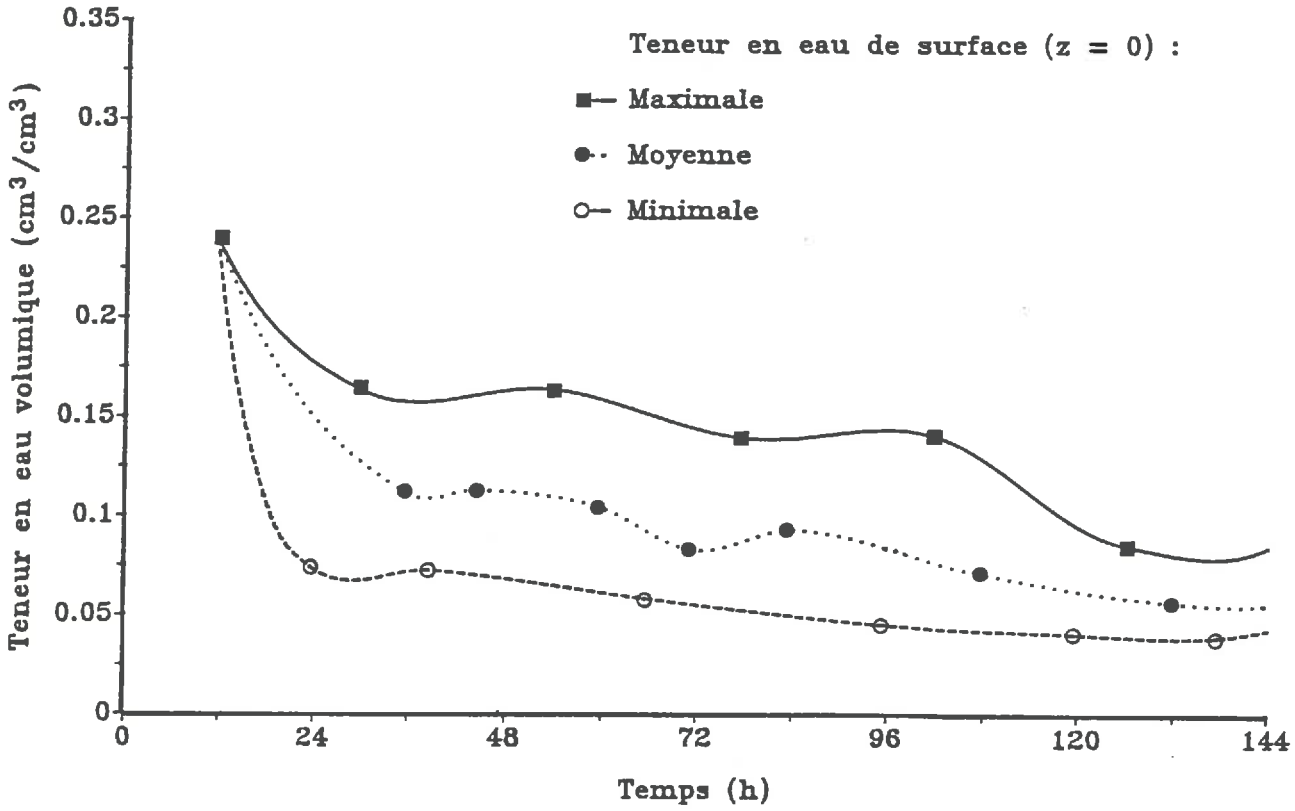


Figure 90 Evolution des teneurs es eau de surface maximales, moyennes et minimales au cours du temps (phase d'évaporation).

lesquels les différentes conditions à la limite supérieure sont imposées. On constate que, conformément aux résultats relatifs à l'estimation de l'évaporation cumulée, les teneurs en eau ne sont pas ou peu biaisées dans le cas où la teneur en eau de surface correspond à la teneur en eau moyenne.

On peut finalement conclure que, dans le cas de nos conditions expérimentales, pendant la phase d'évaporation, une estimation journalière de la teneur en eau de surface moyenne (se situant vers 09h00 à 12h00) constitue une bonne approximation par rapport au modèle de référence aussi bien en ce qui concerne l'estimation du bilan hydrique que l'estimation des profils de teneurs en eau volumiques. Enfin, compte–tenu de la faible variance calculée sur l'évaporation liée aux fluctuations aléatoires de teneur en eau de surface, nous négligerons par la suite la prise en compte de la variance liée à la teneur en eau de surface.

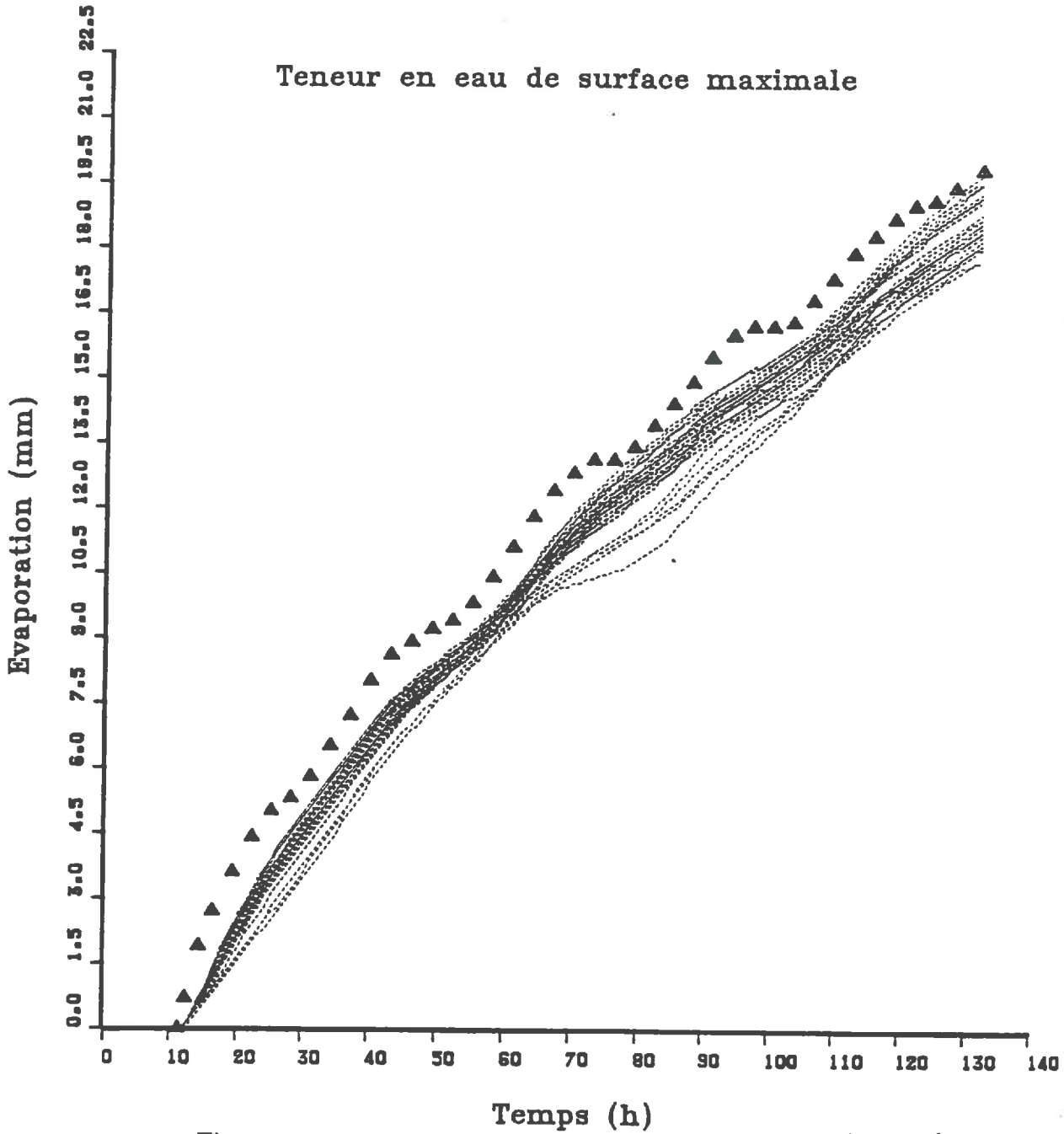


Figure 91a Evaporation cumulée au cours du temps lorsque la teneur en eau maximale journalière à la surface du sol est utilisée comme conditions à la limite (traits discontinus) et modèle de référence (triangle).

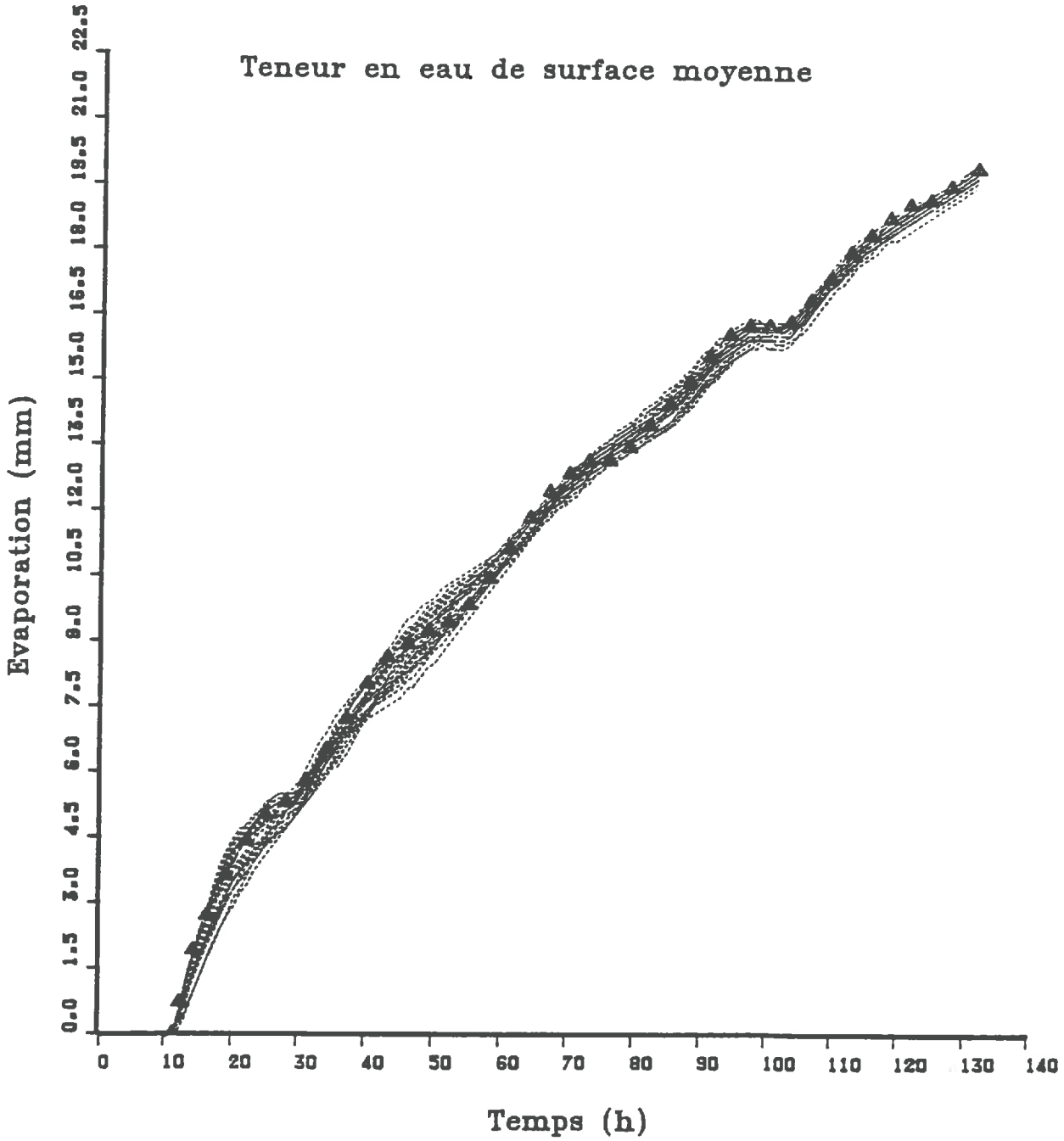


Figure 91b Evaporation cumulée au cours du temps lorsque la teneur en eau proche de la moyenne journalière à la surface du sol est utilisée comme conditions à la limite (traits discontinus) et modèle de référence (triangle).

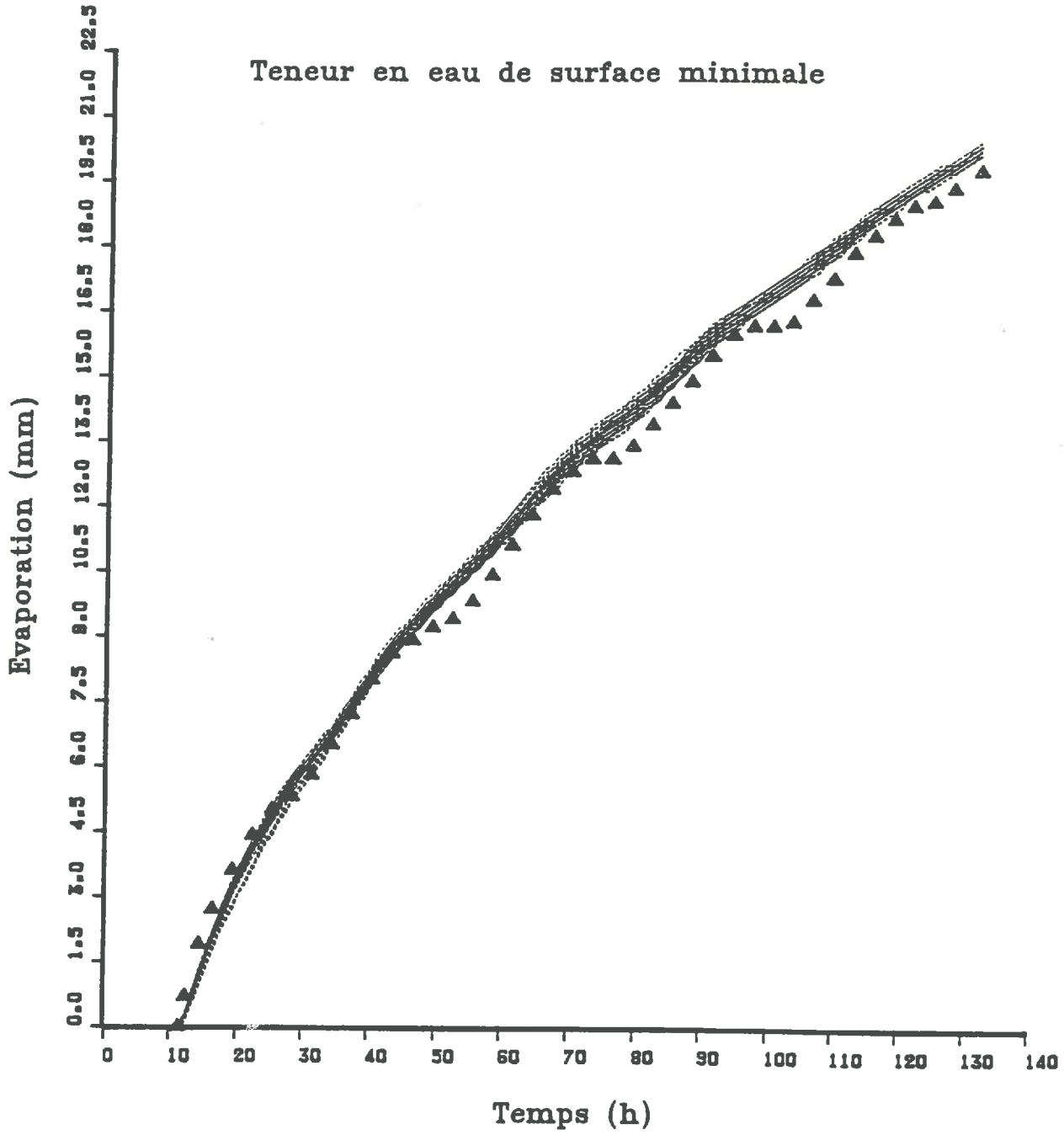


Figure 91c Evaporation cumulée au cours du temps lorsque la teneur en eau minimale journalière à la surface du sol est utilisée comme conditions à la limite (traits discontinus) et modèle de référence (triangle).

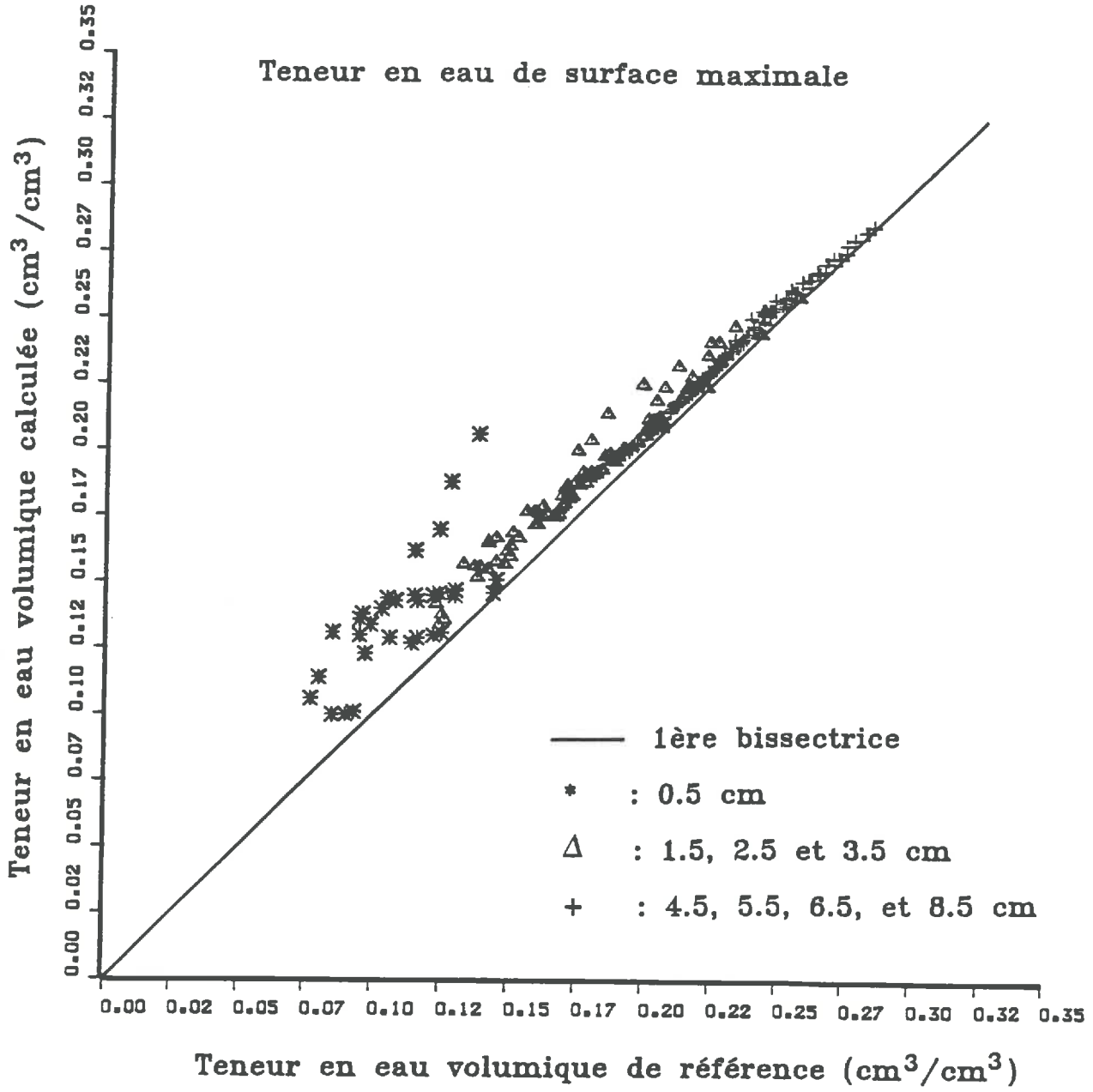


Figure 92a Comparaison entre les teneurs en eau volumiques calculées lorsque la teneur en eau maximale journalière à la surface du sol est utilisée comme conditions à la limite et celles correspondant au modèle de référence (profondeurs : 0.5, 1.5, 2.5, 3.5, 4.5, 5.5, 6.5 et 8.5 cm).

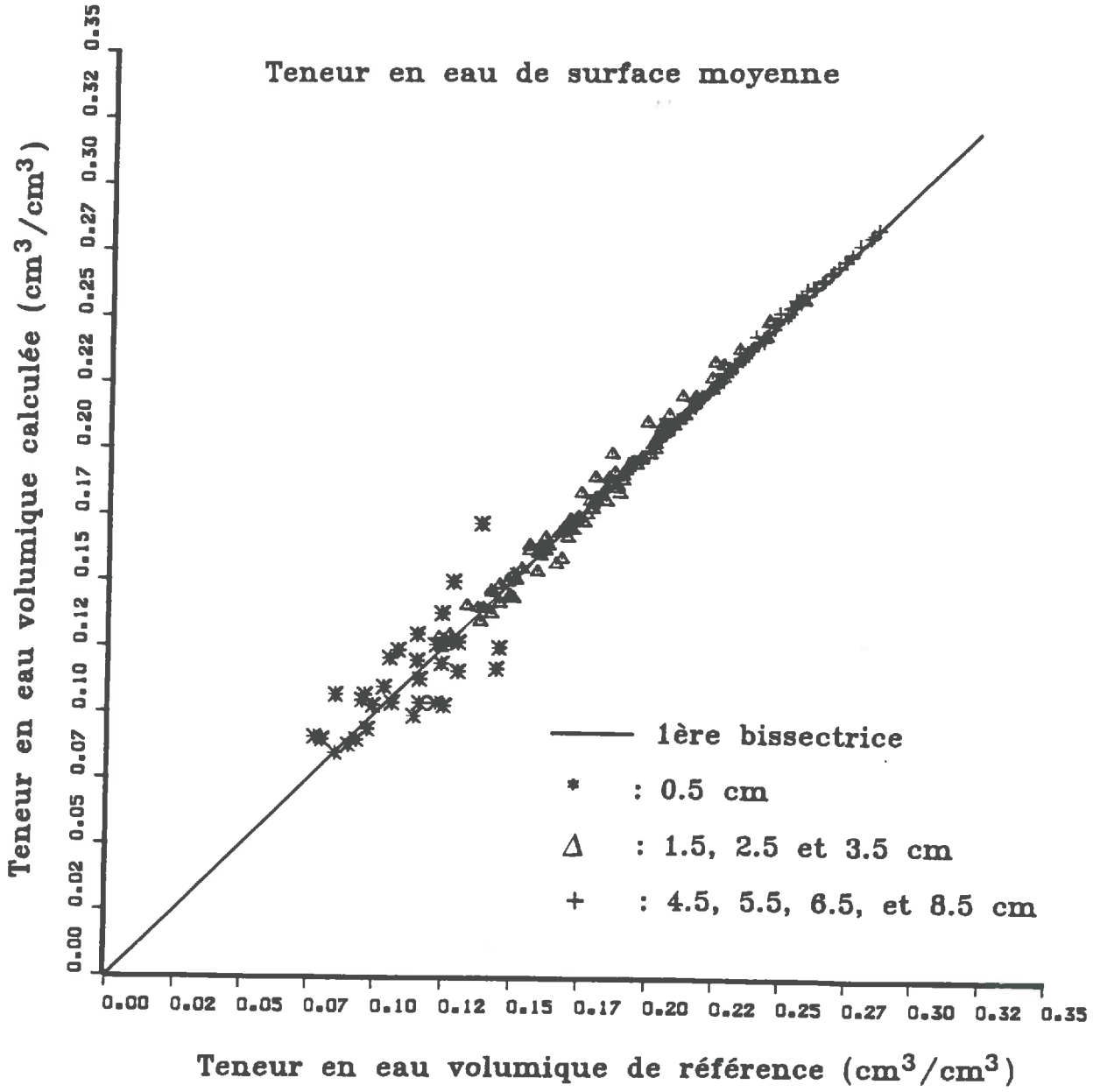


Figure 92b Comparaison entre les teneurs en eau volumiques calculées lorsque la teneur en eau proche de la moyenne journalière à la surface du sol est utilisée comme conditions à la limite et celles correspondant au modèle de référence (profondeurs : 0.5, 1.5, 2.5, 3.5, 4.5, 5.5, 6.5 et 8.5 cm).

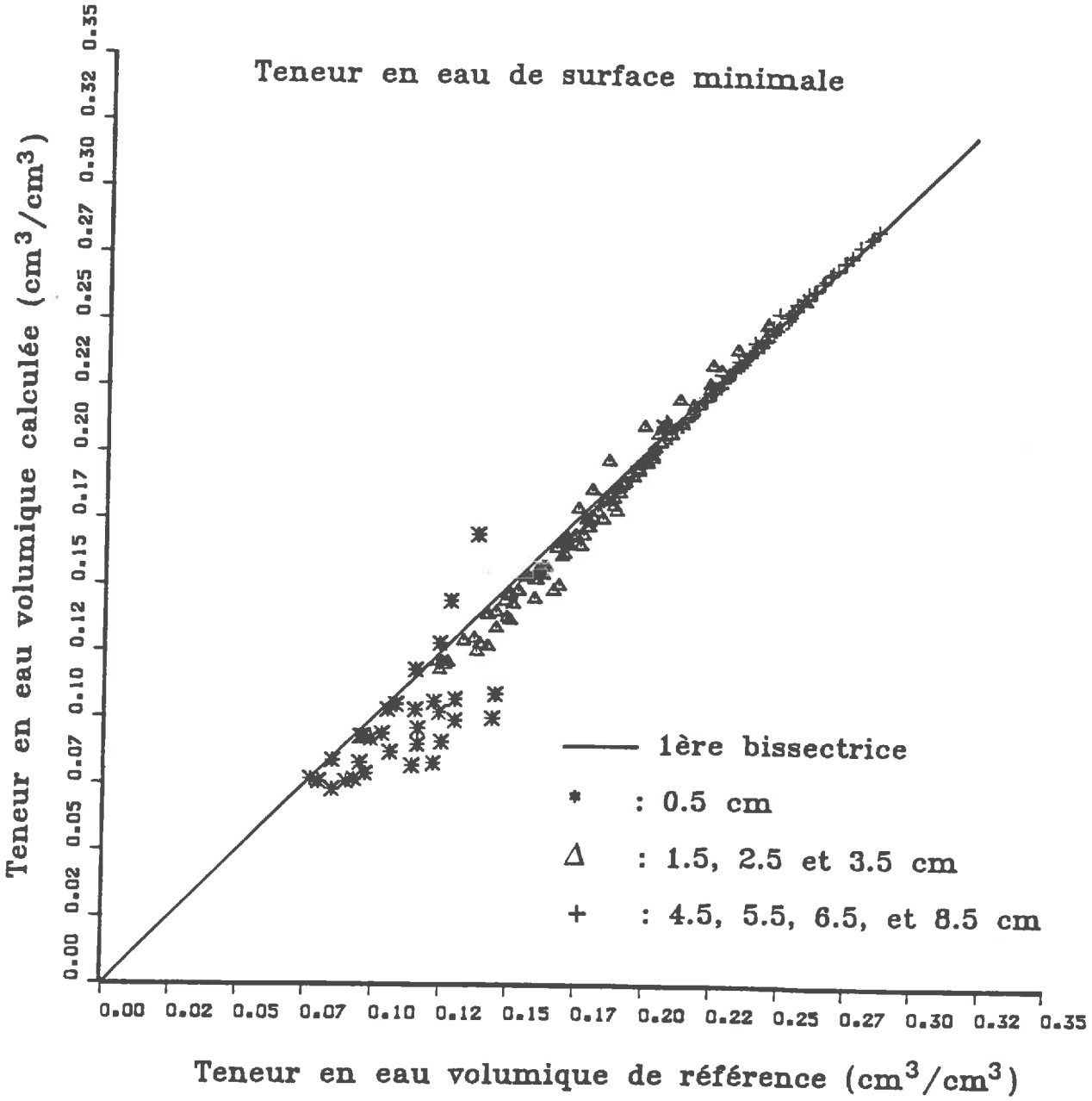


Figure 92c Comparaison entre les teneurs en eau volumiques calculées lorsque la teneur en eau minimale journalière à la surface du sol est utilisée comme conditions à la limite et celles correspondant au modèle de référence (profondeurs : 0.5, 1.5, 2.5, 3.5, 4.5, 5.5, 6.5 et 8.5 cm).

2. PHASE D'EVAPORATION ET D'INFILTRATION

Pour tester la sensibilité du modèle liée à la fréquence et à la répartition des teneurs en eau de surface dans le cas de phases d'évaporation et d'infiltration, nous avons simulé un jeu de données de teneurs en eau de surface de référence (Fig. 93) où apparaissent 2 phases de pluie. En sélectionnant ensuite dans ce jeu de données simulées de référence des situations variant aussi bien par le nombre de mesures de la teneur en eau de surface disponibles que par leur localisation au cours du temps (Tab. 26), nous avons pu ainsi comparer les bilans hydriques estimés dans chaque cas (évaporation cumulée et infiltration cumulée) avec le bilan hydrique de référence.

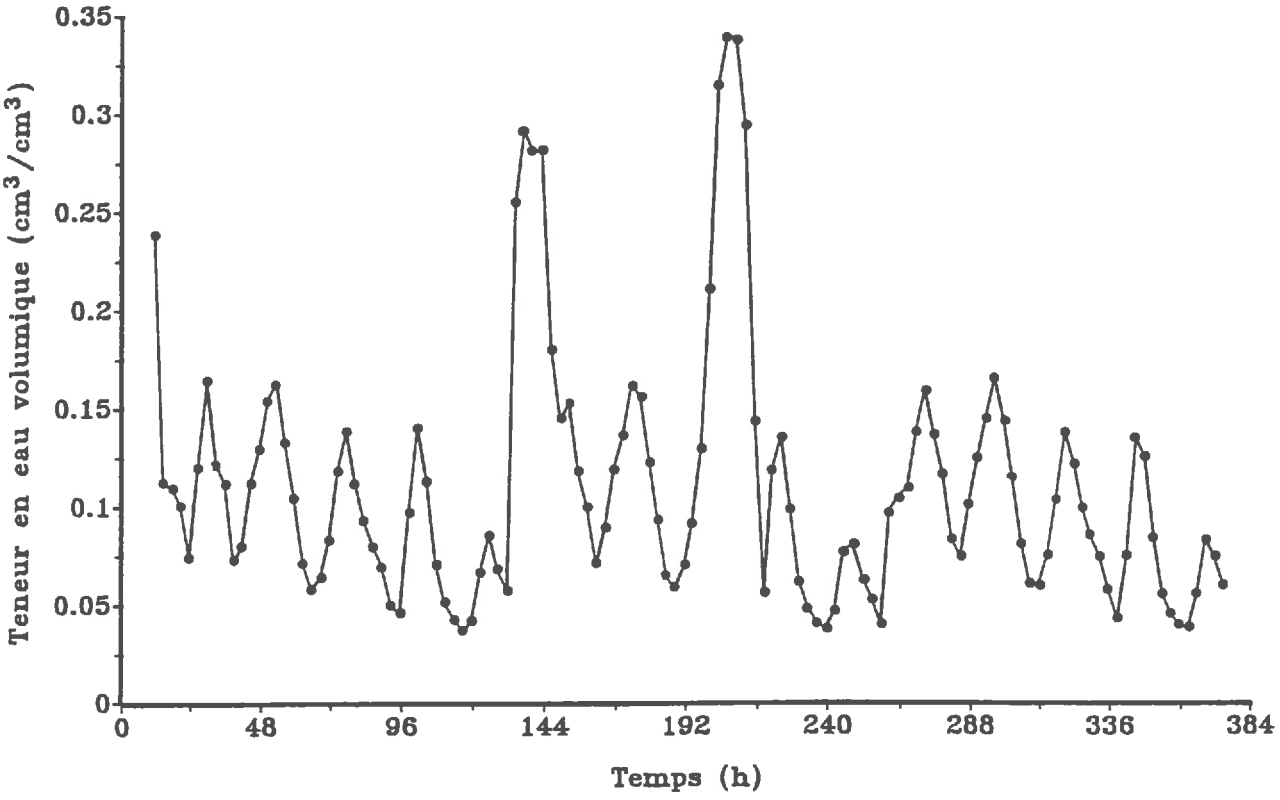


Figure 93 Teneur en eau de surface (z = 0) imposée (phase d'évaporation et d'infiltration)

Tableau 26 Fréquence et localisation des mesures de teneurs en eau de surface utilisées comme conditions à la limite supérieure (15 jours de simulation).

Fréquence (heures)	Nombre total de données	Localisation dans le temps	Numéro du cas
6	59	12h00	1
6	60	15h00	2
12	30	12h00	3
12	31	18h00	4
24	15	12h00	5
24	16	18h00	6
48	8	12h00	7
48	8	18h00	8
72	6	12h00	9
72	6	18h00	10
96	4	12h00	11
96	4	18h00	12

Notons que dans ce paragraphe, nous nous plaçon dans le cadre du modèle de transferts simplifié (transferts en phase liquide en conditions isothermes, équation de Richards). Nous nous situons ainsi dans un cas relativement réaliste où seule la caractérisation hydrodynamique de la parcelle est connue.

Les Figures 94a (pas de temps de 6 heures à 12 heures), 94 b (pas de temps de 24 heures à 48 heures) et 94c (pas de temps de 72 heures à 96 heures) montrent les résultats du bilan hydrique obtenus pendant 15 jours de simulation.

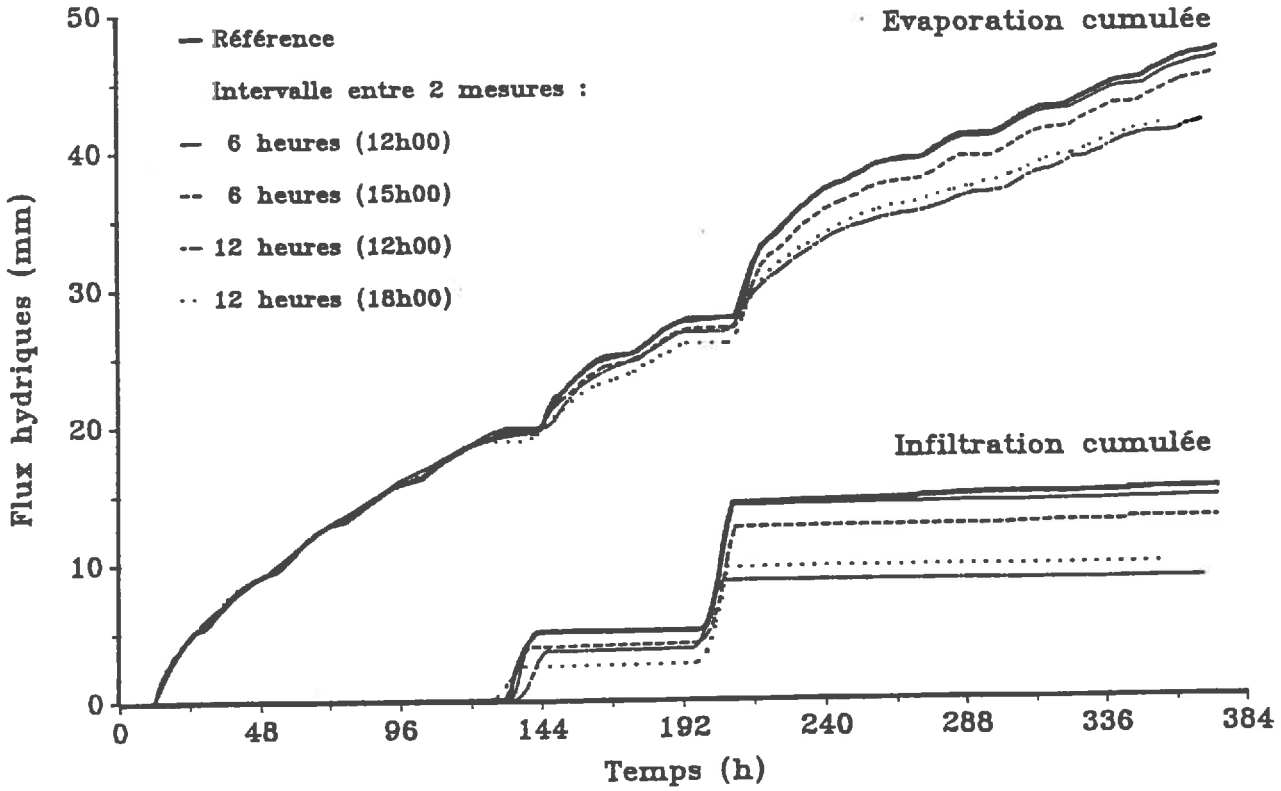


Figure 94a Evaporation et infiltration cumullées pour différentes mesures de teneur en eau de surface disponibles au cours du temps (Tab. 26) et modèle de référence.

Les principales remarques que l'on peut faire à l'issue de cette analyse sont les suivantes :

1. Sur l'ensemble des 12 simulations présentées, 2 situations (1 et 2) restituent de façon réaliste le bilan hydrique de référence. Ces situations correspondent d'ailleurs à 4 mesures par jour, ce qui est tout à fait considérable et peu réaliste.

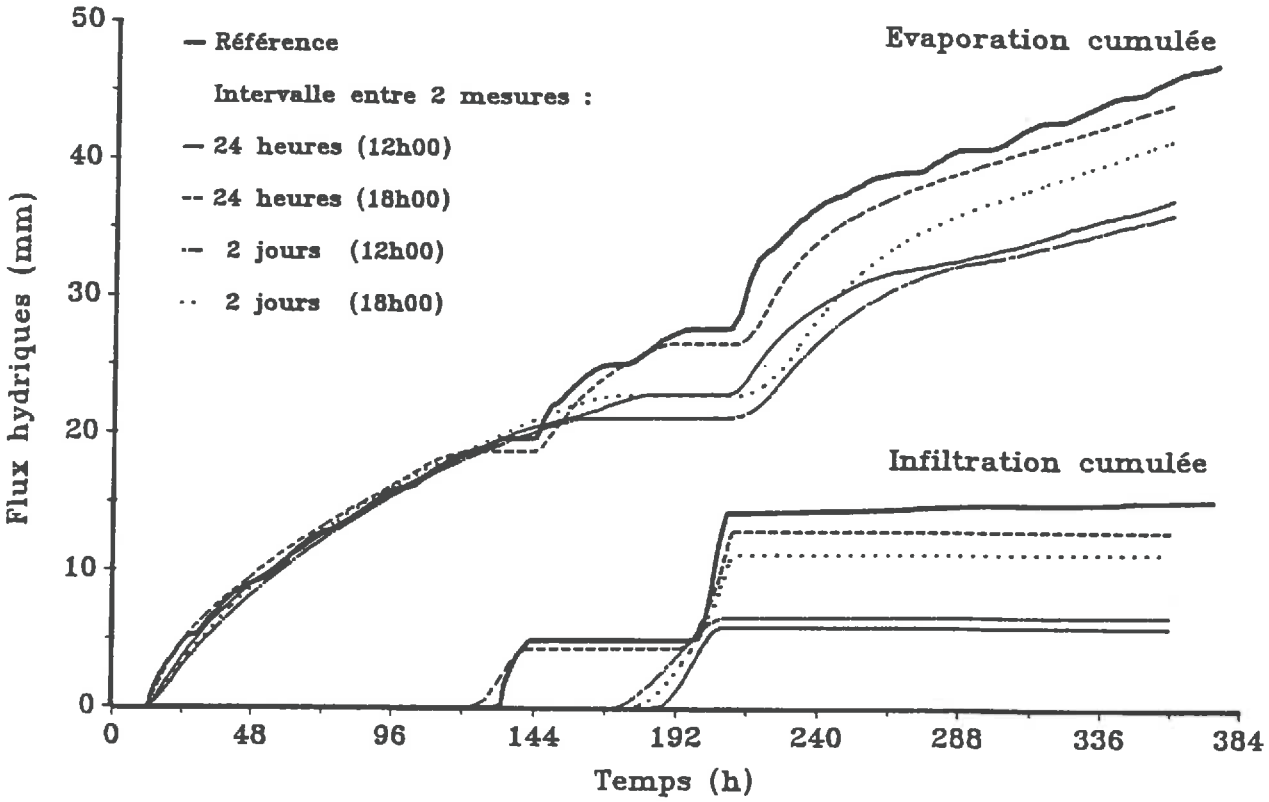


Figure 94b Evaporation et infiltration cumullées pour différentes mesures de teneur en eau de surface disponibles au cours du temps (Tab. 26) et modèle de référence.

2. Les autres situations (3 à 12) présentent des distorsions plus ou moins marquées par rapport au résultat de référence. On remarquera d'ailleurs que c'est bien la combinaison du nombre de mesures au cours du temps et de leur localisation qui est essentielle et non pas leur seul nombre : il est ainsi possible d'obtenir de meilleurs résultats avec une mesure par jour (cas 6) qu'avec 2 mesures par jour (cas 3).

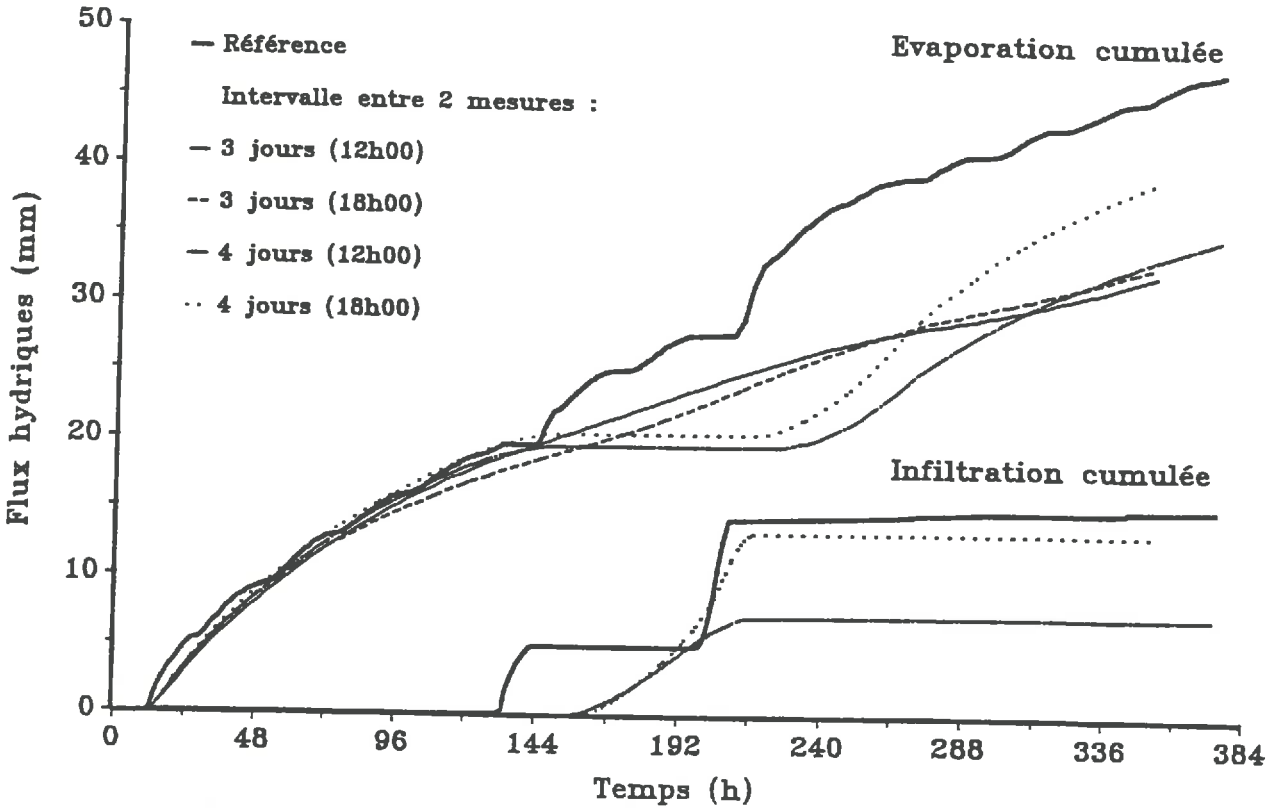


Figure 94c Evaporation et infiltration cumullées pour différentes mesures de teneur en eau de surface disponibles au cours du temps (Tab. 26) et modèle de référence.

3. Enfin, on remarque que dans les cas où peu de mesures sont disponibles, certaines simulations (cas 9 et 10) restituent une infiltration cumulée nulle, et correspondent ainsi à une séquence apparemment purement évaporative. On aboutit ainsi à des bilans hydriques totalement erronées sur une période de 15 jours, en l'absence de toute information supplémentaire.

CONCLUSION

Dans ce chapitre, nous avons analysé le rôle de la répartition des mesures de la teneur en eau de surface disponibles au cours du temps sur l'estimation du bilan hydrique sur sol nu. Rappelons que nous avons travaillé ici directement à partir de teneurs en eau de surface et non à partir de coefficients de rétrodiffusion radar (σ_0).

En phase d'évaporation, il apparaît qu'une estimation **moyenne journalière** de la teneur en eau de surface est suffisante pour restituer un bilan hydrique peu ou pas biaisé par rapport à la situation de référence. Par contre, dans le cas plus général et plus réaliste de succession de phases d'nfiltration et d'évaporation, le risque d'erreurs importantes dans l'estimation du bilan hydrique est loin d'être négligeable. On peut ainsi **"laisser passer" complètement des phases d'infiltration** dans le cas de mesures peu fréquentes et mal localisées par rapport aux pluies. Ainsi, il faut alors envisager d'inclure des informations supplémentaires (température de surface, albédo, etc.....) si l'on veut être capable de limiter les risques d'erreurs dans l'estimation du bilan hydrique sur sol nu.

Les mesures hyperfréquences constituent donc un moyen d'estimation du bilan hydrique qui est loin d'être inintéressant mais qui nécessite probablement le couplage avec des mesures complémentaires si l'on veut disposer d'un outil de prévision suffisamment général.

CONCLUSION GENERALE

Le travail présenté aborde différents thèmes en essayant de conserver un point de vue unique : ***celui du modélisateur ayant à sa disposition un modèle de transferts hydriques et une caractérisation de la surface du sol par télédétection et qui cherche à prévoir, à partir de ces 2 "outils", le bilan hydrique d'un sol nu.*** Ce souci du couplage de 2 "outils" de natures différentes nous semble indispensable dès que l'on cherche à dépasser le stade purement descriptif de l'utilisation de la télédétection. Ce couplage est–il réaliste ? En particulier, n'y–a–t–il pas contradiction entre une mesure spatiale qui intègre une surface de grande dimension et des modèles mécanistes qui, sans être purement "locaux", sont difficiles à mettre en oeuvre sur de grandes surface ? La contradiction peut être levée :

- d'une part, par la constatation que la plupart du système de mesures par télédétection cherchent toujours à réduire la taille du pixel élémentaire,

- d'autre part, en considérant le couplage entre mesures télédétectées et modèles de transferts déterministes dans **des situations types, sur un nombre limité de parcelles représentatives d'un type de sol et d'un climat**, pour lesquelles un calage préliminaire complet du modèle de transfert utilisé est indispensable.

Dans une première partie, en combinant une approche théorique déterministe et une approche expérimentale *in situ*, nous avons validé **un modèle de transferts couplés d'eau et de chaleur**, fonctionnant en évaporation ou en infiltration. Sur le plan théorique comme sur le plan expérimental, cette approche est lourde mais nous semble indispensable si l'on veut travailler par la suite dans des conditions de simulation suffisamment rigoureuses. Rappelons un certain nombre de points importants apparus au cours de ce travail de modélisation :

(i) La détermination complète, et sur une large gamme, des coefficients de transferts est difficile, voire impossible : ceci est

particulièrement vrai pour la conductivité hydraulique en milieu non saturé qui apparaît comme étant **le facteur limitant** crucial pour la modélisation de transferts hydriques.

(ii) D'un point de vue de la physique du sol en général, certains points remarquables méritent une attention particulière : à titre d'exemples, on rappellera les questions théoriques soulevées lors de l'estimation de la conductivité thermique *in situ*, le rôle prépondérant de la phase gazeuse dans les phénomènes évaporatifs sur sols nus en conditions sèches, et paradoxalement, la similarité des modèles de tranferts couplés (eau et chaleur) ou non couplés (eau) quant à leurs flux globaux lorsqu'on utilise comme conditions aux limites une condition portant sur une variable d'état et non sur un flux. Ce dernier point nous semble important puisqu'il permet d'envisager de façon raisonnable le couplage des mesures hyperfréquences avec des modèles déterministes simplifiés (équation de Richards) plus faciles à utiliser que le modèle de transferts couplés d'eau et de chaleur.

Dans une deuxième partie, nous avons concentré notre travail sur la signification physique du terme **"humidité de surface"** accessible par des mesures hyperfréquences. La mesure hyperfréquence concernant **toujours** une épaisseur de sol donnée – et variable selon l'humidité du sol et la forme du profil hydrique – nous avons montré que l'estimation de la teneur en eau de surface par télédétection hyperfréquence ne pouvait être qu'indirecte et nous avons ainsi proposé un algorithme possible d'estimation de la teneur en eau de surface sur sol nu. Naturellement, la méthode proposée est accompagnée de conditions d'utilisation strictes qui limitent son champ d'application à des cas typiques (phase d'évaporation uniquement par exemple). Par ailleurs, nous avons analysé en détail les relations entre la forme du profil hydrique, la profondeur maximale de pénétration calculée et la rétrodiffusion du signal radar, puisque en conditions naturelles, les profils hydriques varient dans une large gamme.

Enfin, dans une troisième et dernière partie, nous avons porté notre attention sur 2 points qui se situent au coeur du problème du couplage entre **"télédétection et modélisation"** :

- D'une part, si l'utilisation directe d'une variable d'état comme condition à la surface du sol permet de s'affranchir de l'analyse du bilan d'énergie et des flux turbulents à la surface du sol, quelles sont les conséquences des biais et des erreurs qui entachent ces conditions à la surface du sol sur l'estimation du bilan hydrique ?

- D'autre part, quelles informations minimales au cours du temps sont nécessaires si l'on veut éviter de simuler de purs artefacts ?

Sur ces points, notre conclusion sera optimiste mais prudente. En phase purement évaporative, les différentes procédures testées amènent en général à des estimations biaisées de l'évaporation, bien qu'elles ne soient jamais aberrantes. Seule l'estimation indirecte de la teneur en eau de surface amène à des résultats satisfaisants mais un problème reste non résolu : pour utiliser cette méthode, il faut déjà savoir que l'on est en phase évaporatives· · ·. En phases successives d'évaporation et d'infiltration, la conclusion peut être plus catégorique : le principal facteur limitant réside dans **la répartition au cours du temps des mesures disponibles par rapport à la répartition des événements climatiques.** Finalement, dans tous les cas, la capacité des mesures hyperfréquences à fournir des estimations de bilans hydriques satisfaisantes à partir d'un modèle de transferts doit pouvoir être encore améliorée par adjonction d'informations supplémentaires pouvant être de nature diverse : on peut ainsi penser à des données purement météorologiques, telle que la position des pluies au cours du temps, permettant alors de **"forcer"** la teneur en eau de surface à une forte humidité entre le début et la fin de pluies. On peut également penser à tout indicateur de la réhumectation du sol (coloration, abaissement brutal de la température de surface, albédo en fonction de la teneur en eau). L'introduction d'une (ou plusieurs) de ces informations permettrait alors probablement de donner aux simulations une sûreté plus grande que celle obtenue par simple mesures hyperfréquences, surtout si peu de données sont disponibles.

Enfin, certains aspects n'ont pas été abordés dans cette thèse : quelle est la stabilité de ces résultats lorsqu'on change de type de sol ? Quels sont les effets de la prise en compte de la variabilité spatiale des principaux coefficients de transferts sur ces résultats ? Doit–on envisager l'utilisation de modèles de transferts empiriques simplifiés assurant finalement une qualité comparable des

bilans hydriques estimés ? Que faire si l'on ignore tout de la situation initiale ? Enfin, faut–il plutôt développer des travaux similaires mais prenant en compte les couverts végétaux ?

Toutes ces questions ne pouvaient naturellement être abordées simultanément et chacune justifierait probablement un travail spécifique. Pour notre part, il nous semble que le même type d'approche développée sur couverts végétaux est un axe de recherche à privilégier dans la mesure où les sols nus sont rarement des surfaces continues dans une région donnée, ou existent sur des périodes limitées.

REFERENCES ET LISTE BIBLIOGRAPHIQUES

Ahuja, L.R., J.W. Naney, R.E. Green and D.R. Nielsen. 1984. Macroporosity to aracterize spatial variability of hydraulic conductivity and effects of land management. Soil Sci. Soc. Am. J. 48:699–702.

Ahuja, L.R., J.D. Ross, R.R. Bruce and D.K. Cassel. 1988. Determining unsaturated hydraulic conductivity from tensiometric data alone. Soil Sci. Soc. Am. J. 52:27–34.

Alphonse. 1988. Extraction de paramètres d'un couvert végétal en télédétection hyperfréquence active : Méthodologie et application aux données en bande C pour l'humidité du sol et la biomasse et l'eau des couverts de soja. Thèse de L'Ecole Nationale Agronomique de Rennes, Rennes–France. 117 p.

Anonymous. 1972. Etude pédologique de reconnaissance. Société du Canal de Provence et d'Aménagement de la région provençale. Atlas No. 1, Secteur Sud–Ouest.

Arya, L.M., D.A. Farrel, G.R. Blake, 1975. A field study of soil water depletion patterns in presence of growing soybean roots : I. Determination of hydraulic properties of the soil. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 39:424–430.

Arya, L.M., J.C. Richter and J.F. Paris. 1983. Estimating profil water storage from surface zone soil moisture measurements under bare field conditions. Water Resour. Res. 19:403–412.

Autret, M. 1987. Etude de la sensibilité du signal rétrodifffusé en hyperfréquence aux paramètres caracteristiques d'un sol agricole : Humidité et Rugosité. Thèse de l'Université Paris 7, Paris–France. 231 p.

Balabanis, P. 1987. Caractérisation thermique des sols partiellement saturés. Application à la prédiction "*in situ*" du gel des couches de surface. Thèse de l'Université scientifique, technologique et médicale de Grenoble, Grenoble–France. 154 p.

Bard, Y. 1974. Nonlinear parameter estimation. Academic Press. New York.

Becker, F. 1978. Fondamental Physic of Remote Sensing. *In* Mathematical and Physical principles of remote sensing, 1–107. Summer School of Space Physics, Strasbourg, 18 August–15 September 1978, CNES–France.

Bel–Haj, Y. 1987. Liaison série entre la centrale SAM 60A et un micro–ordinateur. Document interne de la Station de Sciences du Sol, INRA Centre de Recherches d'Avignon.

Bernard, R., M. Vauclin and D. Vidal–Madjar. 1981. Possible use of active micro–wave remote sensing data for prediction of regional evaporation by numerical simulation of soil water movement in the unsaturated zone. Water Resour. Res., 17:1603–1610.

Bernard, R., Ph. Martin, J.L. Thony, M. Vauclin and D. Vidal–Madjar. 1982. C–Band radar for determining surface soil moisture. Remote Sens. Environ. 12:189–200.

Bernard, R., J.V. Soares and D. Vidal–Madjar. 1986. Differential bare field drainage properties from airborn micro–wave observation. Water Resour. Res. 22:869–875.

Bernard, R., O. Taconet, D. Vidal–Madjar, J.L. Thony, M. Vauclin, A. Chapoton, F. Wattrelot, and A. Lebrun. 1984. Calibration of three *in situ* surface soil moisture measurements and application to C–Band Scatterometer calibration. IEEE. Trans. Geosci. Remote Sens. GE–22:388–394.

Bertuzzi, P., L. Bruckler, Y. Gabilly and J.C. Gaudu. 1987a. Calibration and error analysis of gamma–ray probe for the *in situ* measurement of dry bulk density. Soil Sci. 144(6):425–436.

Bertuzzi, P., L. Bruckler et C. Gros. 1987b. Régression linéaire avec erreur sur les variables : application à l'étalonnage d'un gammadensimètre à transmission et d'un humidimètre à neutrons. Agron. 7:507–515.

Bories, S., P. Crausse, G. Bacon and R. Gaudu. 1978. Etude expérimentale et simulation numérique des transferts de chaleur et de masse en milieu poreux. 6ème Congrés International des transferts de chaleur et de masse. Toronto. pp 317–321.

Bradley, G.A. and F.T. Ulaby. 1981. Air–craft Radar Response to Soil Moisture. Remote Sens. Environ. 11:419–438.

Brakke, T.W., E.T. Kanemasu, J.L. Steiner, F.T. Ulaby and Ed. Wilson. 1981. Micro–wave Radar Response to canopy moisture, leaf area index and dry weight of wheat, corn and sorghum. Remote Sens. Environ. 11:207–220.

Bruckler, L., P. Bertuzzi, J.C. Gaudu, Y. Brunet, A. Passerat de Silans, P. Balabanis, J.L. Thony et M. Vauclin. 1987a. Transferts de masse et de chaleur entre le sol et l'athmosphère : Comparaison entre modélisation et expérience *in situ*. Comptes–rendus des travaux effectués dans le cadre de l'action thématique programmée "eau".21–70. I.N.R.A. Paris.

Bruckler, L., P. Renault and F. Aries. 1987b. Laboratory estimation of apparent soil thermal conductivity using a numerical approach. Soil Sci. 143:387–397.

Bruckler, L., B.C. Ball and P. Renault. 1988. Laboratory estimation of gas diffusion coefficient and effective porosity in soil. Soil Sci. (forthcoming)

Brunet, Y. 1984. Modélisation des échanges sol nu–atmosphère : Essai de validation locale et influence de la variabilité spatiale du sol. Thèse de l'Université Scientifique et Médicale et de l'Institut National Polytechnique de Grenoble. Grenoble–France. 201 p.

Camillo, P.J., R.J. Gurney and T.J. Schmugge. 1983. A soil and atmosphere boundary layer model for evapotranspiration and soil moisture studies. Water Resour. Res. 19:371–380.

Camillo, P.J. and R.J. Gurney. 1986. A resistance parameter for bare–soil evaporation models. Soil Sci. 141(2):95–105.

Campbell, G.S. 1974. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. Soil Sci. 117:311–314.

Choudhury, B.J. and R.E. Golus. 1988. Estimating soil wetness using satellite data. Int. J. Remote Sensing. 9:1251–1257.

Cihlar, J. 1975. Soil moisture and temperature regimes and their importance to micro–wave remote sensing of soil water. Ph. D. Thesis Kansas Univ. USA.

Cihlar, J. and F.T. Ulaby. 1975. Microwave remote sensing of soil water content. NASA Contact NAS 9–14052, Kansas Univ. RSL Tech. Rep. 264–6.

Clapp, R.B. and G.M. Hornbeger. 1978. Empirical equation for some soil hydraulic properties. 1978. Water Resour. Res. 14:601–604.

Deardorff, J.W. 1978. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. J. Geophys. Res. 83:1889–1903.

Dobson, M.C. and F.T. Ulaby. 1981. Micro–wave backscatter dependence on surface roughness. soil moisture and soil texture : part III – Soil tension. IEEE. Trans. Geosci. Remote Sens. GE–19:51–61.

Dobson, M.C., F.T. Ulaby, M.T. Hallikainen and M.A. El–Rayes. 1985. Micro–wave Dielectric behavior of wet soil–Part II : Dielectric mixing models. IEEE. Trans. Geosci. Remote Sens. GE–23:35–46.

Delhomme, J.P. 1976. Application de la théorie des variables régionalisées dans les sciences de l'eau. Thèse de l'Université Pierre et Marie Curie (Paris 6), Paris–France.

Fluhr, M.A. 1981. Etude de l'influence des propriétés géométriques de surface de sol nu sur la réflectivité radar. Thèse de l'Université Paul Sabatier, Toulouse–France, 71 p.

Fritton, D.D., D. Kirkham and R.H. Shaw. 1970. Soil water evaporation, isothermal diffusion, and heat and water transfer. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 34:183–189.

Green, W.H. and G.A. Ampt. 1911. Studies of soil physics. I. The flow of air and water through soils. J. Agric. Sci., 4:1–24.

Hallikainen, M.T., F.T. Ulaby, M.C. Dobson, M.A. El–Rayes and L.K. Wu. 1985. Microwave dielectric behavior of wet soil, Part I : Empirical models and experimental observations. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 23:25–34.

Havarkamp, R., M. Vauclin and G. Vauchaud. 1984. Error analysis estimating soil water content from neutron probe measurements : 1. Local standpoint. Soil Sci. 137:78–90.

Hechinger, E. 1979. Contribution à l'interprétation de données de télédétection : Étude d'un modèle thermique de sol et de son emploi pour la réalisation d'images de télédétection dans le visible et l'infrarouge thermique. Thèse de l'Université Louis Pasteur. Strasbourg–France. 125 p.

Herkelrath, W.N. 1981. Comment on 'Analysis of water and heat flow in unsaturated–saturated porous media' by Marios Sophocleous. Water Resour. Res. 17:255.

Higuchi, M. 1984. Numerical simulation of soil–water flow during drying in a nonhomogeneous soil. J. Hydrol. 71:303–334.

Hillel, D., V.D. Krentos and Y. Stylianou. 1972. Procedure and test an internal drainage methode for measuring soil hydraulic characteristics *in situ.* Soil Sci. 114:395–400.

Hillel, D. 1980. Application of Soil Physics. Academic Press, New York. 385 p.

Hirosawa, H., S. Komimaya and A.Y. Matsuzaka. 1978. Cross–polarized radar backscatter from moist soil. Remote Sens. Environ. 7:211–217.

Hoton, R., P.J Wierenga and D.R. Nielsen. 1983. Evaluation of methods for determining the apparent thermal diffusivity of soil near the surface. Soil Sci. Soc. Am. J. 47:25–32.

Hoton, R. and P.J Wierenga. 1984. The effect of column wetting on soil thermal conductivity. Soil Sci. 138:102–107.

Horton, R.E. 1940. An approach toward a physical interpretation of infiltration capacity. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 5:399–417

Idso, S.B., R.J. Reginato, R.D. Jackson, B.A. Kimball and F.S. Nakayama. 1974. The three stages of drying of field soil. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 38:831–835.

Jackson, R.D. 1972. On the calculation of hydraulic conductivity. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 36:380–382.

Jackson, R.D., B.A. Kimball, R.J. Reginato.and F.S. Nakayama. 1973. Diurnal Soil–Water evaporation : Time–depth–flux patterns. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 37:505–509.

Jackson, R.D., R.J. Reginato, B.A. Kimball, and F.S. Nakayama. 1974. Diurnal Soil–Water evaporation : Comparison of measured and calculated Soil–Water fluxes. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 38:861–866.

Jackson, T.J. and P.E. O'Neill. 1985. Air–craft scatterometer observations of soil moisture on rangelands watersheds. Int. J. Remote Sens. 6:1135–1152.

Jury, W.A. and E.E. Miller. 1974. Measurement of the transport coefficients for coupled flow of heat and moisture in a medium sand. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 38:551–557.

Kay, R.B. and P.H. Groenvelt. 1974. Thermal property estimation utilizing the Laplace Transformation with application to asphaltic pavement. Int. J. Heat Masse Transfert. 20:259–267.

Kim,. Y.S., R.K. Moore. K. Soofi and J.E. Bare. 1981. Surface–base Radar Scatterometer study of Kansas Rangeland. Remote Sens. Environ. 11:253–266.

Kobayashi,. T. and H. Hirosawa. 1985. Measurement of radar backscatter from rough soil surface using linear and circular polarizations. Int. J. Remote Sens. 6:345–352.

Kostiakov, A.N. 1932. On the dynamics of the coefficient of water percolation in soils and the necessity of studying it from a dynamic point of view for proposes of amelioration. Trans. Com. Int. Soc. Soil Sci., 6th, Moscow, Part A:17–21.

Lai, S.–H., J.M. Tiedje and A.R. Erickson. 1976. *In situ* Measurement of gas diffusion coefficient in soil. Soil Sci. Soc. Am. J. 40:3–6.

Lascano, R.J. and C.H.M. van Bavel. 1983. Experimental verification of a model to predict soil moisture and temperature profiles. Soil Sci. Soc. Am. J. 47:441–448.

Le Toan, T. 1982. Active micro–wave signature of soil and crops. Significant results of three years experiments. Int. Geosci. Remote Sens. Symp. IGARSS'82. Munich, RFA.

Lopez, A. 1983. Etudes expérimentale et théorique de l'atténuation et de la rétrodiffusion des micro–ondes par un couvert de blé. Application à la télédétection. Thèse de l'Université Paul Sabatier de Toulouse. Toulouse–France. 129 p.

Luikov, A.V. 1966. Heat and masse transfert in capillary porous bodies. Pergamon Press, London 523 p.

Milly, P.C.D. 1982. Moisture and heat transport in hysteretic, inhomogeneous media : A matric heatbased formulation and numerical model. Water Resour. Res. 18:489–498.

Milly, P.C.D. 1984a. A Linear analysis of thermal effects on evaporation from soil. Water Resour. Res. 20(8):1075–1085.

Milly, P.C.D. 1984b. A Simulation Analysis of thermal effects on evaporation from soil. Water Resour. Res. 20(8):1087–1098.

Monnier, G., P. Stengel et J.C. Fies. 1973. Une méthode de mesures de la densité apparente de petits agglomérats terreux. Application à l'analyse des systèmes de porosité du sol. Ann. Agron. 24(5):533–545.

Mualem, Y. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. Water Resour. Res. 12:513–522.

Newton, R.W., J.F. Paris and B.V. Clark. 1983. A micro–wave system approach to measuring root zone soil moisture. NASA STAR(USA). Tech. Rep. 13. 69p.

Parlange, J.–Y. 1972. Theory of water movement in Soil : 8. One dimensional infiltration with constant flux at the surface. Soil Sci. 114:1–4.

Passerat de Silans, A. 1986. Transferts de masse et de chaleur dans un sol stratifié soumis à une excitation atmosphérique naturelle. Comparaison : Modèle–Expérience. Thèse de l'Institut National Polytechnique de Grenoble. Grenoble–France, 205 p.

Passerat de Silans, A., L. Bruckler, J.L. Thony and M. Vauclin. 1988. Numerical modelisation of coupled heat and water flows during drying in stratified bare soil : Comparison with field observations. J. Hydrol. (forthcoming).

Pausader, M. 1982. Contribution à la télédetection hyperfréquence : Etude des relations entre la réflectivité radar et l'humidité du sol. Thèse de l'Université Paul Sabatier, Toulouse–France. 145 p.

Penman, H.L. 1947. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. Roy. Soc. Agron., 26:1–18.

Philip, J.R. 1957. The theory of infiltration : 1. The infiltration equation and its solution. Soil Sci. 84:257–357.

Philip, J.R. and D.A. De Vries. 1957. Moisture movement in porous materials under temperature gradients. Trans. Ann. Geophys. Union, 38:222–232.

Philip, J.R. 1973. On Solving the unsaturated flow equation : 1. The flux–concentration relation. Soil Sci. 116:328–335.

Philip, J.R. and J.H. Knight. 1974. On Solving the unsaturated flow equation : 3. New quasi–analytical technique. Soil Sci. 117:1–13.

Prevot, L., R. Bernard, O. Taconet and D. Vidal–Madjar. 1984. Evaporation from a bare soil evaluated using a soil water transfer model and remote sensed surface soil moisture data. Water Resour. Res. 20:257–265.

Price, J.C. 1980. The potential of remotely sensed thermal infrared data to infer surface soil moisture and evaporation. Water Resour. Res. 16:787–795.

Recan, M. 1982. Modélisation mathématique du comportement thermique et hydrique d'un sol nu. Application à la télédétection dans l'infra–rouge. Thèse de l'Institut National Polytechnique de Toulouse. Toulouse–France, 98 p.

Rosema, A. 1975. Simulation of thermal behaviour of bare soil for remote sensing purpose. *In* "Heat and mass transferts in biosphere" : Ed. De Vries D.A. and H.H. Afgan. p 109–135.

Renault, P. 1988. Etude et modélisation du coefficient de diffusion en phase gazeuse en fonction da la morphologie de l'espace poral textural des sols cultivés. Thèse de l'Institut National Polytechnique de Toulouse. Toulouse–France. 325 p.

Sasamori, T. 1970. A numerical study of atmospheric and soil boundary layer. J. Atmos. Sci. 27:1123–1137.

Saugier, B. 1974. Transports de C02 et de vapeur d'eau à l'interface végétation–atmosphère. Interaction du microclimat avec le comportement physiologique de plantes prairiales. Thèse de l'Université des Sciences et Tech du longuedoc. Monpellier–France. 155 p.

Sawhney, B.J., J.–Y. Parlange and N.C. Turner. 1976. Determination of Soil–water diffusivity for anisotropic stratified soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 40:7–9.

Schieldge, J.P., A. B. Kahle and R.E. Alley. 1982. A Numerical Simulation of soil temperature and moisture variation for bare field. Soil Sci. 133:197–207.

Schmith, W.O. 1942. The thermal conductivity of dry soil. Soil Sci. 53:435–459.

Soares, J.V. 1986. Caractéristiques spatiales et temporelles d'une région agricole observée à l'aide d'un diffusiomètre en hyperfréquences et d'un radiomètre dans l'infrarouge thermique aeroportés. Thèse de l'Université Paris VI. Paris–France. 147 P.

Soares, J.V., R. Bernard, O. Taconet, D. Vidal–Madjar and A. Weill. 1988. Estimation of bare soil evaporation from airborne measurements. J. Hydrol. 99:281–296.

Soer, G.J.R. 1980. Estimation of regional evaporation and soil moisture conditions using remotely sensed crop surface temperatures. Remote Sens. Environ. 9:27–45.

Sophocleous, M. 1979. Analysis of water and heat flow in unsaturated–saturated porous media. Water Resour. Res. 15:1195–1206.

Stengel, P. 1984. Analyse de la porosité. Séminaire CEE–Agrimed. Avignon 14–15 Mars 1983. 54p.

Stengel, P., Y. Gabilly, P. Bertuzzi, J.C. Gaudu et A. Brifault. 1986. La double sonde gamma LPC–INRA. Définition, experimentation et utilisation en agronomie. Bull. Liaison Lab. Pont Chaussées 14:109–119.

Touma, J. 1984. Etude critique de la caractérisation hydrodynamique des sols non saturés : Rôle de l'air, influence de l'écoulement multidimensionnel de l'eau. Thèse de l'Université Scientifique et Médicale et de l'Institut National Polytechnique de Grenoble. Grenoble–France. 190 p.

Ulaby, F.T. 1974. Radar Measurement of Soil moisture content. IEEE. Trans. Antenna Propag. AP–22:257–265.

Ulaby, F.T., J. Cihlar and R.K. Moore. 1974. Active micro–wave measurement of soil water content. Remote Sens. Environ. 3:185–203.

Ulaby, F.T., P.P. Batlivala and M.C. Dobson. 1978. Micro–wave backscatter dependance on surface roughness, soil moisture and soil texture: part I–Bare soil. IEEE. Trans. Geosci. Electron. GE–16:286–295.

Ulaby, F.T., R.K. Moore and A.K. Fung. 1982. Microwave remote sensing, active and passive. Volume II : Radar remote sensing and surface scattering and emmision theory. Addison Wesley Publishing CO. INC. Massachusetts USA.

Vachaud, G., C. Dancette, S. Sonko et J.L. Thony. 1978. Méthode de caractérisation hydrodynamique *in situ* d'un sol non saturé. Application à deux types de sol du Sénégal en vue de la détermination des termes du bilan hydrique. Ann. Agron. 21:1–36.

Van Bavel, C.H.M. and D. Hillel. 1976. Calculating potential and actual evaporation from a bare soil surface by simulation of concurrent flow of water and heat. Agric. Meteor. 17:453–476.

Van Genuchten, M.Th. 1980. A close form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 44:892–898.

Vauclin, M. 1982. Méthodes d'étude de la variabilité spatiale des propriétés d'un sol. *In* Variabilité spatiale des processus de transfert dans le sol : 9–43. Les Colloques de l'INRA. I.N.R.A. Paris.

Vauclin, M., R. Haperkamp and G. Vachaud. 1984. Error analysis in estimating soil water content from neutron probe measurements : 2. Spatial standpoint. Soil Sci. 137:141–148.

Vauclin, M. et G. Vachaud. 1987. Caractérisation hydrodynamique des sols : Analyse simplifiée des essais de drainage interne. Agron. 7:647–655.

Wilheit, T.T. 1978. Radiative transfer in a plane stratified dielectric. IEEE Trans. Geosci. Electron. GE–16: 138–143.

ANNEXES

Annexe 1. Relations physiques de base pour le modèle de transferts couplés d'eau et de chaleur

Description	Unité
Tension superficielle de l'eau : $\sigma_{aw}(T) = [(-0.15301 \cdot T) + 117.528] \cdot 10^{-3}$	(N/m)
Viscosité de l'eau : $\mu(T) = 1.0681 \cdot 10^{-3} \cdot \exp(-0.02372 \cdot T)$	(m^2/s)
Conductivité hydraulique généralisée : $K(h,T) = \frac{\mu(T_0)}{\mu(T)} \cdot K(h)$	(m/s)
Potentiel matriciel de l'eau généralisé : $h(\theta,T) = [\frac{\sigma_{aw}(T)}{\sigma_{aw}(T_0)} \cdot h(\theta)$	(m)
Chaleur latente de vaporisation : $\Gamma_{hv}(T) = 2.502 \cdot 10^6 - 1.957 \cdot (T-273)$	(J/kg)
Pression de vapeur saturante : $p_{vs}(T) = 4.063 \cdot 10^{-5} \cdot \exp(0.0609 \cdot T)$	(N/m^2)
Coefficient de diffusion de vapeur d'eau dans l'air : $D_{va} = 0.239 \cdot 10^{-4} \cdot [(T/281)^{1\,88}]$	(m^2/s)
Relation de Kelvin : $p_v(h,T) = p_{vs}(T) \cdot \exp[\frac{M_w \cdot g \cdot h(\theta,T)}{(R \cdot T)}]$	

Annexe 2. Maillage utilisé pour la discrétisation du système

Numéro du noeud	Profondeur (m)	Numéro du noeud	Profondeur (m)
1	0.0000	21	0.0650
2	0.0005	22	0.0750
3	0.0010	23	0.0850
4	0.0020	24	0.1000
5	0.0030	25	0.1200
6	0.0040	26	0.1400
7	0.0050	27	0.1700
8	0.0060	28	0.2000
9	0.0070	29	0.2500
10	0.0080	30	0.3000
11	0.0100	31	0.3500
12	0.0150	32	0.4000
13	0.0200	33	0.5000
14	0.0250	34	0.6000
15	0.0300	35	0.7000
16	0.0350	36	0.8000
17	0.0400	37	0.8500
18	0.0450	38	0.9000
19	0.0500	49	0.9500
20	0.0550	50	1.0000

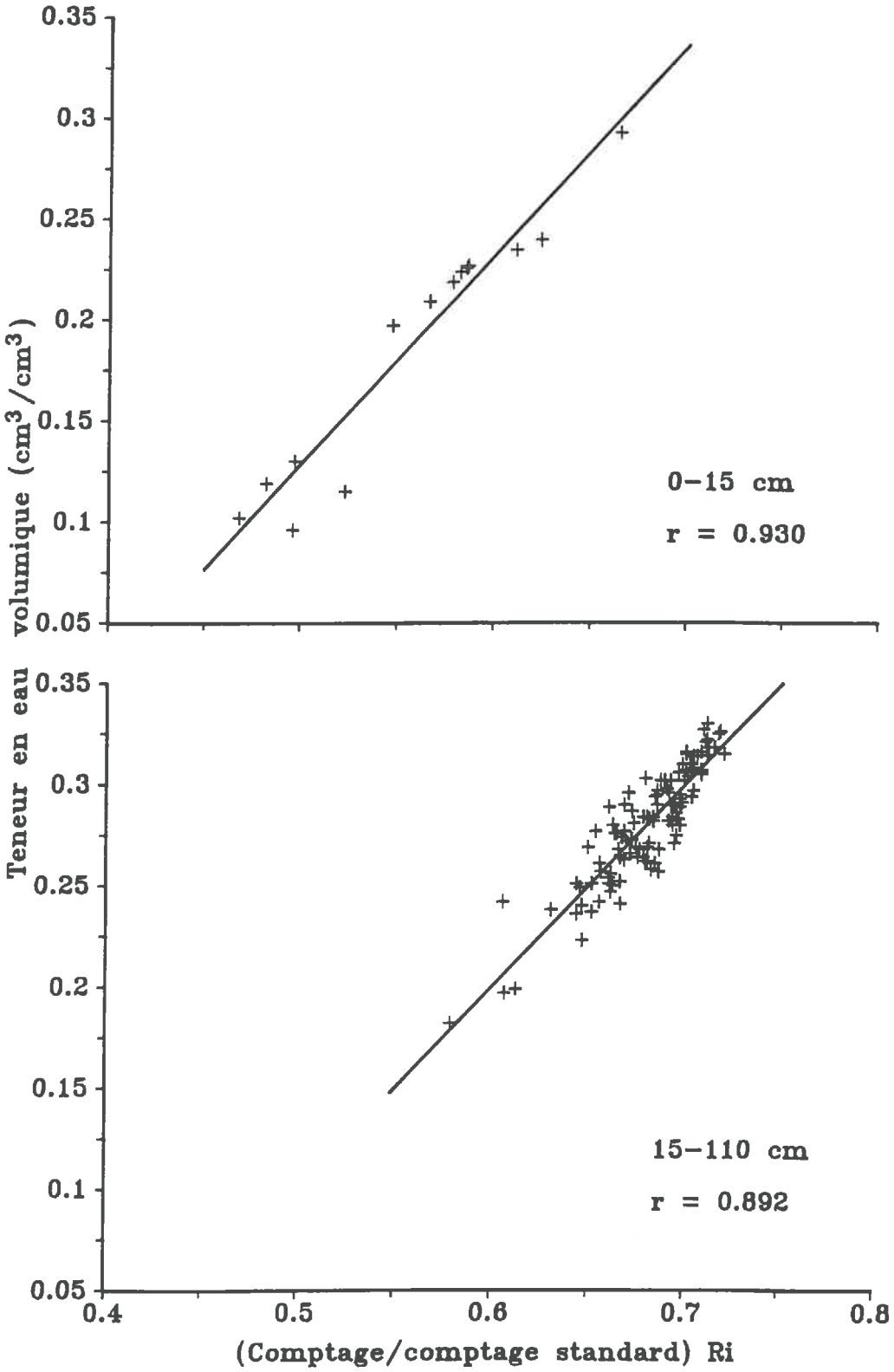
Annexe 3. Composition minéralogique du sol étudié

Composante	Teneur (%)
Quartz	39
Calcite	40
Dolomite	4
Feldspaths	5
Chlorite	8
Illite–mica	6

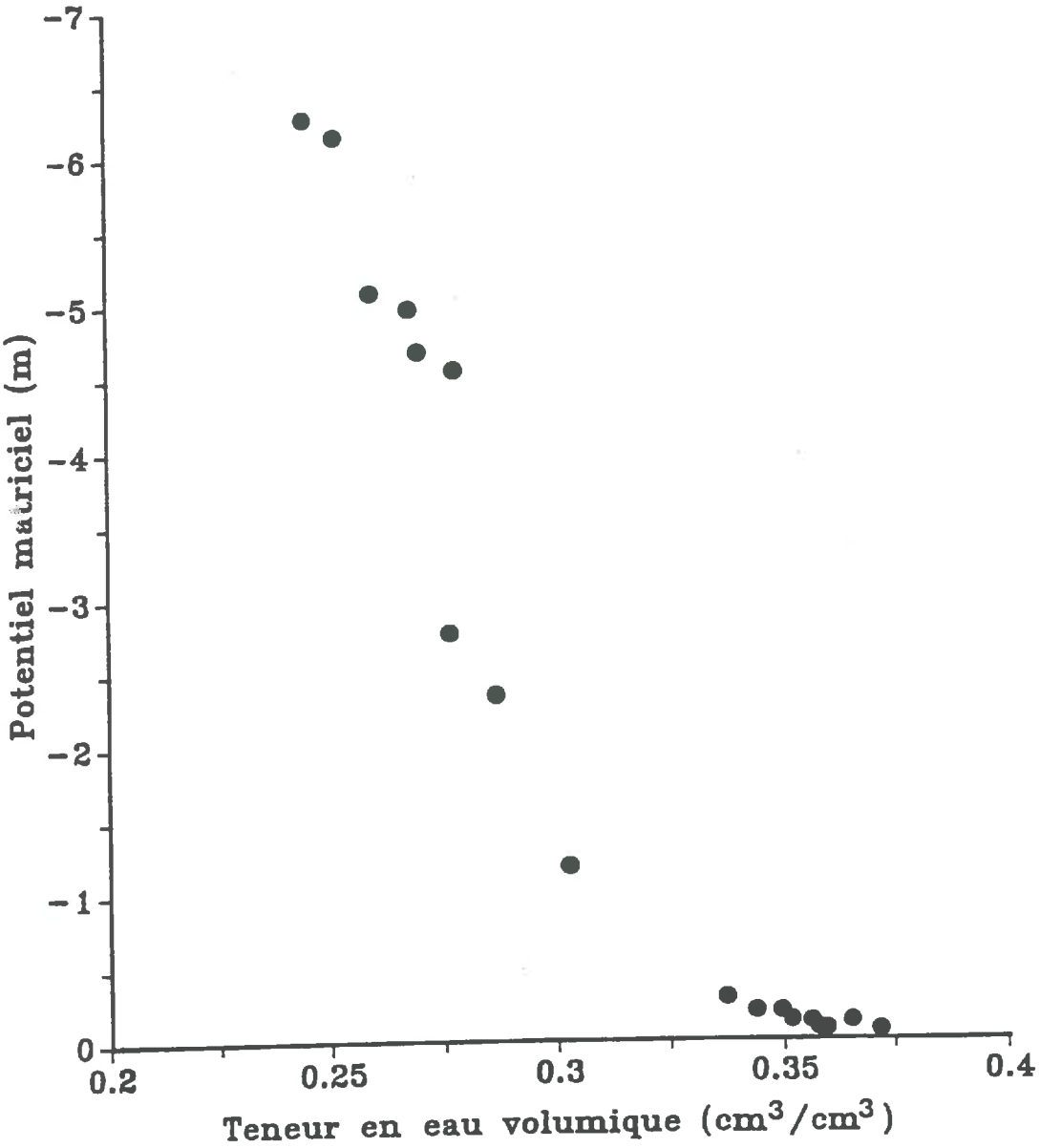
Annexe 4. Relations d'étalonnage des capteurs thermiques utilisés :
$Tr = a \cdot Tc + b$ *

Numéro du capteur	Nombre d'observations	a	b	Coefficient de corrélation
1	37	1.001	–0.250	1.00
2	37	1.001	–0.337	1.00
3	37	1.002	–0.303	1.00
4	37	1.004	–0.241	1.00
5	37	0.999	–0.236	1.00
6	37	1.002	–0.296	1.00
7	37	1.001	–0.145	1.00
8	37	1.001	–0.372	1.00
9	37	1.002	–0.399	1.00
10	37	1.002	–0.239	1.00
11	37	1.001	–0.079	1.00
12	37	1.004	–0.177	1.00
13	37	1.001	–0.203	1.00
14	37	1.002	–0.312	1.00
15	37	1.002	–0.200	1.00
16	37	1.002	–0.269	1.00
17	37	1.003	–0.268	1.00
18	37	1.003	–0.268	1.00
19	37	1.002	–0.348	1.00
20	37	1.002	–0.208	1.00
21	37	0.999	–0.005	1.00
22	37	1.001	–0.285	1.00
23	37	1.013	0.005	1.00
24	37	1.001	–0.333	1.00
25	37	1.000	–0.204	1.00
26	37	1.002	–0.428	1.00
27	37	1.002	–0.478	1.00
28	37	1.013	–0.171	1.00
29	37	1.002	–0.193	1.00
30	37	1.000	–0.167	1.00

* : a = pente.
b = ordonnée à l'origine.
Tr = mesure de température donnée par le thermomètre de précision.
Tc = mesure donnée par le capteur (sonde de platine).



Annexe 5. Droites d'étalonnage de la sonde neutronique pour deux horizons du sol étudié (0–15 cm et 15–110 cm).



Annexe 6. Relation h(θ) obtenue *in situ* (profondeur 0–15 cm).

Annexe 7. Paramètres d'ajustement de la relation "potentiel matriciel – teneur en eau volumique" selon la gamme de teneur en eau et la profondeur du sol

Numéro de couche	Gamme de teneur en eau volumique (cm^3/cm^3)	Paramètres estimées			
		θ_s	θ_r	α	n
		—— cm^3/cm^3 ——		m^{-1}	
1	$\theta \leq 0.196$	0.394	0.000	0.108	1.370
	$\theta > 0.196$	0.340	0.121	0.289	1.379
2	$\theta \leq 0.195$	0.348	0.000	0.210	1.309
	$0.195 < \theta \leq 0.250$	0.319	0.097	0.303	1.369
	$\theta > 0.250$	0.365	0.002	3.277	1.118
3	$\theta \leq 0.203$	0.449	0.000	0.132	1.380
	$0.203 < \theta \leq 0.237$	0.352	0.126	0.286	1.381
	$\theta > 0.237$	0.316	0.000	0.626	1.110

Annexe 8. Paramètres d'ajustement de la relation "conductivité hydraulmique–teneur en eau volumique" selon la forme analytique Mualem (1976) modifiée par Van Genuchten (1980)

Numéro de couche	Gamme de teneur en eau volumique (cm^3/cm^3)	Paramètres estimées				
		θ_s	θ_r	α	p	n
		— cm^3/cm^3 —		m^{-1}		
2*	$\theta > 0.250$	0.365	0.002	3.277	–	1.118
2**	$\theta > 0.250$	0.454	0.000	–	5.859	1.352
3*	$\theta > 0.237$	0.316	0.000	0.626	–	1.110
3**	$\theta > 0.237$	0.396	0.002	–	12.921	1.346

* : Paramètres estimées à partir de relation $h(\theta)$ ajustée (éq. **33**)
** : Paramètres estimées à partir des couple (K_i,θ_i) (éq. 34)

Annexe 9. Paramètres du modèle de la permittivité diélectrique d'un sol en fonction de la composition granulométrique (Hallikainen *et al.*, 1985).

f (GHz)	a_0	a_1	a_2	b_0	b_1	b_2	c_0	c_1	c_2
				Partie réelle					
1.4	2.862	–0.012	0.001	3.803	0.462	–0.341	119.006	–0.500	0.633
4	2.927	–0.012	–0.001	5.505	0.371	0.062	114.826	–0.389	–0.547
6	1.993	0.002	0.015	38.086	–0.176	–0.633	10.720	1.256	1.522
8	1.997	0.002	0.018	25.579	–0.017	–0.412	39.793	0.723	0.941
10	2.502	–0.003	–0.003	10.101	0.221	–0.004	77.482	–0.061	–0.135
12	2.200	–0.001	0.012	26.473	0.013	–0.523	34.333	0.284	1.062
14	2.301	0.001	0.009	17.918	0.084	–0.282	50.149	0.012	0.387
16	2.237	0.002	0.009	15.505	0.076	–0.217	48.260	0.168	0.289
18	1.912	0.007	0.021	29.123	–0.190	–0.545	6.960	0.822	1.195
				Partie imaginaire					
1.4	0.356	–0.003	–0.008	5.507	0.044	–0.002	17.753	–0.313	0.206
4	0.004	0.001	0.002	0.951	0.005	–0.010	16.759	0.192	0.290
6	–0.123	0.002	0.003	7.502	–0.058	–0.116	2.942	0.452	0.543
8	–0.201	0.003	0.003	11.266	–0.085	–0.155	0.194	0.584	0.581
10	–0.070	0.000	0.001	6.620	0.015	–0.081	21.578	0.293	0.332
12	–0.142	0.001	0.003	11.868	–0.059	–0.225	7.817	0.570	0.801
14	–0.096	0.001	0.002	8.583	–0.005	–0.153	28.707	0.297	0.357
16	–0.027	–0.001	0.003	6.179	0.074	–0.086	34.126	0.143	0.206
18	–0.071	0.000	0.003	6.938	0.029	–0.128	29.945	0.275	0.377

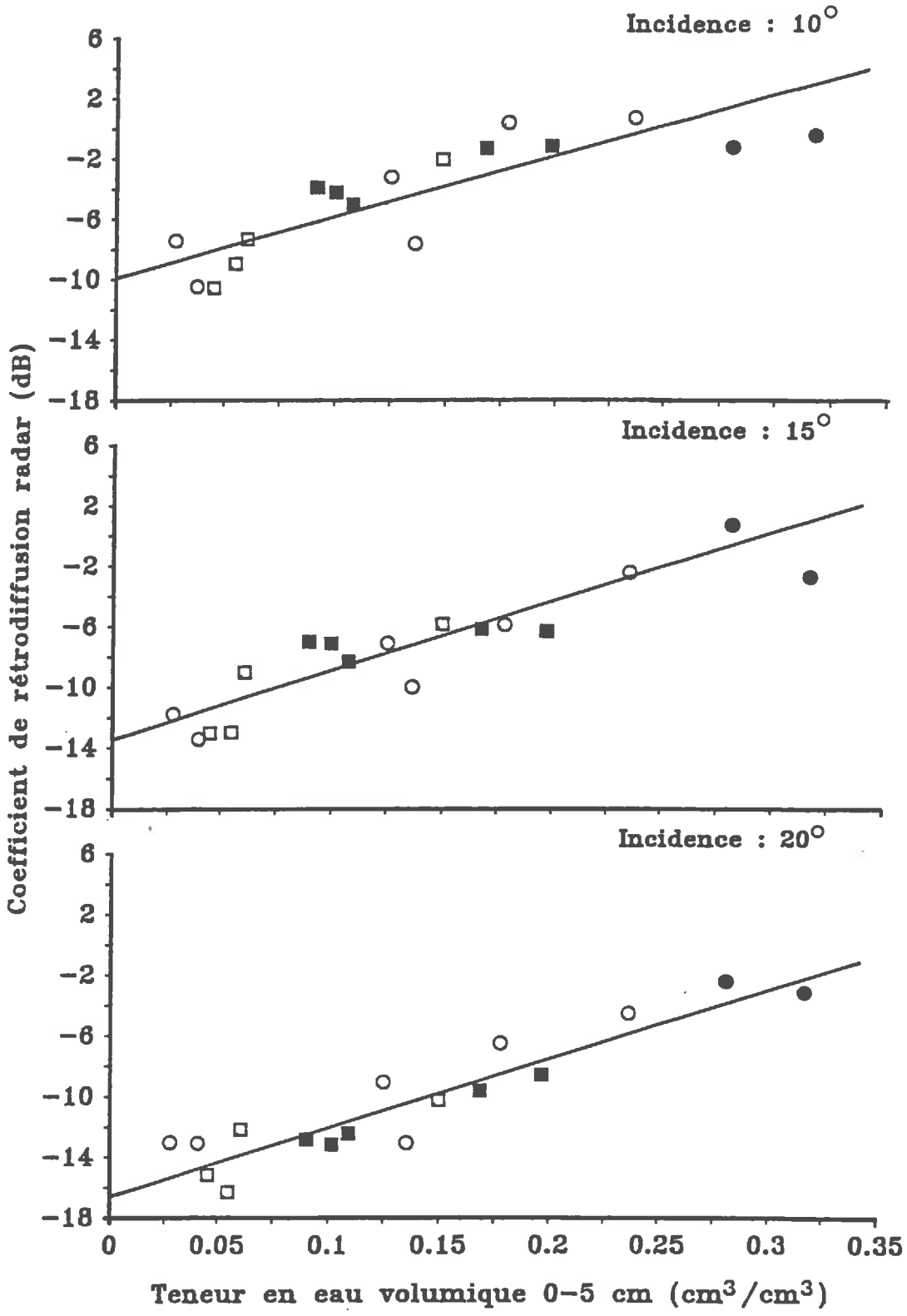
Annexe 10. Moyennes (μ) et écart–types (σ) de la teneur en eau volumique expérimentale (cm^3/cm^3).

i*	n**		Profondeur (cm)							
			0.5	1.5	2.5	3.5	4.5	5.5	6.5	8.5
1	18	μ :	0.020	0.026	0.036	0.055	0.080	0.106	0.138	0.191
		σ :	0.004	0.007	0.015	0.027	0.035	0.040	0.032	0.013
2	17	μ :	0.016	0.048	0.068	0.080	0.086	0.088	0.098	0.134
		σ :	0.002	0.023	0.024	0.025	0.023	0.021	0.021	0.030
3	18	μ :	0.025	0.056	0.057	0.057	0.069	0.093	0.122	0.174
		σ :	0.008	0.004	0.006	0.013	0.022	0.026	0.038	0.044
4	17	μ :	0.161	0.180	0.175	0.130	0.095	0.094	0.120	0.178
		σ :	0.021	0.015	0.020	0.032	0.042	0.021	0.024	0.018
5	16	μ :	0.154	0.192	0.201	0.208	0.210	0.211	0.212	0.217
		σ :	0.089	0.048	0.040	0.036	0.034	0.035	0.036	0.035
6	16	μ :	0.128	0.159	0.172	0.178	0.185	0.188	0.188	0.202
		σ :	0.089	0.061	0.043	0.038	0.036	0.035	0.036	0.028
7	16	μ :	0.051	0.089	0.108	0.134	0.152	0.166	0.178	0.193
		σ :	0.034	0.051	0.048	0.038	0.032	0.021	0.018	0.014
8	16	μ :	0.026	0.074	0.108	0.134	0.151	0.162	0.174	0.191
		σ :	0.012	0.037	0.034	0.028	0.025	0.023	0.018	0.010
9	16	μ :	0.022	0.057	0.096	0.126	0.145	0.162	0.172	0.186
		σ :	0.011	0.037	0.037	0.032	0.024	0.015	0.013	0.010
10	17	μ :	0.009	0.017	0.022	0.033	0.045	0.065	0.088	0.140
		σ :	0.002	0.005	0.008	0.010	0.014	0.019	0.026	0.023
11	16	μ :	0.017	0.040	0.044	0.044	0.050	0.068	0.097	0.149
		σ :	0.004	0.008	0.003	0.004	0.008	0.016	0.029	0.021
12	11	μ :	0.177	0.200	0.193	0.160	0.122	0.103	0.108	0.159
		σ :	0.054	0.024	0.033	0.058	0.067	0.050	0.026	0.023
13	16	μ :	0.165	0.164	0.111	0.096	0.082	0.096	0.112	0.156
		σ :	0.022	0.030	0.049	0.049	0.031	0.034	0.041	0.031
14	12	μ :	0.294	0.280	0.268	0.208	0.120	0.111	0.128	0.164
		σ :	0.014	0.016	0.022	0.068	0.056	0.031	0.024	0.013

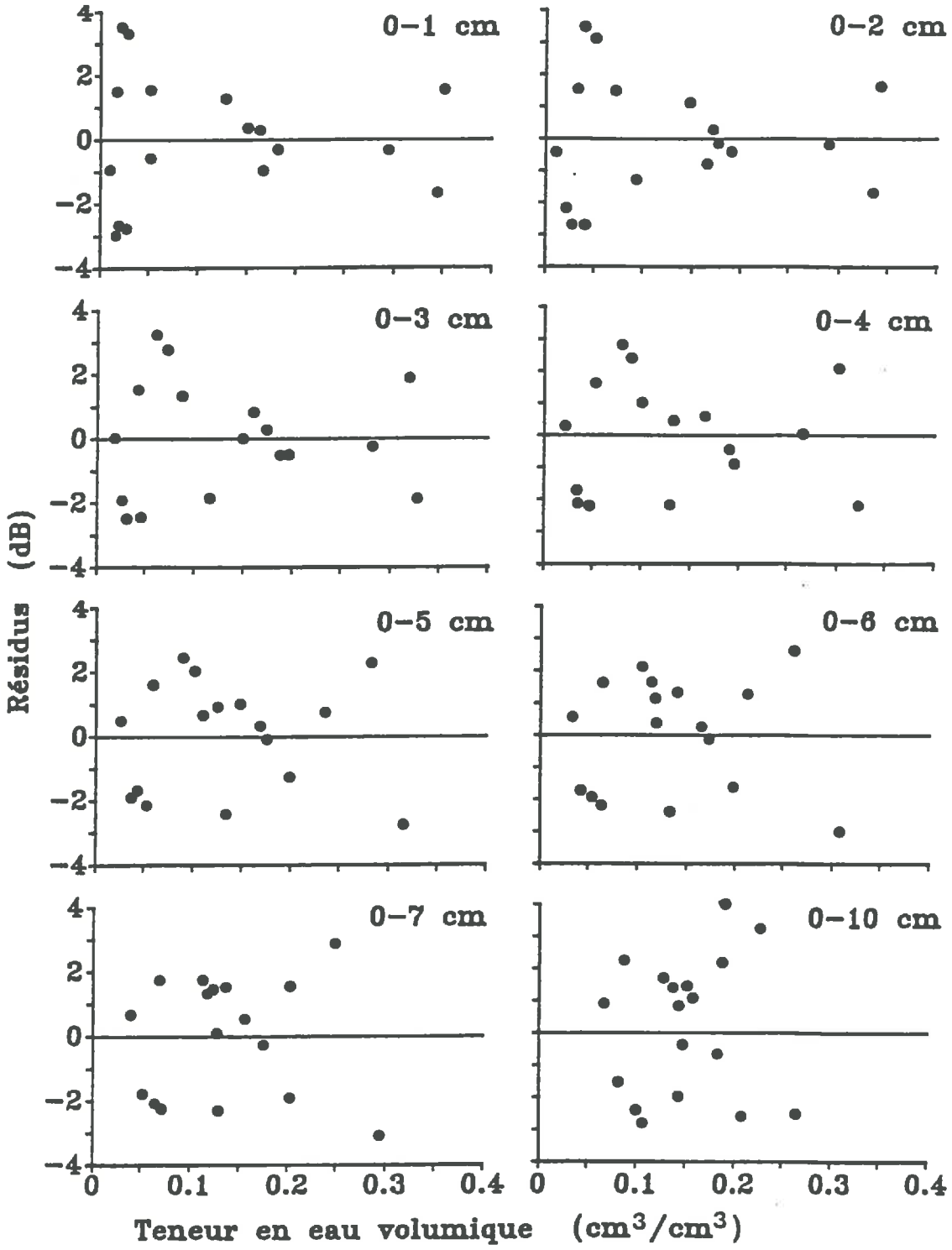
Annexe 10. (suite)

15	11	μ :	0.054	0.133	0.162	0.177	0.150	0.129	0.132	0.159
		σ :	0.021	0.024	0.010	0.030	0.029	0.031	0.025	0.014
16	12	μ :	0.340	0.326	0.317	0.302	0.290	0.261	0.221	0.185
		σ :	0.015	0.018	0.019	0.035	0.029	0.062	0.053	0.043
17	12	μ :	0.354	0.329	0.283	0.239	0.203	0.168	0.162	0.180
		σ :	0.019	0.024	0.069	0.080	0.067	0.042	0.029	0.014

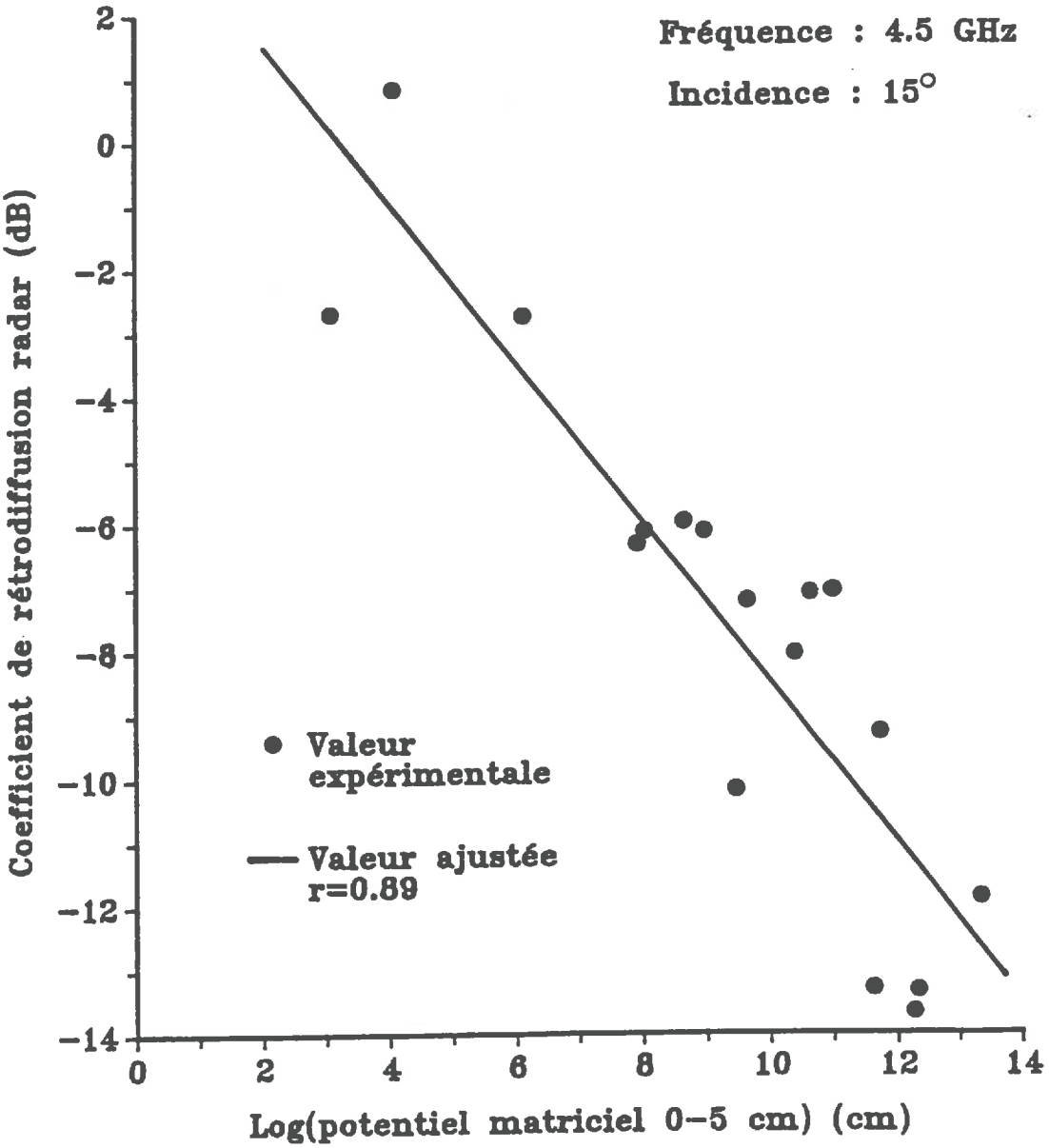
* : numéro de séquence
** : nombre de répétitions



Annexe 11. Relation entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la teneur en eau volumique (θ) pour une profondeur d'échantillonnage arbitraire (0–5 cm) (4.5 GHz; HH) [(□) sol nu très fin; (○) sol nu fin; (■) sol nu lisse fissuré; (●) sol nu peu rugueux].



Annexe 12. Résidus obtenus après régression linéaire entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la teneur en eau volumique (θ) pour une profondeur d'échantillonnage arbitraire (0–5 cm) (4.5 GHz; 15°; HH).



Annexe 13. Relation entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et le potentiel matriciel (h) du sol (4.5 GHz; 15°; HH).

Annexe 14. Résultats du calcul de la profondeur de pénétration du signal radar sur les profils hydriques expérimentaux (Fréquence 5.3 GHz; Incidence 15°; Polarisation HH)

Numéro de séquence	Répetitions						Moyenne	Ecart-type
	mm							
1	57	58	60	51	79	84	66	9.7
	75	72	68	70	73	73		
	79	66	57	61	59	54		
2	61	64	48	74	84	72	67	12.3
	77	97	65	59	60	74		
	58	77	55	55	64–			
3	66	70	48	60	67	63	68	10.9
	68	65	61	63	63	64		
	82	83	68	96	79	60		
4	18	16	17	17	20	19	17	5.7
	14	12	13	14	17	17		
	12	13	15	17	37	–		
5	19	26	2	25	6	4	17	9.6
	20	14	1	16	16	20		
	32	14	23	30	–	–		
6	24	20	6	33	29	1	22	11.4
	16	20	22	29	27	22		
	3	38	39	30	–	–		
7	51	44	19	25	52	45	40	13.1
	62	51	18	30	24	36		
	43	48	43	48	–	–		
8	31	44	36	43	47	32	43	10.1
	44	28	40	44	54	69		
	38	37	53	45	–	–		
9	49	42	45	38	63	36	46	8.9
	31	47	45	42	47	54		
	47	32	54	58	–	–		
10	79	73	77	79	81	86	84	10.3
	87	72	75	83	84	116		
	84	94	95	84	85	–		

Annexe 14. (suite)

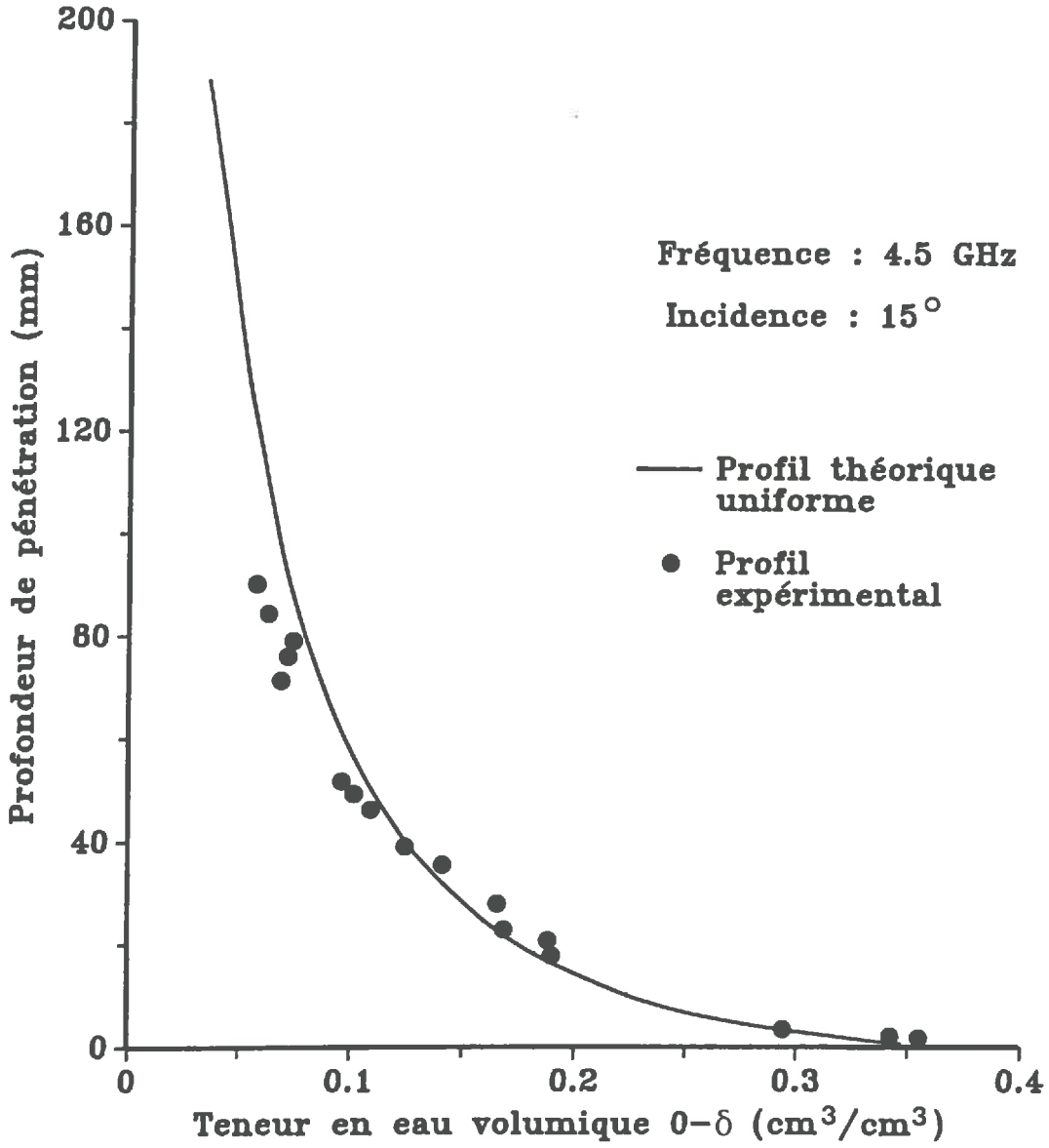
Numéro de séquence	Répetitions						Moyenne	Ecart-type
	mm							
11	76	74	83	81	78	94	77	7.0
	69	74	68	71	80	70		
	83	78	69	83	–	–		
12	15	19	11	30	17	16	14	5.8
	13	9	7	4	15	12		
	14	9	15	13	–	–		
13	37	14	43	33	11	12	24	12.2
	27	16	40	19	14	–		
14	3	3	4	3	4	4	3	0.8
	3	2	5	4	3	3		
15	26	32	31	29	34	40	30	4.8
	26	23	27	34	30	–		
16	2	2	1	2	1	2	1	0.5
	1	1	1	1	1	1	–	
17	2	1	1	1	1	2	1	0.5
	1	1	1	1	1	2		

Annexe 15. Résultats du calcul de la teneur en eau volumique (cm^3/cm^3) de la surface jusqu'à la profondeur de pénétration sur les profils hydriques expérimentaux (Fréquence 5.3 GHz; Incidence 15 deg; Polarisation HH)

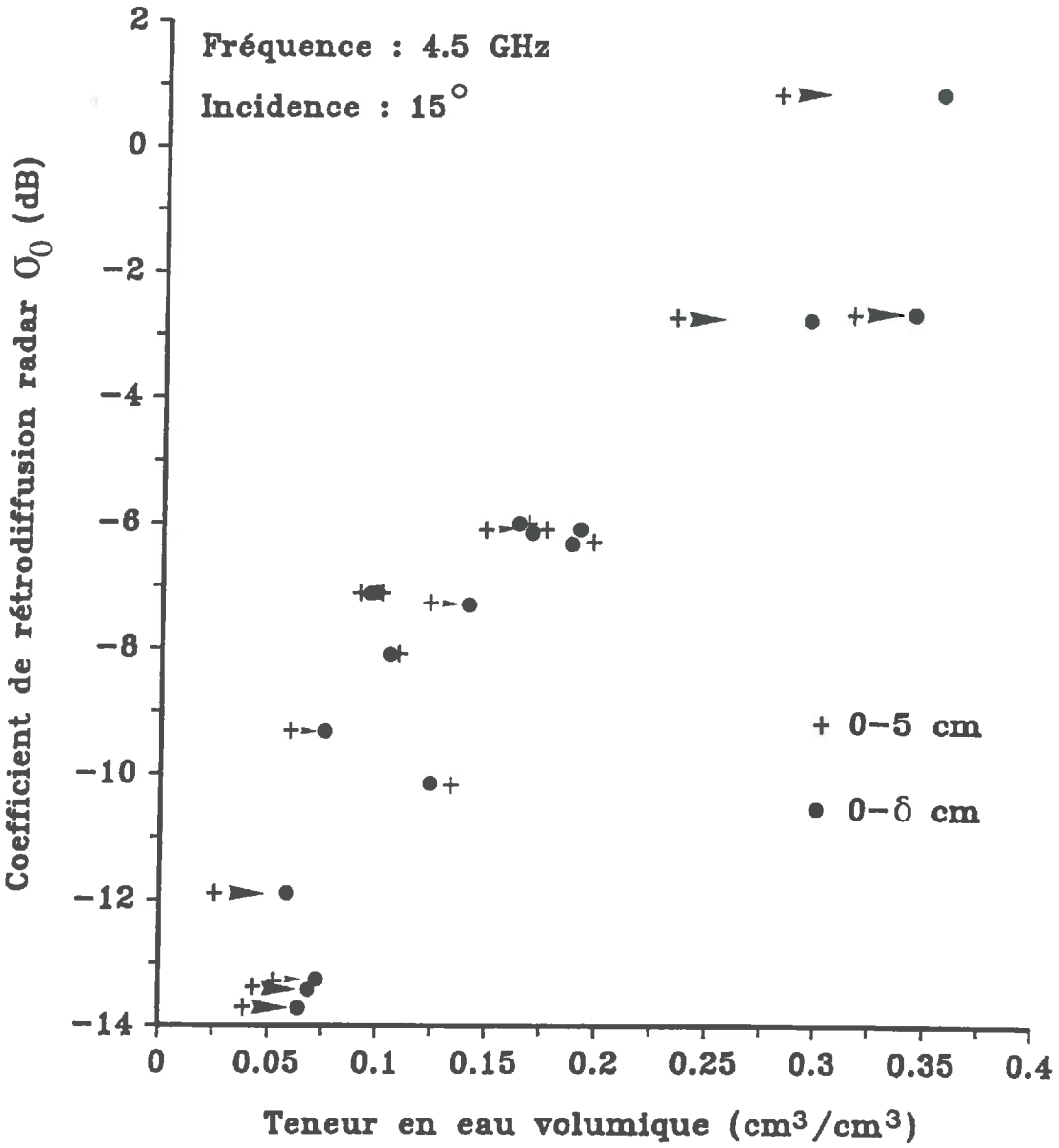
Numéro de séquence	Répetitions						Moyenne	Ecart-type
	(cm^3/cm^3)							
1	.071	.069	.065	.074	.052	.044	0.062	0.009
	.053	.058	.060	.058	.057	.056		
	.053	.061	.071	.065	.068	.076		
2	.075	.073	.088	.058	.048	.058	0.069	0.011
	.057	.053	.068	.076	.075	.064		
	.074	.062	.083	.081	.073	—		
3	.064	.063	.081	.070	.063	.065	0.064	0.006
	.062	.064	.068	.064	.064	.065		
	.057	.058	.065	.054	.059	.071		
4	.160	.169	.164	.148	.155	.177	0.168	0.019
	.177	.196	.187	.177	.164	.160		
	.193	.189	.176	.162	.115	—		
5	.152	.126	.322	.132	.256	.284	0.183	0.073
	.140	.172	.333	.161	.163	.144		
	.111	.176	.135	.117	—	—		
6	.134	.148	.246	.111	.119	.346	0.159	0.072
	.163	.149	.137	.117	.124	.142		
	.294	.098	.099	.111	—	—		
7	.075	.087	.153	.130	.075	.085	0.100	0.028
	.066	.080	.151	.117	.130	.103		
	.086	.083	.091	.083	—	—		
8	.114	.089	.104	.086	.081	.112	0.092	0.015
	.084	.119	.097	.087	.075	.063		
	.100	.100	.078	.085	—	—		
9	.079	.088	.084	.100	.063	.100	0.087	0.015
	.115	.079	.089	.095	.083	.071		
	.082	.114	.075	.068	—	—		
10	.052	.057	.056	.053	.057	.051	0.053	0.004
	.052	.058	.059	.051	.050	.044		
	.052	.050	.047	.051	.052	—		

Annexe 15. (suite)

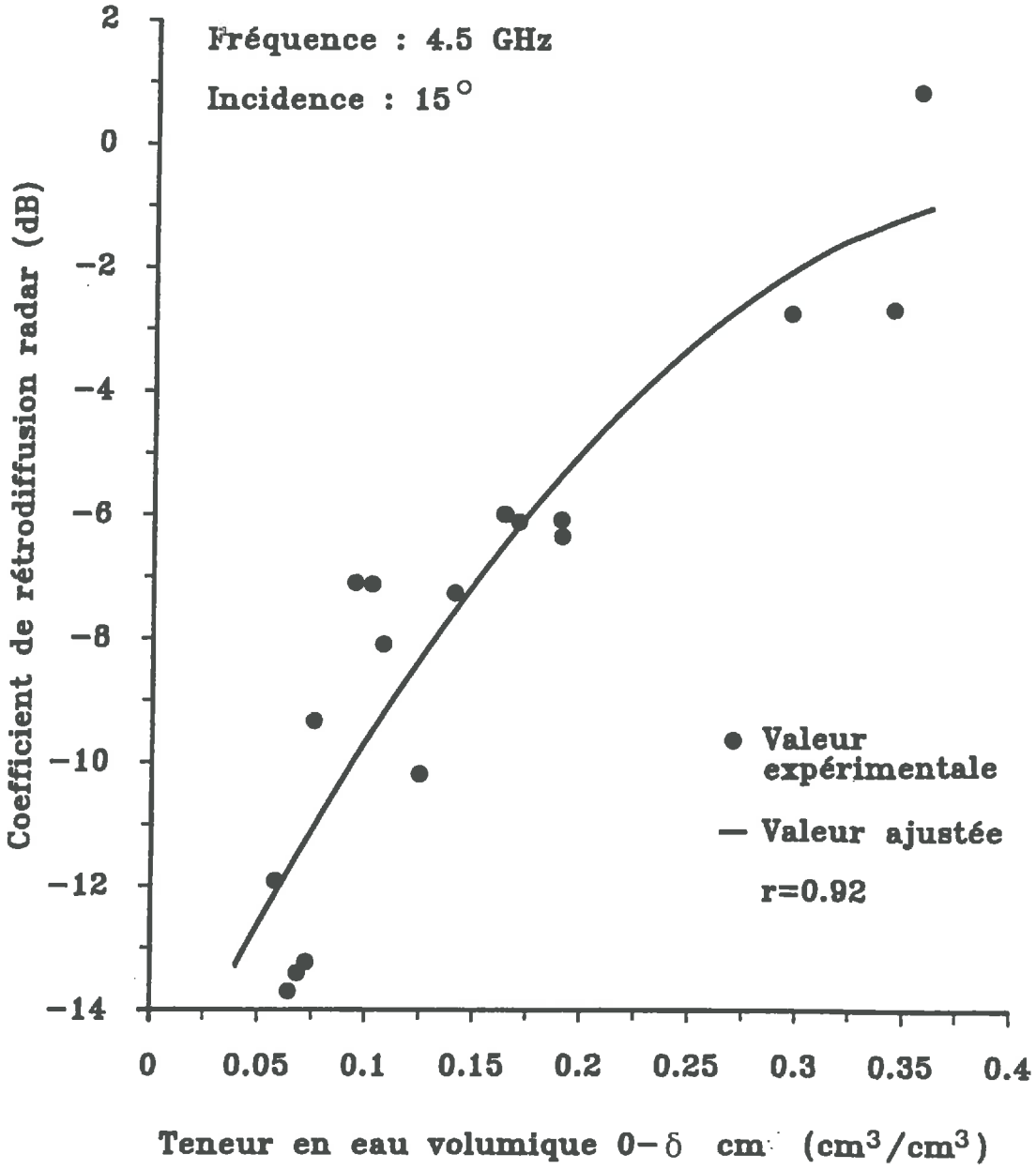
Numéro de séquence	Répetitions						Moyenne	Ecart-type
	cm^3/cm^3							
11	.056	.061	.053	.056	.055	.050	0.057	0.004
	.061	.059	.061	.060	.054	.063		
	.055	.057	.058	.054	—	—		
12	.171	.150	.202	.129	.157	.163	0.189	0.037
	.188	.214	.241	.283	.175	.196		
	.178	.217	.171	.187	—	—		
13	.102	.184	.098	.123	.201	.192	0.149	0.004
	.131	.171	.106	.158	.177	—		
14	.299	.301	.276	.301	.284	.288	0.294	0.014
	.305	.325	.273	.289	.295	—		
15	.122	.108	.115	.118	.109	.099	0.117	0.010
	.125	.136	.125	.110	.117	—		
16	.331	.331	.347	.318	.349	.315	0.342	0.020
	.350	.394	.344	.336	.336	.349		
17	.326	.356	.367	.355	.351	.321	0.354	0.019
	.368	.364	.381	.364	.367	.330		



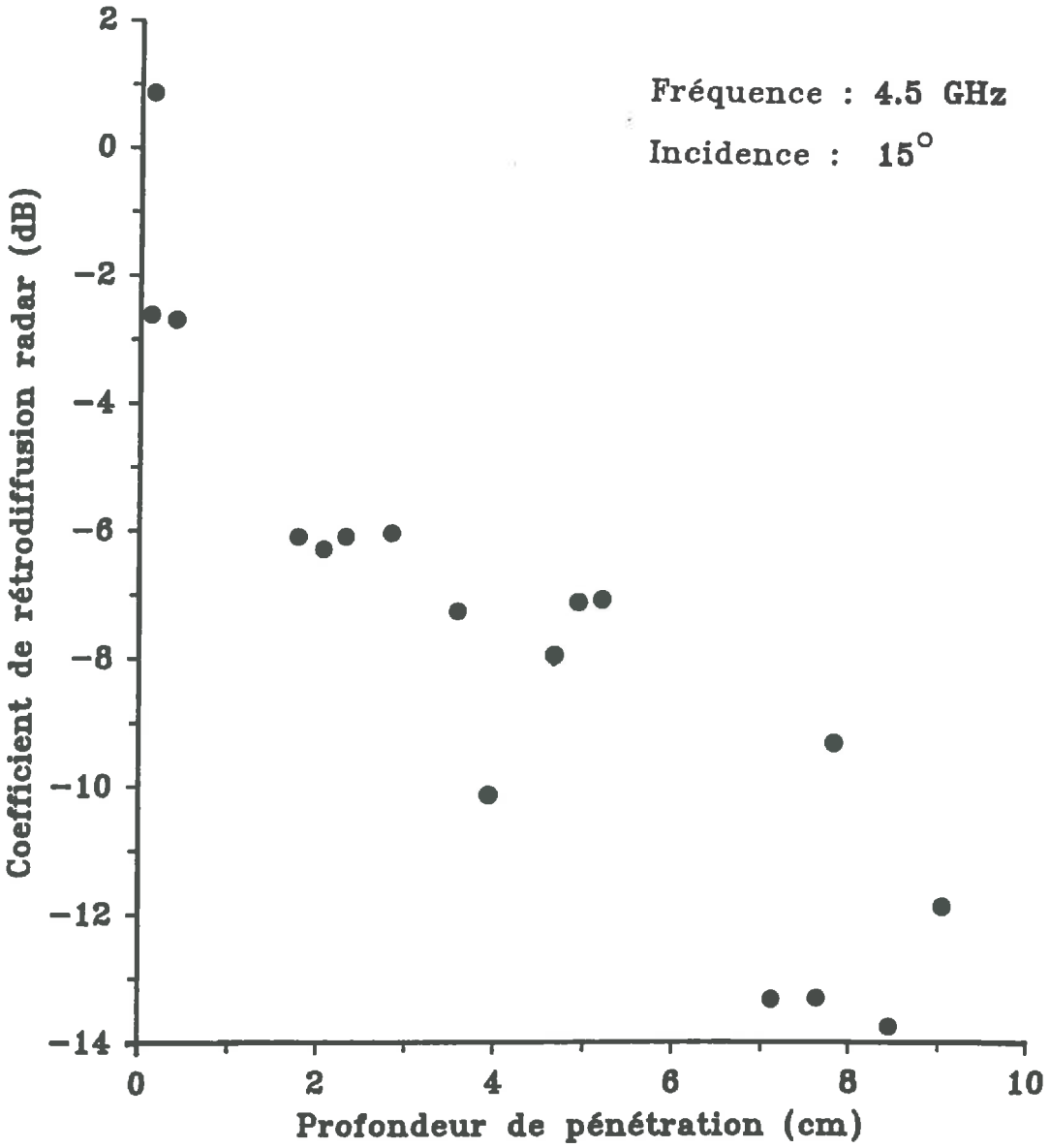
Annexe 16. Profondeur de pénétration calculée pour des profils théoriques uniformes et expérimentaux (4.5 GHz; 15°; HH).



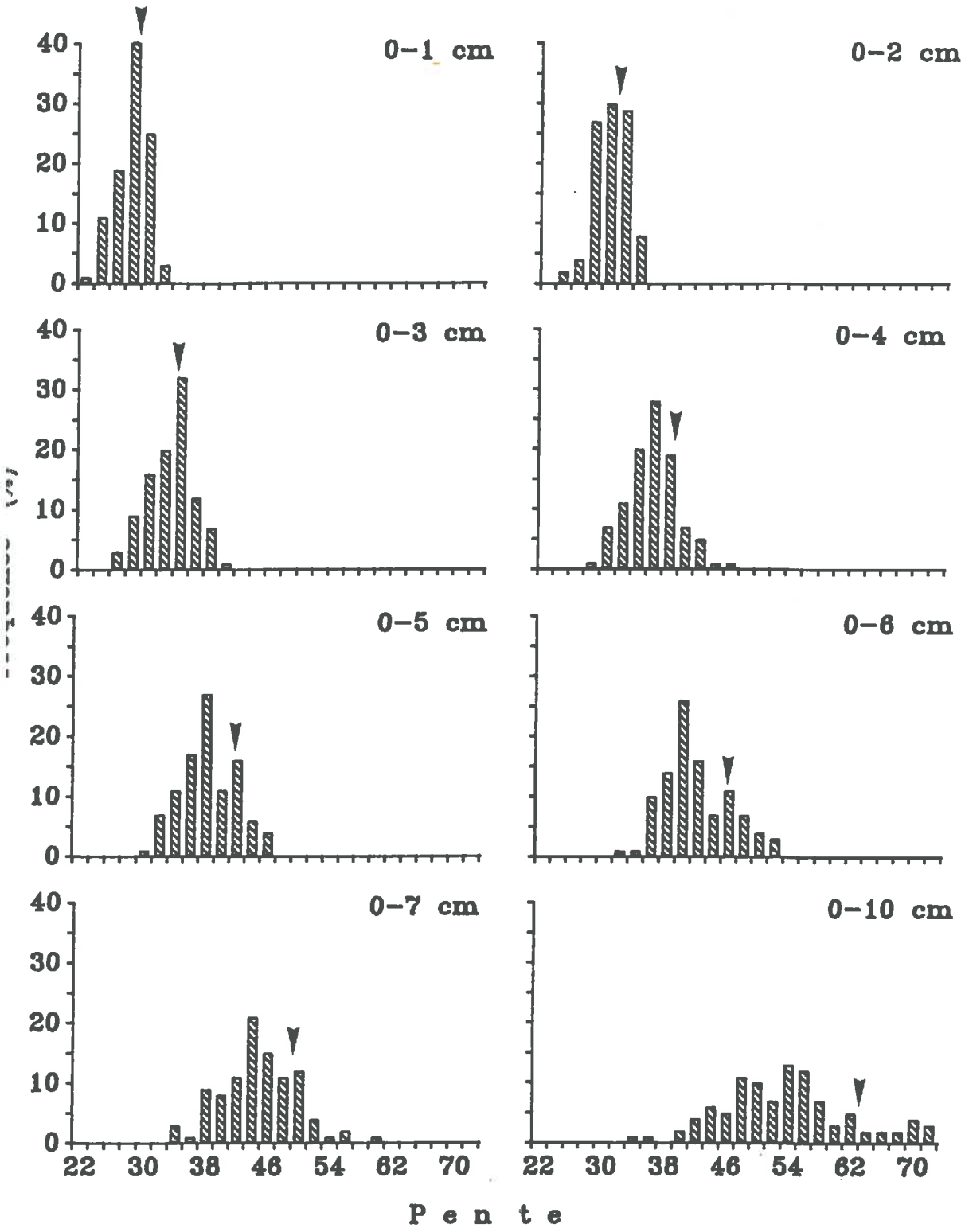
Annexe 17. Relation entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la teneur en eau volumique (θ) calculée sur une profondeur arbitraire 0–5 cm ou calculée de 0–δ cm. La flèche indique la direction de déplacement de point en passant de 0–5 cm à 0–δ cm (polarisation HH).



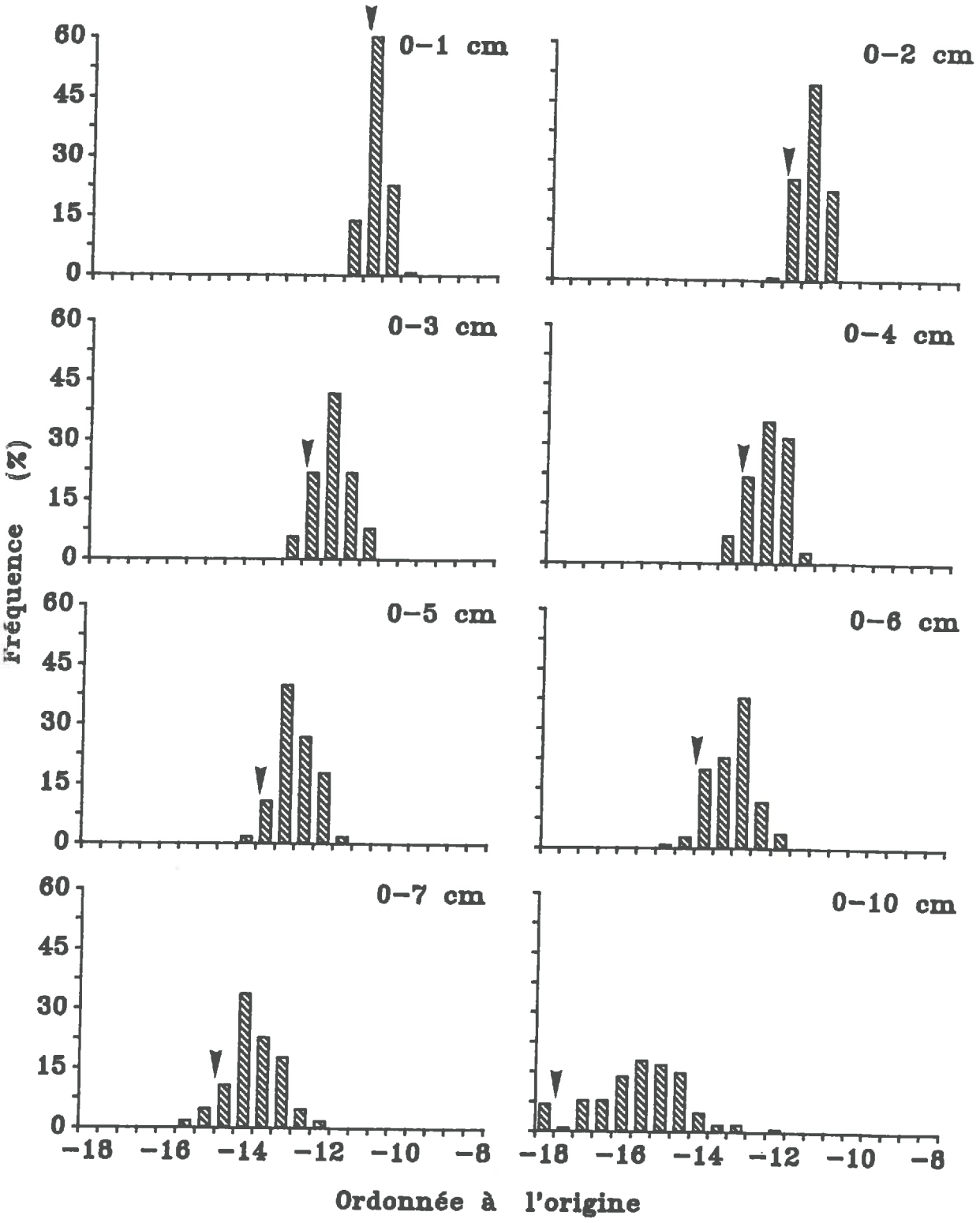
Annexe 18. Ajustement non linéaire (polynôme de degré 2) entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la teneur en eau volumique de la surface à la profondeur de pénétration ($\theta_{0-\delta}$). (polarisation HH).



Annexe 19. Relation entre le coefficient de rétrodiffusion radar (σ_0) et la profondeur de pénétration (δ).



Annexe 20. Distributions calculées des pentes desrelations "σ_0 = f(θ). La flèche indique la position de la valeur moyenne obtenue sans prendre en compte les erreurs de mesures.(4.5 GHz; 15° ; HH).



Annexe 21. Distributions calculées des ordonnées à l'origine des relations $"\sigma_0 = f(\theta)$. La flèche indique la position de la valeur moyenne obtenue sans prendre en compte les erreurs de mesures.(4.5 GHz; 15°; HH).

VU :

DIRECTEUR DE LA THESE

VU :

LE PRESIDENT DU JURY

VU ET APPROUVE

s, le _____

LE PRESIDENT DE
NIVERSITE DE RENNES I

VU ET APPROUVE

Rennes, le _____

LE DIRECTEUR DE L'ECOLE NATIONALE
SUPERIEURE AGRONOMIQUE DE RENNES