



**HAL**  
open science

# Caractérisation hydrodynamique du sol in situ par infiltrométrie à disques : analyse critique des régimes pseudo-permanents, méthodes transitoires et cas des sols encroutés

Jean-Pierre Vandervaere

► **To cite this version:**

Jean-Pierre Vandervaere. Caractérisation hydrodynamique du sol in situ par infiltrométrie à disques : analyse critique des régimes pseudo-permanents, méthodes transitoires et cas des sols encroutés. Hydrologie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1995. Français. NNT: . tel-00694150

**HAL Id: tel-00694150**

**<https://theses.hal.science/tel-00694150v1>**

Submitted on 3 May 2012

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

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

# THESE

présentée par

**Jean-Pierre VANDERVAERE**

pour obtenir le titre de DOCTEUR de

l'Université JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I  
(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et du 30 mars 1992)

spécialité : Mécanique

**CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE DU SOL IN SITU PAR  
INFILTROMETRIE A DISQUES.  
ANALYSE CRITIQUE DES REGIMES PSEUDO-PERMANENTS,  
METHODES TRANSITOIRES ET CAS DES SOLS ENCROUTES.**

Soutenue le 9 octobre 1995 devant le jury composé de :

<b>M. Jean-Louis AURIAULT</b>	<i>Professeur, Université Joseph Fourier, Grenoble</i> <b>Président</b>
<b>M. Jean-Yves PARLANGE</b> <b>M. Michel RIEU</b>	<i>Professeur, Université Cornell, NY, USA</i> <i>Directeur de Recherches, ORSTOM, Paris</i> <b>Rapporteurs</b>
<b>M. Brent CLOTHIER</b> <b>M. Jean-Claude FIES</b> <b>M. Randel HAVERKAMP</b>	<i>Professeur, DSIR, Palmerston, Nouvelle-Zélande</i> <i>Directeur de Recherches, INRA, Avignon</i> <i>Chargé de Recherches CNRS, LTHE, Grenoble</i> <b>Examineurs</b>
<b>M. Michel VAUCLIN</b>	<i>Directeur de Recherches CNRS, LTHE, Grenoble</i> <b>Directeur de Thèse</b>

*Thèse préparée au sein du  
Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE Grenoble)  
(UJF, INPG, CNRS-URA 1512)*



*«En ce temps-là, toute la science du Grand Oeuvre pouvait s'inscrire sur une simple émeraude. Mais les hommes n'ont pas attaché d'importance aux choses simples, et ont commencé à écrire des traités, des interprétations, des études philosophiques. Ils ont aussi commencé à prétendre qu'ils connaissaient la voie mieux que les autres.»*

Paulo Coelho, *l'Alchimiste*

*«Au pied de leur chaumière ils le firent planter,  
Ce fut alors qu'il commença de déchanter  
Car, en fait d'arrosage, il n'eut rien que la pluie  
Des chiens levant la patte sur lui.»*

Georges Brassens, *Le grand chêne*

A mes parents et amis  
A Florence

## AVANT-PROPOS

*Cette première page doit sa longueur au nombre de personnes qui, de près ou de loin, m'ont aidé dans mon travail au quotidien, ont contribué à me faire comprendre un peu de physique du sol et/ou, simplement par leur bonne humeur, ont rendu ces années "thésardes" aussi agréables que possible. A celles que j'oublierai, pardon et merci.*

\*\*\*

*Les recherches faisant l'objet de ce mémoire ont été effectuées au sein du Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement de Grenoble. Les mesures de terrain ont été réalisées dans le cadre des expériences EFEDA-Espagne (European Field Experiment in a Desertification-threatened Area) et HAPEX-Sahel (Hydrological and Atmospheric Pilot EXperiment in the Sahel).*

*Après avoir, dans le cadre du monitorat, guidé mes premiers pas dans l'enseignement supérieur, M. le Professeur Jean-Louis Auriault, de l'Université Joseph Fourier, a trouvé le temps de s'intéresser à mon sujet de recherche en acceptant la présidence de ce jury. Qu'il trouve ici l'expression de ma vive gratitude.*

*M. le Professeur Jean-Yves Parlange, de l'Université Cornell, m'a fait beaucoup d'honneur en rapportant ce travail ainsi qu'en se déplaçant des Etats-Unis pour participer à ce jury. Qu'il sache à quel point je lui en suis reconnaissant.*

*Mes remerciements les plus vifs vont également à M. Michel Rieu, Directeur du Département des Eaux Continentales de l'ORSTOM, pour l'intérêt qu'il a manifesté lors de la lecture de ce manuscrit et pour les conseils et remarques dont il m'a fait bénéficier.*

*L'obstacle de la langue française n'a pas empêché M. Brent Clothier, Professeur au Crown Research Institute de Palmerston, d'examiner ce travail avec minutie. Pour sa disponibilité, son infatigable enthousiasme ainsi que pour le prêt de son matériel expérimental sur une durée au-delà du raisonnable, je souhaite lui dire ici ma profonde reconnaissance.*

*Les conseils de M. Jean-Claude Fiès, Directeur de Recherches à l'INRA Avignon, m'ont été une aide précieuse pendant ces trois dernières années, tant dans la brousse africaine qu'en laboratoire climatisé. Ce travail lui doit beaucoup comme le montre la présence de son nom dans les pages qui suivent.*

*Ce n'est pas seulement sur le plan de l'initiation "physique-du sol-esque" que je dois des remerciements à M. Randel Haverkamp, Chargé de Recherches CNRS au LTHE. Je lui dois de m'avoir montré que mes horaires de travail et ma façon de gérer les deadlines n'avaient finalement rien de dramatique, me révélant ainsi l'existence d'un nouveau type de "conditions limites". Pour son efficacité à multiples facettes et son optimisme ravageur, merci à lui.*

*M. Michel Vauclin, Directeur de Recherches CNRS au LTHE, a pu concilier la direction de ce travail avec celle du susdit laboratoire. Son Oeil d'Aigle a parcouru les pages qui suivent en des temps olympiques. J'ose espérer que sa hauteur de vue scientifique et son impressionnante efficacité dans l'exercice de ses activités diverses lui permettront de me pardonner mes excès de pinaillerie analytique.*

*Je ne saurais assez remercier Jean-Louis Thony pour ses conseils précieux et sa constante disponibilité. Ce travail lui doit beaucoup. Que soient remerciés également pour avoir éclairé mes zones d'ombre, Philippe Bois, Isabelle Braud, Jean-Paul Gaudet et Charles Obled.*

*Cette étude aurait été très amoindrie sans le prêt du programme 3DFLOW par Peter Ross du CSIRO de Townsville. Qu'il sache ma profonde gratitude.*

*Merci aux membres de l'équipe ORSTOM à Niamey pour avoir rendu possibles les deux saisons de mesures au Niger. L'appui de Thierry Lebel, Eric Delabre et Maud Loireau a été déterminant. Les résultats qui seront donnés dans la suite doivent énormément à la méticulosité de Yayé Hima ; son aide n'a pas été seulement technique.*

*Pour leur aide précieuse sur le plan expérimental, que soient remerciés ici Christophe Peugeot, Hervé Denis et Rafael Angulo. Leur bonne humeur à tous trois a changé le travail en plaisir.*

*Les collègues thésards que j'aimerais remercier ici sont si nombreux que je n'ose tenter de les citer tous. Un salut tout particulier néanmoins à Nathalie, à Sophie, à Thomas, à Georges-Marie, à Robert, à Anita, à Gilles, à Françoise,...*

*Merci à Word et Excel de m'avoir fait découvrir les limites insoupçonnées de ma patience pendant les 48 heures de mise en page de ce document. Merci surtout à Fred Cazenave et à Evelyne d'avoir été là quand tout était près d'exploser.*

*Sylviane, Hélène et Odette, les trois bonnes fées du secrétariat ont enchanté les formalités administratives de leurs sourires respectifs. Grand merci à elles trois.*

*Elisabeth, Anne et Corinne ont transformé un pot improvisé en festin de couleurs et de goûts. Leurs prouesses resteront dans ma mémoire. Merci.*

*Enfin, je voudrais terminer cette énumération par celle dont le soutien sans faille m'a empêché d'abandonner quand tout allait de travers. Sans l'énergie que Martina a consacré à m'encourager à toutes les étapes de ce travail, aucune de ces pages n'existerait.*

## SOMMAIRE

<i>Liste des principaux symboles et abréviations</i>	5
<i>Introduction générale</i>	9
 <b>PARTIE I : PRINCIPES DE L'INFILTROMETRIE A DISQUES ET ANALYSE CRITIQUE DES REGIMES PSEUDO-PERMANENTS</b>  	
<b><u>Chapitre 1. Généralités</u></b>	
1.1. Introduction	13
1.2. Le sol	13
1.2.1. Généralités	13
1.2.2. Variables de base.	14
1.2.3. Relations caractéristiques	16
1.2.3.1. Courbe de rétention	16
1.2.3.2. Conductivité hydraulique	17
1.2.3.3. Diffusivité capillaire	18
1.2.4. Hypothèses de travail	19
1.2.5. Equation générale des transferts	19
1.3. L'infiltration	21
1.3.1. L'équation de Green et Ampt	21
1.3.2. La solution de Philip	22
1.3.3. La sorptivité	24
1.3.4. Longueurs et temps caractéristiques	24
<b><u>Chapitre 2. L'infiltrométrie à disque</u></b>	
2.1. Historique et équations de base	29
2.2. L'infiltromètre "non-saturé"	30
2.2.1. Description de l'appareillage	31
2.2.2. Mise en oeuvre in situ	32
2.3. Modélisation de l'infiltration en conditions axisymétriques	34
<b><u>Chapitre 3. Les méthodes d'analyse fondées sur le régime permanent</u></b>	
3.1. Introduction	37
3.2. Méthode multi-rayons	38
3.3. Méthode multi-potentiels	40
3.4. Problèmes liés à l'emploi du paramètre $\alpha$	46
3.4.1. Position du problème	46
3.4.2. Les estimations du paramètre $\alpha$	48
3.4.3. Biais des estimations $\alpha_2$ et $\alpha_3$	51
3.4.4. Analyse de sensibilité	55
3.5. Méthode mono-test	58
3.6. Conclusions	62
<b><u>Chapitre 4. Application des méthodes classiques sur essais simulés</u></b>	
4.1. Introduction	65
4.2. Essais simulés	66
4.3. Application de la méthode multi-rayons sur essais simulés	72
4.3.1. Précision des estimations	72
4.3.2. Biais des résultats	74
4.3.3. Stratégie pour le choix des durées d'essai suivant le rayon ?	78
4.4. Application de la méthode multi-potentiels sur essais simulés	82
4.5. Conclusions des chapitres 3 et 4	84
<b><u>Chapitre 5. Application in situ des méthodes classiques</u></b>	
5.1. Introduction	87

5.2. EFEDA I	87
5.2.1. Description du site et des mesures effectuées	87
5.2.2. Résultats et discussion	89
5.2.3. Conclusions	94
5.3. HAPEX-Sahel	95
5.3.1. Description du site	95
5.3.2. Essais sur sols homogènes (mil et jachère)	96
5.3.3. Méthode multi-rayons	98
5.3.4. Méthode multi-potentiels	100
5.3.5. Résultats	102
5.3.6. Courbe de rétention	103
5.3.7. Validation des résultats	106
5.4. Etude géostatistique sur un sol nu et un maïs irrigué	112
5.4.1. Lien entre les variables	113
5.4.2. Analyse géostatistique	117
5.4.2.1. Flux en régime permanent	117
5.4.2.2. Conductivité et sorptivité	119
5.4.2.2.1. Sol nu	119
5.4.2.2.2. Maïs irrigué	121
5.4.3. Conclusions	124
5.5. Conclusions	124
<u>Conclusions de la partie I</u>	125

## PARTIE II : METHODES FONDEES SUR L'ANALYSE DU REGIME TRANSITOIRE

### Chapitre 6. Equation et paramètres de l'infiltration axisymétrique en régime transitoire

6.1. Introduction	129
6.2. Equation descriptive	130
6.3. Détermination des paramètres S et B dans un cas sans sable de contact	
6.3.1. Introduction	133
6.3.2. L'essai simple anneau (TOM 6)	134
6.3.3. Ajustement sur données cumulées $I(t)$	135
6.3.4. Ajustement sur données cumulées $I/t^{1/2}$	137
6.3.5. Ajustement sur données dérivées $dI/dt$	138
6.3.6. Ajustement sur données dérivées $dI/d(t^{1/2})$	139
6.4. Le problème de la couche de sable de contact	141
6.4.1. Approche analytique	141
6.4.1.1. Modification de l'équation d'infiltration	141
6.4.1.2. Décalage en temps	142
6.4.1.3. Décalage en quantité infiltrée	143
6.4.2. Approche numérique	146
6.4.3. Approche expérimentale	148
6.4.4. Discussion et conclusions	152
6.5. Poids relatifs des termes de l'ESRT	153
6.6. Validation sur essais simulés de l'ESRT	158
6.6.1. Détermination des paramètres S et B	158
6.6.2. Effet de la durée d'infiltration prise en compte	163
6.6.3. Comparaison des ESRT théorique et ajustée	165
6.7. Etude expérimentale de l'indépendance de l'estimation de S d'avec la géométrie de la source	167
6.7.1. Matériel et méthodes	167
6.7.2. Résultats	169
6.7.3. Conclusions	171
6.8. Surestimation de la sorptivité par la méthode classique de détermination aux temps courts	171

6.9. Conclusions	173
<u>Chapitre 7. Méthodes d'analyse fondées sur le régime transitoire</u>	
7.1. Introduction	177
7.2. Relation potentiel d'écoulement-sorptivité	178
7.3. Méthode mono-test utilisant le régime permanent (MTP)	179
7.4. Méthode mono-test utilisant le régime transitoire (MTT)	181
7.5. Méthode multi-rayons (MRT)	183
7.6. Méthode fondée sur la relation sorptivité-potentiel	186
7.7. Conclusions	189
<u>Chapitre 8. Application in situ des méthodes transitoires</u>	
8.1. Introduction	191
8.2. HAPEX-Sahel : jachère et mil	191
8.2.1. Jachère	195
8.2.2. Mil	199
8.3. EFEDA	200
8.3.1. Mesures sur sites neutroniques	203
8.3.2. Mesures sur BAR 2 et BAR 5	205
8.3.2.1. Sol nu BAR 2	206
8.3.2.2. Maïs imgué BAR 5	207
8.4. Adimensionnalisation de la courbe d'infiltration cumulée	209
8.5. Sorptivité et conductivité des sols en place	211
8.6. Temps caractéristique pour le régime permanent axisymétrique	215
8.7. Conclusions	217
<u>Conclusions de la partie II</u>	219

### PARTIE III : CAS DES SOLS ENCROUTES - TENSIO-INFILTROMETRIE

<u>Chapitre 9. Etude expérimentale in situ</u>	
9.1. Introduction	223
9.2. Choix des croûtes de surface	225
9.3. Hypothèses de base et principes de la mesure	228
9.3.1. Hypothèses	228
9.3.2. Matériel et protocole de mesure	230
9.3.2.1. Fabrication des minitensiomètres	230
9.3.2.2. Préparation du tunnel tensiométrique	231
9.3.2.3. Essai d'infiltration	232
9.3.3. Analyse de l'essai	233
9.4. Mesures de densité	234
9.4.1. Densité du sol sous-jacent	235
9.4.2. Densité des croûtes	236
9.5. Résultats	237
9.5.1. Déroulement des essais	237
9.5.2. Résultats finaux	240
9.5.3. Comparaison avec d'autres méthodes	243
9.6. Calcul d'erreur	244
9.6.1. Erreur ponctuelle	245
9.6.2. Erreur spatiale	245
9.6.3. Conclusions	247
9.7. Anisotropie du processus d'infiltration sur sol encroûté	247
9.7.1. Observation des fronts d'infiltration	247
9.7.2. Estimation quadratique de la sorptivité	248
9.8. Teneurs en eau dans le système sol-croûte	250
9.9. Existence d'un blocage hydraulique à l'interface croûte-sol ?	252
9.10. Essais pseudo-monodimensionnels sur sol homogène	256
9.11. Conclusions	263

<b><u>Chapitre 10. Modélisation simplifiée de l'infiltration dans un sol encroûté</u></b>	
10.1. Introduction	265
10.2. Synthèse bibliographique	265
10.3. Hypothèses et fonctionnement du modèle	268
10.3.1. Hypothèses	268
10.3.2. Equations et principes	269
10.4. Simulations sous pluie d'intensité constante	273
10.5. Simulations sous pluie réelle ; comparaison avec mesures de ruissellement	277
10.6. Temps d'apparition du ruissellement	281
10.7. Conclusions	282
<b><u>Conclusions de la partie III</u></b>	<b>285</b>
<b>Conclusion générale</b>	<b>287</b>
<b>Références bibliographiques</b>	<b>291</b>
<b>Liste des Figures</b>	<b>303</b>
<b>Liste des tableaux</b>	<b>313</b>
<b>Annexes</b>	<b>317</b>
<b>Résumé</b>	<b>327</b>
<b>Abstract</b>	<b>329</b>

## LISTE DES PRINCIPAUX SYMBOLES ET ABREVIATIONS

*(les chiffres entre parenthèses correspondent au chapitre où le symbole est introduit)*

### **Symboles latins**

A	coefficient du temps de l'équation d'infiltration en 1D (1)	[LT <sup>-1</sup> ]
a	rayon de source adimensionnel (2)	adim.
B	coefficient du temps de l'équation d'infiltration en 3D (6)	[LT <sup>-1</sup> ]
b	paramètre de forme de la diffusivité capillaire (1)	adim
C	capacité capillaire (1)	[L <sup>-1</sup> ]
C <sub>s</sub>	coefficient de surestimation du flux (4)	adim.
D	diffusivité capillaire (1)	[L <sup>2</sup> T <sup>-1</sup> ]
d	dimension caractéristique de particules (1)	[L]
e	épaisseur de la croûte (9)	[L]
F	flux-concentration (1)	adim.
f	facteur de réduction de K <sub>sub</sub> (10)	adim.
f <sub>a</sub>	facteur axisymétrique (rapport du flux axisymétrique en régime permanent à la conductivité) (3)	adim.
f <sub>s</sub>	facteur d'erreur spatiale sur K <sub>s</sub> (9)	adim.
g	accélération de la pesanteur	[LT <sup>-2</sup> ]
H	charge hydraulique (1)	[L]
h	pression exprimée en hauteur d'eau (1)	[L]
h <sub>0</sub>	pression (ou potentiel) imposé en surface (1)	[L]
h <sub>1</sub>	pression à la profondeur z <sub>1</sub> (9)	
h <sub>a</sub>	pression d'entrée d'air (1)	
h <sub>cs</sub>	pression à l'interface croûte-sol (10)	
h <sub>cs</sub> <sup>∞</sup>	valeur asymptotique de h <sub>cs</sub> (10)	
h <sub>F</sub>	potentiel de front (1)	
h <sub>g</sub>	paramètre d'échelle de la courbe de rétention (1)	[L]
l	volume d'eau infiltré par unité de surface (lame infiltrée) (1)	[L]
l <sub>0</sub>	lame infiltrée dans la couche de sable de contact (6)	
l <sub>1d</sub>	lame infiltrée en 1D (1)	
l <sub>3d</sub>	lame infiltrée en 3D (3)	
l <sub>lat</sub>	lame infiltrée à la périphérie du disque (9)	
i <sub>p</sub>	intensité de pluie (10)	[LT <sup>-1</sup> ]
i <sub>r</sub>	intensité limite de ruissellement (9)	[LT <sup>-1</sup> ]
K	conductivité hydraulique (1)	[LT <sup>-1</sup> ]
K <sub>0</sub> ou K	conductivité à la pression h <sub>0</sub> (1)	
K <sub>cr</sub>	conductivité à saturation de la croûte pour le modèle GA (10)	
K <sub>i</sub>	conductivité à la pression initiale (1)	
K <sub>s</sub>	conductivité à saturation (1)	
K <sub>s</sub> <sup>+</sup> , K <sub>s</sub> <sup>-</sup>	limites de l'intervalle de confiance sur K <sub>s</sub> (9)	
K <sub>sub</sub>	conductivité à saturation de SUB pour le modèle GA (10)	
K <sub>ts</sub>	conductivité par la méthode de la tache saturée (9)	
m	paramètre de forme de la courbe de rétention (1)	adim.
n	paramètre de forme de la courbe de rétention (1)	adim.
p	pression (chapitre 1), dérivée de la lame infiltrée par rapport à la racine carrée du temps (dans le reste du mémoire) (6)	[ML <sup>-1</sup> T <sup>-2</sup> ] [LT <sup>-1/2</sup> ]
p <sub>a</sub>	pression de l'air (1)	
p <sub>atm</sub>	pression atmosphérique	
p <sub>c</sub>	pression capillaire (1)	



$p_w$	pression de l'eau (1)	
$q$	flux par unité de surface (1)	[LT <sup>-1</sup> ]
$q_\infty$	flux en régime permanent (2)	
$q_i$	flux en régime permanent pour le disque de rayon $r_i$ ou flux en régime permanent à la pression $h_i$ (suivant le contexte) (3)	
$q_{1d}$	flux en 1D (4)	
$q_{3d}$	flux en 3D (4)	
$q_{grav}$	flux au temps $t_{grav}$ (4)	
$q_{Woo}$	flux en régime permanent suivant l'expression de Wooding (4)	
$R$	lame ruissellée (10)	[L]
$R_c$	résistance hydraulique de la croûte (9)	[T]
$R_m$	lame ruissellée mesurée (10)	
$r, r_i$	rayon du disque de l'infiltromètre	[L]
$r_m$	rayon minimal de l'infiltromètre pour l'équilibre des forces gravitaires et capillaires (6)	
$r_p$	rayon de pore (1)	
$S$	sorptivité capillaire (1)	[LT <sup>-1/2</sup> ]
$S_0$ ou $S$	sorptivité à la pression $h_0$ (1)	
$S_1$	estimation de $S$ fondée sur $t_d$ et $l_{1d}$ (9)	
$S_{opt}$	valeur optimale de $S$ (pour sa détermination aux temps courts) (6)	
$S_q$	estimation quadratique de $S$ (9)	
$t$	temps	[T]
$t_0$	temps correspondant à $l_0$ (6)	
$t_{BC}$	temps de saturation de la croûte (modèle GA) (10)	
$t_d$	limite à droite de la phase d'infiltration analysée (croûtes) (9)	
$t_f$	durée d'infiltration prise en compte (6)	
$t_g$	limite à gauche de la phase d'infiltration analysée (croûtes) (9)	
$t_{geom}$	temps géométrique (1)	
$t_{grav}$	temps gravitaire (1)	
$t_i$	temps d'influence de la couche de sable de contact (6)	
$t_R$	temps d'apparition du ruissellement (10)	
$t_R^-, t_R^+$	limites théoriques de $t_R$ (10)	
$W$	teneur en eau massique (1)	adim.
$x$	abscisse du front d'infiltration horizontal (9)	[L]
$x_1$	valeur de $x$ à l'instant $t=t_d$ (9)	
$z$	profondeur	[L]
$z_1$	profondeur du minitensiomètre (9)	
$z_F$	profondeur du front d'infiltration (1)	

## Symboles grecs

$\alpha$	paramètre de forme de la fonction conductivité-pression (1), rapport de la conductivité au potentiel d'écoulement (3)	[L <sup>-1</sup> ]
$\alpha_{cr}$	valeur de $\alpha$ pour la croûte (10)	
$\alpha_{sub}$	valeur de $\alpha$ pour SUB (10)	
$\alpha^+, \alpha^-$	paramètres de calcul d'erreur (9)	
$\beta$	constante de l'équation d'infiltration axisymétrique (6)	adim.
$\Delta\theta$	différence des teneurs en eau finale et initiale (1)	adim.
$\delta, \delta^+, \delta^-$	paramètres de calcul d'erreur (9)	adim.
$\varepsilon$	porosité (1)	adim.
$\Phi$	potentiel d'écoulement (ou potentiel de Kirchhoff) (1)	[L <sup>2</sup> T <sup>-1</sup> ]
$\Phi_s$	potentiel d'écoulement à saturation	
$\Gamma$	capacité d'infiltration (10)	[LT <sup>-1</sup> ]
$\gamma$	constante de l'équation d'infiltration axisymétrique (6)	adim.
$\eta$	exposant de la fonction conductivité-teneur en eau (1)	adim.
$\lambda_c$	longueur capillaire (1)	[L]
$\lambda_m$	dimension de pore hydrauliquement fonctionnel (1)	[L]
$\theta$	teneur en eau volumique (1)	adim.
$\theta_0$	teneur en eau en surface	
$\theta_1$	teneur en eau à l'instant $t=t_d$ (9)	
$\theta_{cr}$	teneur en eau à saturation de la croûte pour le modèle GA (10)	
$\theta_{cs}$	teneur en eau à la pression $h_{cs}$ (10)	
$\theta_f$	teneur en eau finale	
$\theta_i$	teneur en eau initiale	
$\theta_{inf}$	teneur en eau dans la couche inférieure (9)	
$\theta_{lat}$	teneur en eau à la périphérie du disque (9)	
$\theta_r$	teneur en eau résiduelle (1)	
$\theta_s$	teneur en eau à saturation (1)	
$\rho$	masse volumique (ou densité si exprimée en g·cm <sup>-3</sup> )	[ML <sup>-3</sup> ]
$\rho_{BT}$	masse volumique apparente sèche de SUB (9)	
$\rho_c$	masse volumique apparente sèche des cailloux (9)	
$\rho_{cr}$	masse volumique apparente sèche de la croûte (9)	
$\rho_d$	masse volumique apparente sèche (1)	
$\rho_s$	masse volumique de solide (1)	
$\rho_{sol}$	masse volumique apparente sèche de SUB sans cailloux (9)	
$\rho_w$	masse volumique de l'eau	
$\sigma$	tension superficielle de l'eau	[MT <sup>-2</sup> ]
$\sigma_K, \sigma_\Phi$	écarts-type d'estimation de K et $\Phi$ (4)	
$\psi$	succion (1)	[L]
$\zeta$	variable de Boltzmann, $x \cdot t^{-1/2}$ (1)	[LT <sup>-1/2</sup> ]

## **Abréviations et sigles**

1D	géométrie monodirectionnelle verticale (6)
3D	géométrie tridirectionnelle axisymétrique (6)
ALG	croûtes ALGales (9)
CSA	sol à agrégats de la Côte Saint-André (6)
DEC	croûtes de DECantation (9)
EFEDA	European Field Experiment in a Desertification-threatened Area (5)
ESRT	Equation Simplifiée du Régime Transitoire (6)
GA	modèle de Green et Ampt (10)
HAPEX	Hydrologic Atmospheric Pilot EXperiment (-Sahel) (5)
GS	Grenoble Sand (3)
MP	Multi-Potentiels (méthode) (3)
MP <sub>1</sub> , MP <sub>2</sub>	Multi-Potentiels (méthode) avec les disques de rayons $r_1$ , $r_2$ (5)
MR	Multi-Rayons (méthode) (3)
MRT	Multi-Rayons utilisant le régime Transitoire (méthode) (7)
MTP	Mono-Test utilisant le régime Permanent (méthode) (7)
MTT	Mono-Test utilisant le régime Transitoire (méthode) (7)
PFC	Potentiel de Front Constant (modèle GA) (10)
PFV	Potentiel de Front Variable (modèle GA) (10)
PM	Pseudo-Monodimensionnelle (géométrie) (10)
S31	Sable (6)
SCE	Site Central Est (de HAPEX-Sahel) (5)
SL	Silt Loam G.E.3 (3)
SMR	méthode reposant sur l'estimation de la Sorptivité en Multi-Rayons (7)
SMT	méthode reposant sur l'estimation de la Sorptivité en Mono-Test (7)
SN	Sable du Niger (6)
ST	croûtes STructurales (9)
SUB	sol sous-jacent de la brousse tigrée (9)
TRIMS	Triple Ring Infiltrometer at Multiple Suction (3)
VGBC	combinaison des équations de Van Genuchten et de Brooks et Corey (3)
YLC	Yolo Light Clay (3)

## INTRODUCTION GENERALE

La cinétique des processus de transfert d'eau dans la zone non saturée du sol intéresse de nombreux domaines d'étude parmi lesquels l'agronomie, le génie civil, la protection de l'environnement et, bien entendu, la physique du sol. La gestion raisonnée des fertilisants et pesticides pour la protection des eaux souterraines ne peut être menée à bien sans la connaissance des paramètres permettant de prédire la dynamique de l'eau dans les couches de surface. La lutte contre l'érosion et pour le maintien de la fertilité des sols exige la quantification des phénomènes de ruissellement de surface. La conductivité hydraulique  $K$  du sol constitue, pour les modèles mécanistes de transfert d'eau et de soluté, un paramètre incontournable.

En raison de la sensibilité des propriétés hydrodynamiques à la structure du sol, la mesure in situ présente un avantage déterminant sur les méthodes de laboratoire (Hussen et Warrick, 1993). Les méthodes de terrain permettant une mesure rapide et non destructrice de  $K$  répondent donc à un besoin tout à fait essentiel. A cet égard, l'infiltromètre à disque (ou encore infiltromètre à pression contrôlée) présente la spécificité de permettre une exploration des propriétés du sol en conditions non saturées, sur une gamme de pressions de quelques dizaines de centimètres d'eau. Les effets d'éventuels macropores au voisinage de la surface peuvent ainsi être correctement appréhendés (Clothier et White, 1981 ; Logsdon et Jaynes, 1993) et les conséquences des pratiques culturales clairement mises en évidence (Vauclin et Chopart, 1992).

Ces raisons sont à l'origine du succès croissant de l'infiltromètre à disque au cours de la dernière décennie et du développement des méthodologies d'analyse associées. La géométrie axisymétrique de l'écoulement permet d'atteindre un régime permanent d'infiltration en un temps plus court que dans le cas monodirectionnel vertical. En revanche, elle constitue a priori une complication non négligeable pour l'analyse. Un pas décisif a été franchi lorsque Wooding (1968) a pu établir une formulation analytique approchée remarquablement simple pour le flux surfacique en régime permanent axisymétrique. Cette solution se présente comme la somme de deux termes, le premier, indépendant du rayon  $r$  du disque, étant la conductivité, l'autre, inversement proportionnel à  $r$ , représentant l'effet de bord. Les méthodes d'analyse aujourd'hui disponibles consistent à exploiter cette solution pour déterminer  $K$ . Nous en présentons une critique dans la première partie de ce mémoire.

Néanmoins, les hypothèses d'application de la solution de Wooding sont assez peu réalistes dans la pratique. Le sol doit en effet être homogène, isotrope et sa teneur en eau initiale uniforme ce qui, en tout état de cause, n'est jamais ou très rarement vérifié (White et al., 1992). Le développement de méthodes nouvelles fondées sur l'analyse du régime transitoire d'infiltration [par abus de langage, "méthodes transitoires"], de par la réduction du volume de sol mis en jeu, offre une alternative intéressante aux méthodes classiques lorsque les conditions d'application de ces dernières sont sévèrement prises en défaut. Si l'attente - parfois longue - du régime permanent peut être évitée, le gain en efficacité de la mesure est évident. L'équation établie par Haverkamp et al. (1994) pour le régime transitoire d'infiltration axisymétrique nous permet de proposer plusieurs méthodes nouvelles dans la deuxième partie de ce travail. Nous testerons ces méthodes par des approches numériques et analytiques, ainsi que par comparaison avec les méthodes classiques. Nous serons amenés à accorder une importance particulière au problème de la couche de sable de contact interposée entre le disque et le sol.

Enfin, dans la troisième partie, nous nous pencherons sur le cas des sols encroûtés rencontrés dans le cadre d'une expérimentation multi-disciplinaire de terrain réalisée au Niger (HAPEX-Sahel). La faible épaisseur des croûtes superficielles (inférieure ou égale au centimètre) exclut d'emblée l'établissement d'un régime permanent qui ne fasse pas intervenir le sol sous-jacent. Un tel processus, mettant en jeu une combinaison complexe des propriétés hydrodynamiques des deux horizons, s'avère inexploitable. Pour résoudre le problème de la mesure des propriétés de la croûte seule, nous avons mis au point un protocole expérimental nouveau fondé sur l'utilisation conjointe d'un minitensiomètre implanté à l'interface croûte-sol, sous l'infiltromètre. Les résultats obtenus seront validés grâce à un modèle d'infiltration bi-couche simple développé avec l'objectif de n'utiliser que des paramètres accessibles à la mesure.

**PARTIE I**

**PRINCIPES DE L'INFILTROMETRIE A DISQUES  
ET ANALYSE CRITIQUE DES REGIMES PSEUDO-PERMANENTS**

## Chapitre 1. GENERALITES

### 1.1. Introduction

L'objectif de ce chapitre est de présenter, dans ses grandes lignes, le formalisme mathématique servant à décrire le sol et l'ensemble des processus hydrodynamiques dont il peut être le siège. Après avoir brièvement rappelé les variables physiques et les hypothèses de travail servant de cadre à notre étude, nous exposerons les équations descriptives et les principaux résultats de la littérature ayant trait au phénomène qui nous intéresse ici plus particulièrement : l'infiltration.

### 1.2. Le sol

#### 1.2.1. Généralités

Le terme sol se réfère dans le langage courant à la fine couche extérieure de la surface terrestre, soumise à l'action du climat, résultat de la lente décomposition des roches par des processus physiques et chimiques et siège d'une activité biologique importante (Hillel, 1980). Bien que cette définition laisse deviner le caractère dynamique de la structure du sol, nous considérerons ici que les échelles de temps nécessaires à l'apparition de changements notoires dans cette structure sont grandes et que, pour les phénomènes auxquels nous nous intéresserons, le sol peut raisonnablement être considéré comme un milieu physique "figé".

Le physicien considère le sol comme un milieu poreux tri-phasique, c'est-à-dire qu'à une matrice solide rigide (parfois considérée comme déformable) s'ajoutent une phase gazeuse (généralement l'air) et une phase liquide (généralement l'eau), capables de circuler plus ou moins librement à l'intérieur de cette structure. La phase solide est constituée de particules (ou grains) qui, agglomérées les unes aux autres, constituent la trame à l'intérieur de laquelle se feront les mouvements des fluides, air et eau. Ces particules, d'origine et de propriétés physico-chimiques diverses, peuvent, par exemple, être classées suivant leur taille (cf. tableau 1.1).

dimension caractéristique (mm)	$d < 0.002$	$0.002 < d < 0.2$	$0.2 < d < 20$	$d > 20$
type de particule	argiles	limons	sables	graviers

Tableau 1.1. Types de particule suivant leur taille.

On distingue généralement trois échelles spatiales :

- l'échelle microscopique, correspondant à l'échelle du grain ou du pore et caractérisée par une forte hétérogénéité,
- l'échelle macroscopique, du  $\text{cm}^3$  au  $\text{m}^3$  (suivant la taille des particules), pour laquelle le sol peut être considéré comme un milieu homogène et correctement décrit par des variables d'état moyennes,
- et l'échelle mégascopique, correspondant à l'échelle du champ, marquée à nouveau par une hétérogénéité car elle fait intervenir la variabilité spatiale des variables d'état et des processus physiques.

En faisant tendre l'échelle microscopique vers l'échelle macroscopique, on peut définir le volume élémentaire représentatif (V.E.R.) comme la plus petite unité de volume de sol pour laquelle les variables d'état deviennent stationnaires, c'est-à-dire que les valeurs moyennes ne dépendent plus de la taille de ce volume. Dans la pratique, le V.E.R. doit être suffisamment grand par rapport à l'échelle moléculaire ou particulaire mais suffisamment petit par rapport à l'échelle de l'application.

### 1.2.2. Variables de base

Le volume et la masse des différentes phases permettent de définir les grandeurs suivantes :

- la porosité :  $\varepsilon = \frac{V_v}{V_t}$  où  $V_v$  et  $V_t$  représentent respectivement le volume occupé par les vides et le volume total,
- la masse volumique de solide :  $\rho_s = \frac{M_g}{V_g}$  où  $M_g$  et  $V_g$  représentent respectivement la masse et le volume des grains,
- la teneur massique en eau :  $W = \frac{M_w}{M_g}$  où  $M_w$  représente la masse de l'eau,
- et la teneur volumique en eau :  $\theta = \frac{V_w}{V_t}$  où  $V_w$  représente le volume occupé par l'eau.

La porosité constitue une valeur maximale pour  $\theta$ . Quand  $\theta = \varepsilon$ , on dit qu'il y a saturation totale du milieu poreux (la saturation naturelle peut se produire pour une valeur de  $\theta$  légèrement inférieure à  $\varepsilon$  en raison de la présence d'une phase air dite résiduelle et généralement occluse). La masse volumique de solide prend le plus souvent une valeur proche de  $2.65 \text{ g/cm}^3$ , les particules étant généralement constituées d'oxydes de Silicium ou d'Aluminium. Elle peut être supérieure avec la présence d'oxydes de Fer.



La phase liquide ne sera, dans le cadre de ce travail, constituée que d'eau pure. Ses mouvements au sein de la matrice solide seront considérés suffisamment lents pour que les écoulements dans le réseau poreux soient laminaires et que la dissipation d'énergie puisse être négligée. Pour la même raison, l'énergie cinétique de l'eau est négligeable par rapport à son énergie totale. En l'absence de soluté, l'énergie potentielle d'origine osmotique est nulle. L'interaction des phases liquide et gazeuse, non miscibles, crée une pression aux interfaces due aux effets de la capillarité et caractérisée par la tension superficielle,  $\sigma$ , du liquide considéré ( $0.075 \text{ Nm}^{-1}$  pour l'eau pure à  $10^\circ\text{C}$ ). Cette grandeur varie avec la température. L'équilibre thermodynamique local permet d'appliquer la loi de Laplace pour la pression capillaire  $p_c$  de l'eau, égale à la différence entre la pression,  $p_a$ , du fluide non mouillant (l'air) et celle,  $p_w$ , du fluide mouillant (l'eau) :

$$p_c = p_a - p_w = \frac{2 \sigma}{r_p} \quad (1.1)$$

où  $r_p$  représente le rayon du pore ou sa dimension caractéristique. Il est pratique d'exprimer les énergies non pas en unité de pression mais en hauteur d'eau,  $h$ , équivalente par :

$$h = \frac{p}{\rho_w g} \quad (1.2)$$

où  $\rho_w$  est la masse volumique de l'eau et  $g$ , l'accélération de la pesanteur. La non saturation du milieu se caractérise par une pression d'eau inférieure à la pression atmosphérique,  $p_{atm}$ , qui entraîne  $h < 0$  si  $p_{atm}$  est prise égale à 0. Pour manipuler des grandeurs positives, on pourra lui préférer la succion,  $\psi = -h$ . En raison de son évidente dépendance de la géométrie de la matrice poreuse,  $h$  est souvent appelé "potentiel matriciel". En présence de forces de gravité, l'état énergétique de l'eau est également fonction d'un terme potentiel donné par son altitude par rapport à un niveau zéro de référence, généralement assimilé à la surface du sol. En orientant l'axe vertical positivement vers le bas, une particule d'eau située à la profondeur  $z$  aura une énergie potentielle  $-z$ . L'énergie totale, ou charge hydraulique,  $H$ , est alors la somme des termes matriciel et gravitaire :

$$H = h - z \quad (1.3)$$

La conductivité hydraulique,  $K$ , est l'un des paramètres décrivant la dynamique des mouvements de l'eau dans le sol. C'est le coefficient de proportionnalité entre le débit volumique par unité de surface,  $q$ , et le gradient de charge hydraulique :

$$\vec{q} = -K(\theta) \vec{\text{grad}} H \quad (1.4)$$

Cette équation est connue sous le nom de loi de Darcy généralisée. La conductivité varie en général très vite avec  $\theta$ , surtout au voisinage de la saturation.

A partir des variables  $\theta$ ,  $h$  et  $K$ , on définit également la capacité capillaire, d'une part :

$$C(\theta) = \frac{\partial \theta}{\partial h} \quad (1.5)$$

et la diffusivité capillaire, d'autre part :

$$D(\theta) = K(\theta) \frac{\partial h}{\partial \theta} = \frac{K(\theta)}{C(\theta)} \quad (1.6)$$

### 1.2.3. Relations caractéristiques

#### 1.2.3.1. Courbe de rétention

La relation entre  $h$  et  $\theta$  est connue sous le nom de courbe de pression capillaire (ou de rétention). Plusieurs formulations ont été proposées dans la littérature pour rendre compte de la dépendance de ces deux variables [une revue pourra en être trouvée dans Fuentes et al. (1992)], parmi lesquelles celle de Van Genuchten (1980) est aujourd'hui la plus couramment employée :

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left\{ 1 + \left( \frac{h}{h_g} \right)^n \right\}^{-m} \quad (1.7)$$

où  $\theta_r$  représente la teneur en eau résiduelle,  $h_g$  est un paramètre d'échelle ayant la dimension d'une longueur et  $n$  et  $m$  sont deux paramètres de forme, sans dimension, et liés, soit par la condition de Burdine (1953) :

$$n = \frac{2}{1 - m} \quad (1.8)$$

soit par celle de Mualem (1976) :

$$n = \frac{1}{1 - m} \quad (1.9)$$

L'équation (1.8), Fuentes et al. (1992) ayant montré son caractère plus général, a été utilisée dans le cadre de notre travail. La principale limitation à l'emploi d'une expression telle que (1.7) réside dans le caractère non univoque de la relation  $h(\theta)$  (Thony, 1970). En effet, il a été remarqué depuis longtemps que des phénomènes d'hystérésis affectent les variations de  $\theta$  avec  $h$  qui dépendent de l'histoire hydrique (infiltration ou désorption) subie par le sol. Plusieurs phénomènes peuvent être invoqués pour tenter de les expliquer, parmi lesquels :

- les variations d'angle de contact à l'interface air-eau,
- une géométrie particulière de la matrice solide avec, par exemple, l'existence de pores en cul-de-sac,
- la possibilité d'un piégeage de l'air.

L'hystérésis est très souvent négligé dans la description analytique des transferts mais il est nécessaire de garder à l'esprit le danger qu'il peut présenter lorsque l'on souhaite passer de l'expression d'une fonction de la variable  $\theta$  à la variable  $h$ , ou inversement, par le biais de la fonction de rétention. Nous aurons l'occasion de revenir sur ce point pour la conductivité.

### **1.2.3.2. Conductivité hydraulique**

La conductivité hydraulique peut être exprimée en fonction, soit de  $\theta$ , soit de  $h$ . La relation  $K(\theta)$  est fortement non-linéaire mais elle est moins affectée par l'hystérésis que  $K(h)$  (Thony, 1970). Le formalisme le plus courant pour exprimer les variations rapides de  $K$  avec  $\theta$  est celui de Brooks et Corey (1964) qui s'exprime par une simple relation de type puissance :

$$\frac{K}{K_s} = \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^\eta \quad (1.10)$$

où  $K_s$  est une constante, correspondant à la conductivité à saturation et  $\eta$  un paramètre de forme.

La relation conductivité-pression, bien que pouvant être formulée par la combinaison des équations (1.7) et (1.10), a également été décrite dans la littérature par des fonctionnelles spécifiques, parmi lesquelles celle de Gardner (1958) :

$$K(h) = K_s \exp(\alpha h) \quad (1.11)$$

où  $\alpha$  est une constante de dimension  $[L^{-1}]$  et dont l'interprétation physique sera discutée plus loin. Ce modèle est appelé sol "quasi linéaire" ou " $\alpha$ -sol". D'une utilisation courante en raison de ses avantages évidents sur le plan analytique (e.g. Wooding, 1968 ; Raats et Gardner, 1971 ; Warrick et Lomen, 1976 ; Clothier et Wooding, 1983 ; Clothier et al., 1985 ; Reynolds et Elrick, 1985 ; White et Sully, 1992), cette relation présente l'inconvénient de ne pas rendre compte d'une pression d'entrée d'air  $h_a$  non-nulle (e.g. Pullan, 1990). Si l'on souhaite prendre en compte cette dernière, il faut introduire un paramètre supplémentaire :

$$K(h) = K_s \exp[\alpha (h - h_a)] \quad (1.12)$$

Néanmoins, l'équation (1.11) à deux paramètres peut s'avérer adéquate, en conditions d'humectation, au voisinage immédiat de la saturation (Clothier et Wooding, 1983). Plus généralement, l'expression (1.11) semble être inadaptée aux sols très homogènes mais convenir aux sols "réels" plus hétérogènes (Wooding, 1968). Une limitation sévère à l'emploi d'une relation  $K(h)$  exponentielle est d'être difficilement applicable à l'ensemble de la gamme de pression  $]-\infty ; 0]$ , le paramètre  $\alpha$  étant lui-même fonction de  $h$  (Parlange, 1972). Ce problème et ses conséquences seront abondamment discutés dans la suite de cette étude. Signalons l'étude bibliographique très complète sur la question des  $\alpha$ -sols réalisée par Pullan (1990).

### 1.2.3.3. Diffusivité capillaire

Comme pour la relation conductivité-pression, la forme de la diffusivité est, en principe, entièrement déterminée par la connaissance simultanée des fonctions  $h(\theta)$  et  $K(\theta)$ . Des recherches approfondies sur la forme de la diffusivité des sols ont été faites par Brutsaert (1976 et 1979). Néanmoins, un certain nombre de formulations analytiques simples sont couramment employées pour la relation  $D(\theta)$ . Citons, parmi celles-ci,

- la forme exponentielle (Gardner et Mayhugh, 1958 ; Vauclin et Haverkamp, 1985a et 1985b) :

$$D(\theta) = A \exp(B \theta) \quad (1.13)$$

- la diffusivité constante (Crank, 1956) correspondant à un sol "linéaire" :

$$D(\theta) = D_0 \quad (1.14)$$

- la diffusivité en masse de "Dirac" nulle partout sauf au voisinage de la saturation :

$$D(\theta) = \frac{1}{2} S^2 \delta \left( 1 - \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right) \quad (1.15)$$

où  $\delta$  est la fonction de Dirac et  $S$  est la sorptivité capillaire (définie plus loin).

Notons que la combinaison des équations (1.7) et (1.10) entraîne une diffusivité infinie à saturation en raison de la tangente verticale de  $h(\theta)$  pour  $h=0$ .

#### **1.2.4. Hypothèses de travail**

Le cadre de notre étude est défini par un certain nombre d'hypothèses simplificatrices qui permettent d'établir les équations qui seront présentées plus loin :

- la phase solide est indéformable et, sauf indication contraire, elle sera également considérée comme homogène et isotrope,
- la phase liquide est constituée d'eau pure incompressible et elle est continue dans tout le domaine poreux. Son état énergétique n'est composé que de deux termes, une pression matricielle et une énergie potentielle gravitaire,
- la phase gazeuse est, elle aussi, continue et sa pression,  $p_a$ , est constante et égale à la pression atmosphérique. Ainsi, les variations de pression de la phase liquide ne peuvent provenir que de changements de concentration,
- les écoulements sont isothermes,
- les concentrations d'eau mises en jeu sont suffisamment importantes et les transferts suffisamment lents pour que ces derniers puissent être correctement décrits par la loi de Darcy généralisée.

#### **1.2.5. Equation générale des transferts**

Le couplage, de la loi de Darcy généralisée [équation (1.4)], avec l'équation de continuité :

$$\text{div } q = - \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (1.16)$$

où  $q$  représente la densité de flux volumique comptée algébriquement dans un volume unité, permet d'établir une équation générale des transferts d'eau dans un sol partiellement saturé qui, dans le cas d'un écoulement monodirectionnel vertical, s'écrit :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K \left( \frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) \right] \quad (1.17)$$

Cette équation faisant intervenir deux variables d'état non indépendantes,  $\theta$  et  $h$ , il est pratique d'éliminer l'une d'entre elles pour obtenir, soit une équation en  $\theta$ , dite équation de Fokker-Planck (Childs et Collis-George, 1950) :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ D \frac{\partial \theta}{\partial z} - K \right] \quad (1.18)$$

soit une équation en  $h$ , dite équation de Richards (1931) :

$$C \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K \left( \frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) \right] \quad (1.19)$$

Cette seconde formulation présente deux avantages importants, le premier lié au fait qu'elle peut être employée à saturation (la capacité  $C$  étant nulle et la diffusivité  $D$  infinie avec l'emploi de la fonction de Van Genuchten [équation (1.7)]. Le second réside dans sa capacité à décrire les transferts en milieux hétérogènes (Vauclin et al., 1979), le potentiel  $h$  étant continu aux interfaces, ce qui n'est pas le cas de la teneur en eau.

Une troisième formulation de l'équation des transferts peut être obtenue en introduisant le concept de potentiel d'écoulement (ou potentiel de flux) défini par Gardner (1958) :

$$\Phi(h) = \int_{-\infty}^h K(\xi) d\xi \quad (1.20)$$

qui conduit à l'équation dite "de Kirchhoff" (Raats, 1971) :

$$\frac{C}{K} \frac{\partial \Phi}{\partial t} = \frac{\partial^2 \Phi}{\partial z^2} - \frac{1}{K} \frac{dK}{dh} \frac{\partial \Phi}{\partial z} \quad (1.21)$$

Cette équation, dont le principal avantage est de réduire l'importance des non-linéarités (Haverkamp, 1983) montre tout l'intérêt qu'il peut y avoir à disposer d'une fonctionnelle simple entre conductivité et potentiel. La relation  $K(h)$  exponentielle, en particulier, permet de linéariser l'équation (1.21) en régime permanent :

$$\frac{\partial^2 \Phi}{\partial z^2} - \alpha \frac{\partial \Phi}{\partial z} = 0 \quad (1.22)$$

### 1.3. L'infiltration

Les premières descriptions du phénomène d'absorption de l'eau par les sols remontent au début du siècle avec les travaux de Green et Ampt (1911). D'autres formulations, le plus souvent empiriques, sont apparues par la suite [e.g. Kostiaikov (1932), Horton (1940)], faisant intervenir des paramètres empiriques sans signification physique. La première solution quasi-analytique de l'équation de Fokker-Plank est due à Philip (1957a). Des équations plus complexes, souvent implicites, ont été proposées par la suite, avec les travaux de Parlange et Haverkamp en particulier (Parlange, 1972, 1975, 1982 ; Parlange et al., 1985 ; Haverkamp et al., 1990).

Si  $l$  désigne la quantité d'eau infiltrée par unité de surface de sol (plus simplement, lame infiltrée) au cours d'une durée  $t$ , le flux d'infiltration,  $q$ , est obtenu par simple dérivation par rapport au temps :

$$q(t) = \frac{dl}{dt} \quad (1.23)$$

Nous nous proposons de rappeler ici les solutions qui seront utilisées dans la suite de cette étude, à savoir celles de Green et Ampt et de Philip.

#### 1.3.1. L'équation de Green et Ampt.

Les hypothèses de base faites par Green et Ampt sont :

- i. il existe, à chaque instant, un front d'humidification pour lequel peut être défini un potentiel matriciel de front,  $h_F$ , dont la valeur ne dépend ni du temps ni de la position  $z_F$ ,
- ii. en amont de ce front, le sol est entièrement saturé et sa conductivité est égale à  $K_s$ . En aval du front, l'humidité du sol est uniformément égale à la teneur volumique en eau initiale  $\theta_j$ . Ces hypothèses correspondent à un sol de Dirac et à un écoulement en forme de "piston".

Pour une condition limite de potentiel  $h_0$  à la surface, l'application de la loi de Darcy entre les profondeurs 0 et  $z_F$  permet d'écrire :

$$q(t) = -K_s \left( \frac{h_F - h_0 - z_F}{z_F} \right) \quad (1.24)$$

La lame infiltrée correspondante est donnée par :

$$l(t) = z_F \Delta\theta \quad (1.25)$$

avec  $\Delta\theta = \theta_s - \theta_i$ . La combinaison des équations (1.23) à (1.25) fournit la loi d'infiltration :

$$l = K_s t - \Delta\theta (h_F - h_0) \ln \left[ 1 - \frac{l}{\Delta\theta (h_F - h_0)} \right] \quad (1.26)$$

En raison de sa simplicité, cette équation a été reprise par de très nombreux auteurs pour des applications variées (Hillel et Gardner, 1969, 1970a et 1970b ; Mein et Larson, 1973 ; Swartzendruber, 1974 ; Ahuja, 1974 et 1983 ; Brakensiek, 1977 ; Ahuja et Ross, 1983 ).

Le principal problème lié à l'emploi de l'équation de Green et Ampt (1911) est de savoir si  $h_F$  représente un paramètre ayant un sens physique et, dans ce cas, de déterminer sa valeur en tant que tel, ou s'il ne doit être considéré que comme un paramètre d'ajustement. Nous reviendrons sur ce point à propos des sols encroûtés (partie III).

### 1.3.2. La solution de Philip

Il n'existe pas de solution analytique générale à l'équation de Fokker-Planck (1.18). Néanmoins, une solution a été obtenue par Philip (1957a) pour le cas particulier d'un milieu homogène semi-infini dans son extension verticale satisfaisant aux conditions :

$$\begin{cases} t < 0 ; z \geq 0 : \theta = \theta_i \\ t \geq 0 ; z = 0 : \theta = \theta_0 \end{cases} \quad (1.27)$$

où  $\theta_0$  est la teneur volumique en eau à la surface. La solution de Philip prend la forme d'une série en  $t^{1/2}$  :

$$z(\theta, t) = \sum_{j=1}^{\infty} f_j(\theta) t^{j/2} \quad (1.28)$$

où les  $f_j(\theta)$  sont solutions d'équations différentielles ordinaires. En posant :

$$S_j(\theta_i, \theta_0) = \int_{\theta_i}^{\theta_0} f_j(\theta) d\theta \quad (1.29)$$



Philip obtient par intégration sur tout le profil :

$$I(t) = K_i t + \sum_{j=1}^{\infty} S_j(\theta_i, \theta_0) t^{j/2} \quad (1.30)$$

où  $K_i$  est la conductivité pour  $\theta = \theta_i$ . Le coefficient du premier terme de la série,  $S_1$ , est appelé sorptivité capillaire [ $LT^{-1/2}$ ] et plus communément noté  $S$ . Il traduit la capacité d'un sol à absorber l'eau par capillarité. En l'absence de gravité, l'équation (1.30) se réduit à :

$$I(t) = S t^{1/2} \quad (1.31)$$

Dans le cas de l'infiltration verticale et pour des temps suffisamment courts, Philip (1957b) propose de réduire l'équation (1.30) à une forme tronquée à deux termes :

$$I(t) = S t^{1/2} + A t \quad (1.32)$$

où  $A$  est une constante qui rend compte des effets gravitaires et dont il semble que le lien avec la conductivité  $K_0$  [ $=K(\theta_0)$ ] ne puisse être établi d'une manière simple (Smiles et Knight, 1976). Il est généralement admis, néanmoins, que  $A$  prend une valeur dans la gamme [ $K_0/3$  ;  $2 \cdot K_0/3$ ] (e.g. Youngs, 1968 ; Talsma et Parlange, 1972 ; Parlange, 1977 ; Fuentes et al., 1992). En termes de flux transitoire, la dérivation de l'équation (1.32) par rapport au temps donne :

$$q(t) = \frac{S}{2 t^{1/2}} + A \quad (1.33)$$

Il est clair que les équations (1.32) et (1.33) ne sont valables que pour un temps limité (e.g. Knight, 1983) puisqu'elles conduisent à un flux tendant asymptotiquement vers  $A$  alors que la loi de Darcy prévoit :

$$\lim_{t \rightarrow \infty} q = K_0 \quad (1.34)$$

Les coefficients  $S$  et  $A$  ajustés sur le résultat d'une expérience d'infiltration sont donc dépendants de sa durée (Haverkamp et al., 1988).

L'équation (1.32) a été abondamment utilisée dans la littérature (Talsma, 1969 ; Sharma et al., 1980 ; Bonnell et Williams, 1986 ; Bristow et Savage, 1987), en particulier pour déterminer les paramètres  $S$  et  $A$  à partir d'essais d'infiltration réalisés in situ par la

technique de l'infiltrométrie simple ou double anneau sous condition de charge (Touma, 1984). Nous reviendrons sur ce point dans la partie consacrée aux méthodes transitoires.

### 1.3.3. La sorptivité

En utilisant la variable de Boltzmann,  $\zeta = x \cdot t^{1/2}$  (où  $x$  représente l'abscisse dans la direction horizontale), Philip (1957b) définit la sorptivité par :

$$S = \int_{\theta_i}^{\theta_0} \zeta(\theta) d\theta \quad (1.35)$$

Philip et Knight (1974) ont introduit le concept de relation flux-concentration,  $F(\theta)$ , défini par :

$$F(\theta) = \frac{q(\theta) - K(\theta_i)}{q(\theta_0) - K(\theta_i)} \quad (1.36)$$

De nombreuses expressions  $F(\theta)$  ont été proposées dans la littérature. On en trouvera une revue dans Vauclin et Haverkamp (1985a). L'introduction de ce concept permet d'exprimer la sorptivité par :

$$S_0^2 = 2 \int_{\theta_i}^{\theta_0} \frac{\theta - \theta_i}{F(\theta)} D(\theta) d\theta \quad (1.37)$$

Le choix d'une expression  $F(\theta)$  permet alors d'obtenir une expression analytique de la sorptivité [voir Elrick et Robin (1981) pour une revue de ces expressions]. L'une des plus précises [sauf pour les sols linéaires, Kutilek et Valentova 1986] et que nous utiliserons dans notre étude est donnée par Parlange (1975) :

$$S_0^2 = 2 \int_{\theta_i}^{\theta_0} (\theta_s + \theta - 2\theta_i) D(\theta) d\theta \quad (1.38)$$

### 1.3.4 Longueurs et temps caractéristiques

Sur la base de l'équation (1.12), Philip (1983) définit une échelle de longueur macroscopique appelée longueur "sorptive" et caractérisant, pour un sol et un potentiel  $h_0$  donnés, l'importance relative des forces capillaires par rapport aux forces gravitaires sur l'infiltration. Elle est simplement égale à deux fois  $\alpha^{-1}$ . Dans un article assez détaillé sur la

question, White et Sully (1987) définissent une grandeur analogue appelée longueur capillaire,  $\lambda_c$ , valable pour toute forme de  $K(h)$  et exprimée par :

$$\lambda_c = [K(h_0) - K(h_i)]^{-1} \int_{h_i}^{h_0} K(h) dh \quad (1.39)$$

où  $h_i$  est la pression initiale de l'eau du sol. La longueur capillaire correspond à la moitié de la longueur sorptive de Philip et exprime donc qualitativement le même concept. Si le sol est initialement suffisamment sec pour que  $K(h_i) \ll K(h_0)$  (ce qui est généralement le cas pour les essais réalisés avec l'infiltromètre),  $\lambda_c$  prend une forme particulièrement simple :

$$\lambda_c(h_0) = \frac{\Phi(h_0)}{K(h_0)} \quad (1.40)$$

Si, de plus, la forme exponentielle (1.11) est retenue pour  $K(h)$ , on obtient :

$$\lambda_c = \alpha^{-1} \quad (1.41)$$

L'application des lois élémentaires de la capillarité permet de calculer une dimension moyenne de pore hydrauliquement fonctionnel à la pression  $h_0$ ,  $\lambda_m$ , par (Philip, 1987 ; White et Sully, 1987) :

$$\lambda_m(h_0) = \frac{\sigma}{\rho_w g \lambda_c(h_0)} \quad (1.42)$$

Notons que cette interprétation suppose que  $\lambda_c$  soit une fonction décroissante de  $h_0$  c'est-à-dire, selon l'équation (1.40), que  $\Phi$  augmente plus vite que  $K$  avec la pression. Ceci impose certaines contraintes sur la forme de  $K(h)$  qui ne sont pas satisfaites, au voisinage de la saturation, avec la combinaison des fonctionnelles de Van Genuchten et de Brooks et Corey [équations (1.7) et (1.10)]. Nous reviendrons sur cette ambiguïté au chapitre 3 à propos du paramètre  $\alpha$ .

D'après les équations (1.37) et (1.39), et toujours suivant l'hypothèse d'une conductivité initiale  $K_i$  négligeable devant  $K_0$ , White et Sully (1987) établissent une relation entre la sorptivité et la longueur capillaire :

$$\lambda_c = \frac{b S_0^2}{K_0 \Delta\theta} \quad (1.43)$$

où  $\Delta\theta = \theta_0 - \theta_i$  et où le paramètre  $b$  est exprimé par :

$$b = \Delta\theta \int_{h_i}^{h_0} K(h) dh \left\{ 2 \int_{h_i}^{h_0} (\theta - \theta_i) \frac{K(h)}{F(h, h_i, h_0)} dh \right\}^{-1} \quad (1.44)$$

$b$  apparaît comme un paramètre de forme de la diffusivité et sa valeur théorique est limitée à l'intervalle  $[1/2; \pi/4]$ . On obtient, d'après l'équation (1.40) :

$$\Phi = \frac{b S_0^2}{\Delta\theta} \quad (1.45)$$

Cette relation nous servira de base pour la méthodologie que nous proposons pour l'estimation de la conductivité hydraulique des sols encroûtés (cf. partie III).

Philip (1969) propose d'estimer le temps de convergence de sa solution en série [équation (1.30)] pour l'infiltration monodirectionnelle verticale par une grandeur appelée temps gravitaire et définie par :

$$t_{\text{grav}} = \left[ \frac{S_0}{K_0 - K_i} \right]^2 \quad (1.46)$$

Cette grandeur est représentative du temps à partir duquel les effets de la gravité sur l'infiltration deviennent prépondérants sur les forces capillaires.  $t_{\text{grav}}$  peut par conséquent être considéré comme un ordre de grandeur du temps pour lequel la condition (1.34) discrimine l'emploi de l'équation (1.32) pour décrire le processus d'infiltration dans son ensemble. Il varie très largement avec la nature du sol (inférieur à l'heure pour un sable, il peut atteindre plusieurs semaines pour certaines argiles).

La géométrie axisymétrique des essais réalisés avec les infiltromètres à disque est responsable d'un effet de bord par rapport au processus monodimensionnel dont l'importance va croissante au cours du temps. Pendant les tout premiers instants de l'essai, cet effet est souvent négligé afin d'offrir une possibilité d'estimation de la sorptivité par l'équation (1.31) (voir paragraphes 3.5 et 6.8). Le temps à partir duquel la géométrie du système prend le pas sur le caractère monodimensionnel capillaire de l'écoulement peut être estimé par :

$$t_{\text{geom}} = \left[ \frac{r \Delta\theta}{S_0} \right]^2 \quad (1.47)$$

où  $r$  est le rayon de la source. Le caractère initialement monodimensionnel et capillaire de l'écoulement est donc progressivement dominé par deux phénomènes, l'un lié aux forces gravitaires, l'autre, aux effets capillaires latéraux. White et Sully (1987) formulent une condition pour que la prépondérance de la géométrie de l'écoulement sur les forces capillaires verticales précède l'arrivée de forces gravitaires d'importance équivalente :

$$t_{\text{geom}} < b t_{\text{grav}} \quad (1.48)$$

Pour le rayon de la source utilisée, cette condition s'écrit encore :

$$r < \sqrt{b} \frac{S_0^2}{K_0 \Delta\theta} \quad (1.49)$$

Soulignons le fait que cette condition est à l'évidence très sensible à la valeur de  $S_0$ .

Les échelles de temps définies par les équations (1.46) et (1.47) ne constituent pas un atout préalable à l'essai pour le choix d'une durée optimale d'expérimentation puisque les valeurs de  $S_0$  et  $K_0$  ne sont pas connues a priori. Elles ne peuvent offrir qu'une aide à l'analyse critique a posteriori des essais. Enfin, l'attention doit être portée sur le fait que ces expressions de temps caractéristiques font intervenir les carrés des estimations de  $S_0$  et  $K_0$ . Les valeurs qu'elles fournissent ne doivent donc être considérées, en tout état de cause, que comme des ordres de grandeur. Un facteur 2, par exemple, entre des valeurs obtenues en deux points d'un site d'étude n'est pas nécessairement significatif.

Dans la pratique, les valeurs de  $t_{\text{grav}}$  et  $t_{\text{geom}}$ , calculées après essai, peuvent donner des informations sur le temps nécessaire à l'établissement d'un régime quasi permanent pour l'infiltromètre à disque. Nous proposerons plus loin un temps caractéristique dont l'expression prend en compte à la fois la vitesse d'établissement des forces gravitaires et de la géométrie latérale de l'écoulement, ces deux phénomènes étant bien entendu superposés dans le temps.

### 2.1. Historique et équations de base

Les premiers essais d'infiltration in situ, avec condition de potentiel hydrique imposé à la surface du sol, ont été réalisés au moyen d'un dispositif simple appelé "anneau de Muntz". La mesure consiste à observer l'infiltration de l'eau à l'intérieur d'une enceinte étanche, l'eau n'ayant d'autre possibilité que de s'infiltrer dans le sol (Roche, 1963). On utilise un cylindre en tôle, enfoncé dans le sol de 5 cm environ, dans lequel on maintient un niveau d'eau  $h_0$  constant. L'alimentation se fait avec un réservoir gradué et les volumes apportés sont notés à intervalles réguliers jusqu'à l'obtention d'un régime quasi-permanent. Quand celui-ci est atteint, le gradient de charge dans les couches imbibées est voisin du gradient unitaire dû à la seule gravité et le flux peut être assimilé à la conductivité hydraulique. La méthode ainsi appliquée conduit à une surestimation de la conductivité hydraulique due à la quantité d'eau absorbée par le sol par capillarité à l'extérieur de l'anneau. Pour pallier cette difficulté, on peut installer deux anneaux concentriques, de taille sensiblement différente, dans lesquels le même niveau  $h_0$  est maintenu tandis que la mesure de l'alimentation n'est effectuée que pour l'anneau intérieur. Les études de Touma (1984) ont montré que l'importance du terme latéral de l'infiltration dépendait de la taille du cylindre extérieur plus que du rapport des deux diamètres. A moins d'utiliser un cylindre extérieur de très grande taille (et de consommer beaucoup d'eau), on ne peut donc être certain d'avoir affaire à un phénomène raisonnablement proche de l'infiltration monodirectionnelle. Aussi, le besoin d'une description analytique de l'infiltration en conditions axisymétriques s'est-il fait sentir.

C'est sur une suggestion de Philip que Wooding (1968) s'est penché sur le problème ainsi posé. L'intérêt de l'expérimentateur était de pouvoir analyser le régime permanent d'infiltration qu'il est de toute façon nécessaire d'atteindre pour que le flux monodimensionnel puisse être identifié à la conductivité hydraulique. Aussi, l'objectif de Wooding était-il de trouver une solution pour le régime asymptotique seul. En faisant l'hypothèse d'une relation  $K(h)$  exponentielle [équation (1.11)], ce qui permet de linéariser l'équation de transfert en régime permanent, Wooding a pu, après un développement mathématique "héroïque" (Philip, 1986), montrer que la densité surfacique de flux issu d'une source circulaire de rayon  $r$  imposant un potentiel nul à la surface du sol tendait vers une valeur proche de :

$$q_{\infty} = K_s + \frac{4 \Phi_s}{\pi r} \quad (2.1)$$

où  $\Phi_s$  représente le potentiel d'écoulement à saturation. Les conditions d'applicabilité de cette solution sont :

- le sol est un milieu semi-infini homogène et isotrope,
- sa pression initiale  $h_i$  est uniforme et telle que  $K_i = K(h_i) \ll K_s$ .

Cette solution a pu être obtenue sous la condition que le paramètre adimensionnel  $a = \alpha r$  soit inférieur à 6 [ $\alpha$  correspond aux équations (1.11) et (1.22)]. Cette inégalité peut s'interpréter comme une condition d'équilibre entre les forces capillaires et gravitaires. Nous avons vu, en effet, que le paramètre  $\alpha$  était directement proportionnel à un rayon de pore hydrauliquement fonctionnel. Pour des grandes valeurs de  $\alpha$ , c'est-à-dire des effets capillaires relativement peu importants, il sera plus indiqué d'utiliser un petit rayon de source pour renforcer l'effet latéral de la géométrie de l'écoulement. Notons enfin que, pour de faibles valeurs de  $a$ , Weir (1987) a proposé une expression corrigée à partir de celle de Wooding. Cette expression n'a pas été utilisée dans le cadre de notre étude.

Bien qu'un véritable régime permanent ne soit théoriquement jamais atteint avec un milieu semi-infini (Wooding, 1968), les expériences de terrain montrent qu'après un temps fini suffisamment long, le flux ne varie plus de manière mesurable. L'expression correcte de ce flux est donc plutôt celle d'un "régime asymptotique" ou encore "régime quasi-permanent". Néanmoins, l'appellation "régime permanent" est tellement répandue dans la littérature que nous l'emploierons tout au long de ce mémoire sans entrer dans les débats théoriques qui opposent les chercheurs sur cette question. Il est cependant nécessaire de garder à l'esprit le fait que cette approximation constitue une source d'erreur potentielle.

## **2.2. L'infiltromètre "non-saturé"**

L'infiltromètre à disque présente, par rapport à l'anneau de Muntz, l'avantage de permettre de travailler en conditions non saturées et, ainsi, de pouvoir explorer les variations des paramètres obtenus en fonction de la pression. Toutefois, le dispositif ne permet d'opérer que dans une gamme de potentiel assez réduite (typiquement de 0 à -200 mm d'eau) au voisinage de la saturation. Cette possibilité reste, quoi qu'il en soit, une spécificité avantageuse de l'infiltromètre à disque face à d'autres appareils de mesure de la conductivité hydraulique du sol in situ, tels que le perméamètre de Guelph (Elrick et Reynolds, 1992), le CCHP (Compact Constant Head Permeameter, Amoozegar, 1992) ou le GrPI (Grenoble Pressure Infiltrometer, Angulo Jaramillo et al., 1994b).

### 2.2.1. Description de l'appareillage

La plupart des infiltromètres se composent d'une embase circulaire, mise en contact avec la surface du sol, surmontée d'un réservoir d'alimentation et d'un système de dépressurisation (Figure 2.1). Pour ce système, certains appareils utilisent une seringue hypodermique (Clothier et White, 1981) mais la plupart des modèles utilisés à l'heure actuelle fonctionnent suivant le schéma de Perroux et White (1988) : la seringue est remplacée par un vase de Mariotte permettant, d'une part, de régler la pression de façon continue et, d'autre part, de ne pas faire obstacle aux flux, généralement importants, qui se produisent pendant la phase initiale du processus. Les divers modèles actuellement répandus se différencient essentiellement par le type de matériau utilisé pour le contact avec le sol (membrane poreuse ou plaque céramique) et par l'existence ou non d'un anneau dépassant légèrement le pourtour de l'embase (destiné à empêcher le flaquage quand on applique un potentiel très proche de zéro).

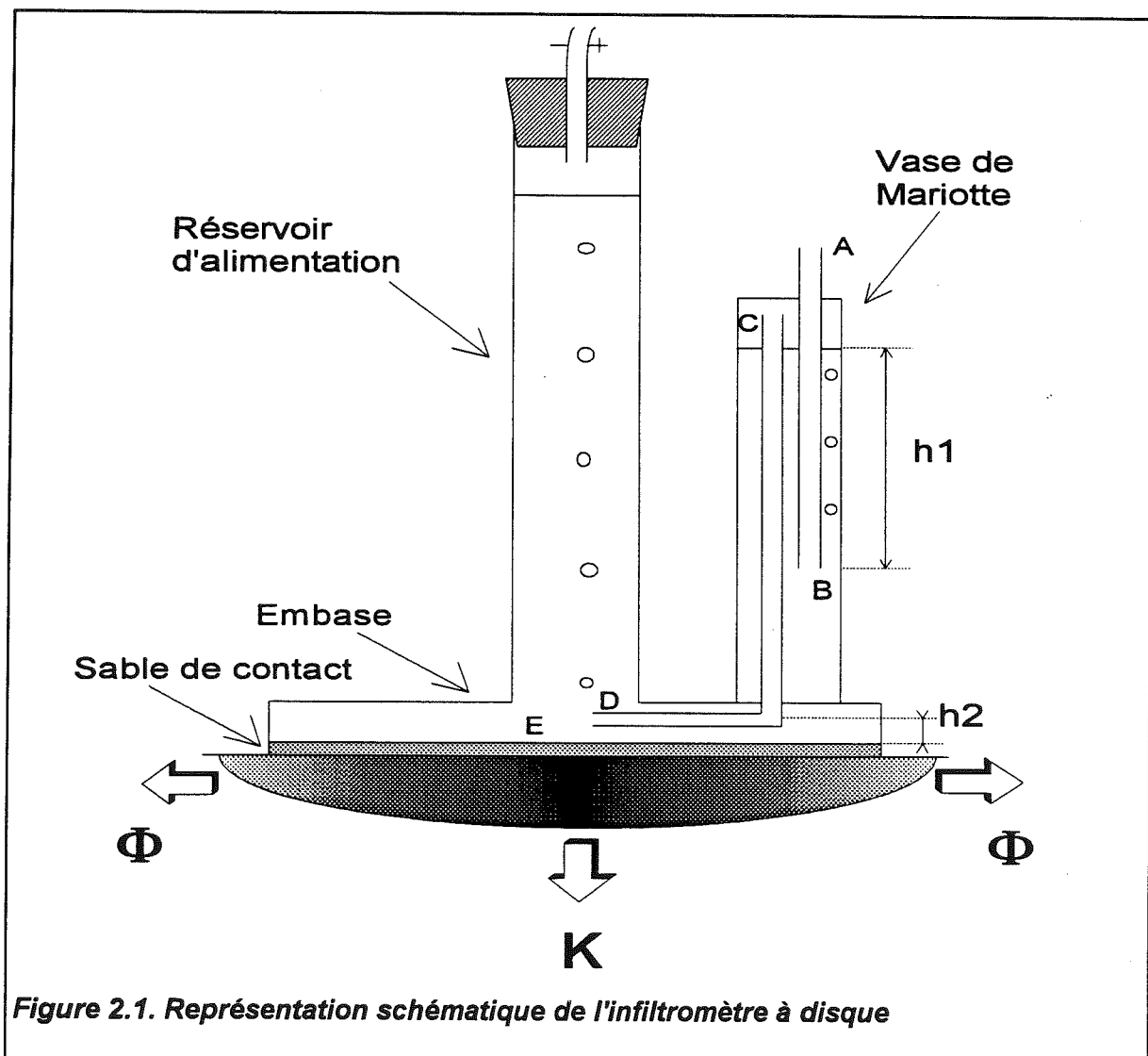


Figure 2.1. Représentation schématique de l'infiltromètre à disque



Un historique des étapes ayant abouti à la configuration actuelle pourra être trouvé dans Quadri (1993).

La Figure 2.1 montre le schéma de principe de l'un des infiltromètres ( $S_1$  ;  $r=125$  mm) conçus au LTHE en collaboration avec B.E. Clothier et utilisés dans le cadre de notre étude. L'air entre en A par le tube capillaire AB à la pression atmosphérique  $p_a$  et ressort en B à la pression  $p_B$ . Il transite ensuite à travers le tube capillaire CD d'où il ressort en D à la pression  $p_D$ . Les pressions en A et B, d'une part, en C et D, d'autre part étant identiques (on néglige la masse volumique de l'air devant celle de l'eau), un calcul simple permet d'exprimer la pression en E à la base du disque par :

$$p_E = p_a + \rho_w g (h_2 - h_1) \quad (2.2)$$

La pression d'eau  $h_0$  à la base du disque exprimée en hauteur d'eau est donc négative si  $h_1$  est supérieure à  $h_2$  :

$$h_0 = h_2 - h_1 \quad (2.3)$$

En toute rigueur, cette expression doit être corrigée des pressions capillaires à la sortie des tubes AB et CD. Cette correction qui dépend du diamètre de ces tubes est de l'ordre de 5 à 10 mm (J.-L. Thony, comm. pers.). Dans la pratique, on peut régler la hauteur  $h_1$  correspondant à  $h_0=0$  en remontant le tube AB jusqu'à ce que l'eau coule par la membrane ( $p_E$  est alors égale à la pression atmosphérique). La hauteur  $h_1$  est ensuite augmentée de l'incrément correspondant à la succion désirée. Nous avons employé cette procédure pour tous les essais réalisés dans le cadre de notre étude.

### **2.2.2. Mise en oeuvre in situ**

Un certain nombre de contraintes doivent être gardées à l'esprit au moment de la mise en oeuvre de l'infiltromètre sur le terrain. La plus importante d'entre elles est d'assurer, en un temps aussi bref que possible, à la surface du sol, une pression uniformément égale à la pression  $h_0$  réglée par le vase de Mariotte. Ceci exclut l'utilisation de l'infiltromètre sur un sol non horizontal. D'autre part, et c'est là sans nul doute un inconvénient non négligeable de l'infiltromètre (nous y reviendrons), le contact hydraulique qu'il est essentiel d'assurer entre le disque et le sol, dont la surface est rarement parfaitement plane, se fait le plus souvent en interposant une couche de sable fin de quelques millimètre d'épaisseur. Cette couche est aplanie au moyen d'une taloche. Le sable en excès dépassant la taille du disque doit impérativement être éliminé (en général juste après le début de l'essai) pour ne pas biaiser les résultats en augmentant le rayon effectif à la surface du sol. Pour pallier ce

risque, on peut utiliser un gabarit constitué d'un anneau de garde dont le diamètre intérieur est égal à celui du disque. Cet anneau, dans lequel la taloche peut être insérée, est simplement posé à la surface du sol et le sable, versé à l'intérieur.

Afin de ne pas trop perturber l'écoulement, cette couche doit être "transparente" pour le flux d'eau, c'est-à-dire que la conductivité du sable utilisé doit être très supérieure à celle du sol à caractériser. D'autre part, ce sable devra avoir une sorptivité élevée afin de pouvoir se saturer en un temps aussi court que possible. En revanche, sa granulométrie ne doit pas être trop grossière afin d'éviter d'éventuels effets de barrière capillaire aux faibles valeurs de potentiel. Dans la pratique, un sable fin de type Fontainebleau convient. Si l'on ne dispose sur place que d'un sable grossier, on pourra lui ajouter une fraction argileuse pour diminuer la pression d'entrée d'air (J.-L. Thony, comm. pers.). Il peut être intéressant de mesurer la quantité de sable ainsi interposée dans le but de fournir une aide à l'analyse des premiers instants de l'essai. Dans ce cas, le sable utilisé doit au moins être de porosité connue ou, mieux, de caractéristiques hydrodynamiques estimées au laboratoire. La mesure de la quantité de sable de contact présente un autre avantage dont nous parlerons au chapitre 6.

Si l'on souhaite mesurer la sorptivité du sol étudié, un ou plusieurs échantillons de sol remanié seront prélevés au voisinage de la zone de l'essai afin de déterminer la teneur en eau initiale du sol. Il peut être intéressant d'effectuer ces prélèvements à différentes profondeurs pour vérifier dans quelle mesure l'hypothèse d'uniformité du profil initial d'humidité est fondée. Pour convertir l'humidité pondérale,  $W_i$ , en humidité volumique,  $\theta_i$ , la densité apparente du sol,  $\rho_d$ , doit être mesurée ou, à défaut, estimée.

Une fois la surface préparée, on passe un papier absorbant sur la toile poreuse du disque afin de vider le tube capillaire CD (Figure 2.1) de l'eau qu'il contient éventuellement. Le niveau initial du réservoir est noté et le disque est déposé sur la couche de sable de contact. Durant l'essai, des lectures du niveau d'eau dans le réservoir sont faites à intervalles de temps  $\Delta t$  réguliers.  $\Delta t$  augmente en général assez considérablement au fur et à mesure que le flux d'infiltration diminue. Cette surveillance étant assez fastidieuse, des dispositifs mesurant la pression à la base et au sommet du réservoir ont été développés (Ankeny et al., 1988) afin d'automatiser la mesure. Ceci offre la possibilité d'utiliser plusieurs infiltromètres en série si de nombreux essais sont à réaliser.

Si l'on souhaite atteindre le régime stationnaire, ce qui est généralement le cas pour les méthodes d'analyse classiques [i.e. fondées sur le modèle de Wooding (1968)], il peut être nécessaire de remplir plusieurs fois le réservoir, ce qui implique le retrait et le dépôt de l'infiltromètre. Si le sol étudié a un pouvoir de drainage important, cette opération occasionne la vidange partielle des couches supérieures et l'on constate, au moment du dépôt du disque, une nette augmentation du flux par rapport à sa valeur avant retrait, puis une décroissance vers une valeur plus ou moins proche de celle précédemment atteinte. Il

est néanmoins arrivé, dans le cadre de notre travail, que les valeurs de flux avant et après remplissage diffèrent d'un facteur 2. De telles anomalies semblent pouvoir être expliquées par des problèmes de contact avec le sable (piégeage d'air, voir chapitre 6) ou d'obstruction des pores de la toile.

Quand le flux semble ne plus varier significativement (ce qui, en tout état de cause, ne peut être décidé que d'une façon assez arbitraire), l'appareil est retiré de la surface du sol. Si la mesure de la sorptivité est souhaitée, des prélèvements d'humidité finale sont nécessaires. Dans ce cas, il faut veiller à ne pas apporter un excès d'eau au moment du retrait par effet d'aspiration. Ceci peut être évité en obstruant l'entrée d'air du vase de Mariotte avec le doigt et en effectuant un mouvement tournant pour désolidariser le disque de la couche de sable. Ensuite, le sol est, au moins partiellement, débarrassé du sable humide en surface et les prélèvements de sol sont effectués aussi rapidement que possible. En effectuant tour à tour l'ensemble de ces deux opérations sur une moitié de la surface testée, on peut estimer l'effet du retard de prélèvement sur les valeurs d'humidité ainsi obtenues (si le second prélèvement donne une humidité significativement inférieure à celle fournie par le premier, on peut suspecter une erreur de sous-estimation). Dans le cadre de notre étude, cette diminution était de l'ordre de 0.003 à 0.01 g/g suivant les sols ; l'imprécision ainsi induite reste cependant faible devant d'autres sources d'erreur.

### ***2.3. Modélisation de l'infiltration en conditions axisymétriques***

La modélisation de l'infiltration d'eau dans le sol en conditions axisymétriques et sous condition de potentiel à la surface a fait l'objet de la thèse de Quadri (1993) au LTHE. L'un des objectifs d'un tel modèle est de pouvoir disposer d'un outil permettant de comparer un essai réalisé in situ avec la sortie du modèle utilisant les paramètres calculés par l'analyse de l'essai in situ. Néanmoins, les méthodes d'analyse d'essais infiltrométriques (que nous présenterons au chapitre suivant) donnent accès à la conductivité et, pour certaines d'entre elles, à la sorptivité, en fonction de la pression. La connaissance de ces deux paramètres ne suffit pas à une description complète du sol, telle que celle exigée par un modèle numérique. En effet, il est nécessaire de déterminer, dans le cas par exemple des équations de Van Genuchten et de Brooks et Corey [équations (1.7) et (1.10)], la valeur de six paramètres ( $\theta_s$ ,  $\theta_r$ ,  $h_g$ ,  $m$ ,  $K_s$  et  $\eta$ ) dont l'un seulement, la conductivité à saturation, peut être fourni par l'expérience. Se pose donc le problème de la détermination des autres paramètres qui doit être obtenue par une autre méthode.

Les modèles numériques peuvent également être utilisés pour déterminer les valeurs de tout ou partie du jeu de paramètres hydrodynamiques par des méthodes inverses. En raison de l'aspect monotone croissant de la courbe d'infiltration cumulée et de

sa dérivée par rapport au temps, seuls deux paramètres indépendants peuvent les décrire analytiquement (e.g. Haverkamp et al. 1989). S'il y a plus de deux paramètres à estimer, la méthode inverse ne peut offrir de garantie quant à l'unicité de la solution.

Dans le cadre de notre travail, nous avons utilisé un modèle d'infiltration axisymétrique en tant qu'outil de test des méthodes classiques d'analyse d'essais infiltrométriques (cf. chapitre 4), d'une part, et des méthodes "transitoires" que nous avons développées (cf. partie II), d'autre part. Ceci est, bien sûr, rendu possible par la connaissance a priori de la relation conductivité-pression fournie au modèle. Nous avons également pu tester ceux de nos résultats obtenus in situ pour lesquels des informations sur la courbe de rétention du sol étaient disponibles (cf. chapitre 5).

Le code numérique utilisé, 3DFLOW, a été développé par P.J. Ross du CSIRO (Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation) de Townsville (Australie). Il résout la forme mixte avec potentiel d'écoulement de l'équation de Richards (Ross, 1990) par la méthode des différences finies, centrées en espace, avec un schéma implicite. Les conductivités internodales sont calculées par moyenne arithmétique qui sont appropriées avec les transformées de Kirchhoff.

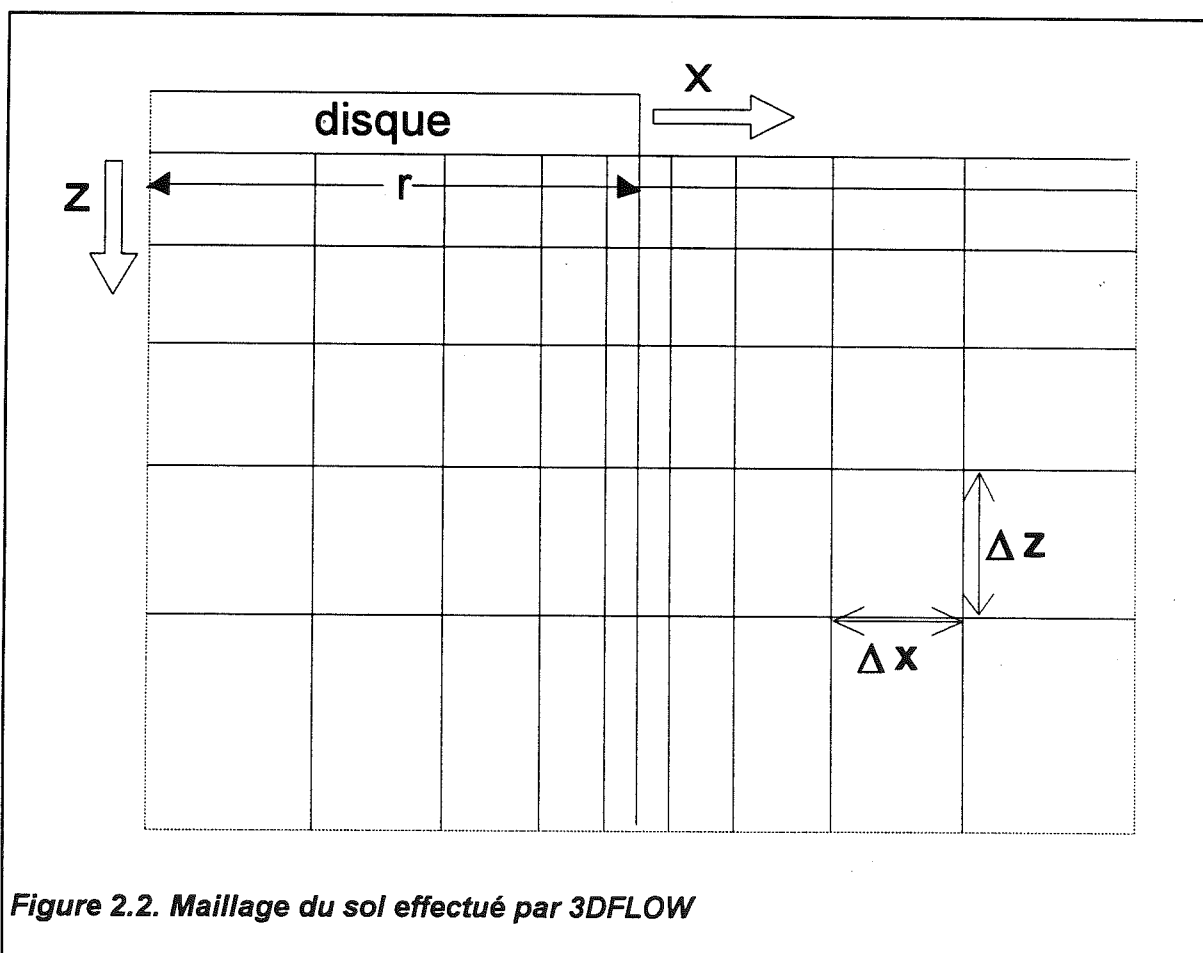


Figure 2.2. Maillage du sol effectué par 3DFLOW

Le pas d'espace utilisé est variable : il est minimal verticalement ( $\Delta z$ ) à la surface et horizontalement ( $\Delta x$ ) au bord du disque puis augmente selon une suite arithmétique à mesure que l'on s'éloigne de ces zones (Figure 2.2). La valeur du pas minimal est choisie par l'utilisateur. Le pas de temps  $\Delta t$  est également variable, minimal en début d'exécution, il augmente avec le temps. Afin d'assurer la stabilité de la solution, nous avons fixé le pas de temps initial en respectant la condition adimensionnelle proposée par Haverkamp (1983) entre les pas de temps et d'espace :

$$\frac{\Delta t}{(\Delta z)^2} = \frac{K_s (h_0 - h_i)}{(\theta_0 - \theta_i)} \geq 0.5 \quad (2.4)$$

où la valeur de  $\Delta z$  est prise à la surface.

La description du sol utilise les équations de Van Genuchten et de Brooks et Corey avec la condition de Burdine [équations (1.7), (1.8) et (1.10)]. Une description détaillée des équations et des schémas numériques utilisés dans le code 3DFLOW figure dans Ross et Bristow (1990) pour un modèle analogue.

## **2.4. Conclusions**

Le principe de l'infiltrométrie à disque repose sur le phénomène d'infiltration dans le sol en conditions axisymétriques et sous condition de potentiel hydrique négatif ou nul imposé à la surface du sol. Par rapport au flux d'infiltration monodirectionnelle verticale qui tend asymptotiquement vers  $K$ , un terme supplémentaire correspondant à la géométrie latérale de l'écoulement est mis en jeu. L'expression de ce terme, obtenue par Wooding (1968), est à la base des méthodes "classiques" d'analyse d'essais infiltrométriques fondées sur l'analyse du régime permanent. Nous nous proposons, au chapitre suivant, de procéder à une analyse critique de ces méthodes.

## Chapitre 3. ANALYSE CRITIQUE DES METHODES D'ANALYSE FONDEES SUR LE REGIME PERMANENT

### 3.1. Introduction

En dehors de l'emploi d'un modèle numérique pour résoudre le problème inverse, presque toutes les méthodes d'analyse d'essais infiltrométriques ayant pour objectif de déterminer la conductivité hydraulique requièrent l'obtention du régime quasi permanent (à notre connaissance, seule la méthode de White et Perroux (1989) dont nous parlerons plus loin fait exception à cette règle). Les diverses techniques analytiques présentées dans ce chapitre sont par conséquent toutes fondées sur l'emploi du résultat obtenu par Wooding, étendu au cas d'un potentiel imposé  $h_0$  faiblement négatif :

$$q_{\infty} = K_0 + \frac{4 \Phi_0}{\pi r} \quad (3.1)$$

avec :

$$\Phi_0 = \int_{h_i}^{h_0} K(h) dh \quad (3.2)$$

Rappelons que le sol doit être suffisamment sec pour que la conductivité initiale  $K_i$  soit négligeable devant  $K_0$ .

La solution de Wooding a été obtenue pour un sol dont la conductivité varie de façon exponentielle avec la pression. Néanmoins, Quadri (1993) a pu montrer, par l'étude de résultats de simulations numériques, que cette approximation demeure valable pour un sol décrit par les fonctionnelles de Van Genuchten [équation (1.7)] et de Brooks et Corey [équation (1.10)]. Nous présenterons, au chapitre suivant, une analyse d'essais simulés qui semble confirmer ce résultat.

L'objectif de ce chapitre est de rappeler les principes des méthodes classiques d'analyse des essais infiltrométriques, fondées sur l'analyse du régime permanent, et de discuter leurs avantages et inconvénients respectifs. Nous présenterons une analyse des problèmes liés à l'utilisation du paramètre  $\alpha$  des sols quasi-linéaires.

### 3.2. Méthode multi-rayons

Scotter et al. (1982) ont les premiers émis l'idée d'utiliser deux anneaux de rayons différents afin de discerner les deux termes de l'expression de Wooding. Ce principe a ensuite été étendu au cas de l'infiltromètre "non-saturé" par Smettem et Clothier (1989). Avec des sources de rayons  $r_1$  et  $r_2$  ( $r_1 > r_2$ ), on obtient pour les essais correspondants les flux suivants :

$$q_1 = K_0 + \frac{4 \Phi_0}{\pi r_1} \quad (3.3)$$

$$q_2 = K_0 + \frac{4 \Phi_0}{\pi r_2} \quad (3.4)$$

La résolution de ce système de deux équations à deux inconnues ( $K_0$ ,  $\Phi_0$ ) conduit à :

$$K_0 = \frac{q_1 r_1 - q_2 r_2}{r_1 - r_2} \quad (3.5)$$

et

$$\Phi_0 = \frac{\pi}{4} \frac{q_2 - q_1}{1/r_2 - 1/r_1} \quad (3.6)$$

Si les teneurs en eau initiale et finale ont été mesurées, la sorptivité peut alors être calculée par (White et Sully, 1987) :

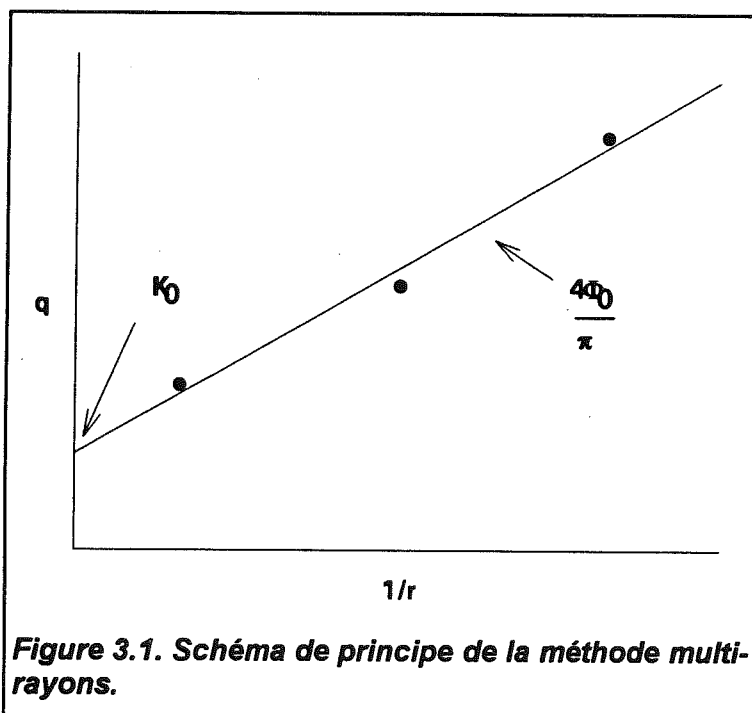
$$S_0 = \left( \frac{\Phi_0 \Delta\theta}{b} \right)^{1/2} \quad (3.7)$$

En l'absence d'information a priori sur la forme de la diffusivité, la valeur de 0.55 pour  $b$  [équation (1.44)] semble convenir pour la plupart des situations pratiques (Smettem et Clothier, 1989) et théoriques (Warrick et Broadbridge, 1992) . Les longueurs et temps caractéristiques présentés au chapitre 1 peuvent également être estimés si  $\Delta\theta$  est connu.

Dans la pratique, les essais correspondant aux deux rayons  $r_1$  et  $r_2$  sont réalisés en des points de la zone étudiée aussi voisins que possible mais distincts, ce qui peut introduire une erreur importante due à la variabilité spatiale à courte distance. Si le sol est, par exemple, sensiblement plus perméable à l'endroit de l'essai réalisé avec le petit rayon, il est possible que la méthode fournisse une valeur négative pour  $K_0$  (Hussen et Warrick,

1993 ; Logsdon et Jaynes, 1993). Dans le cas contraire, on peut également aboutir à une valeur négative de  $\Phi_0$ . De tels résultats n'ayant, à l'évidence, aucun sens physique, ils seront bien entendu remis en cause. Plus généralement, des valeurs positives de  $K_0$  et  $\Phi_0$  n'offrent donc pas la garantie d'être raisonnablement proches des valeurs "réelles". Aussi, les ordres de grandeurs obtenus sont-ils comparés à des valeurs typiques pour le sol étudié (sable, limon ou argile) afin de juger de leur caractère réaliste. On peut néanmoins se demander quel est l'intérêt de mesurer un paramètre dont la valeur expérimentale ne sera retenue que si elle coïncide avec l'idée préconçue que l'on a de son ordre de grandeur.

Pour pallier cette difficulté, on procède généralement à des répétitions pour chacun des deux rayons et on utilise les flux  $q_1$  et  $q_2$  moyens. Le nombre de répétitions nécessaires dépend bien entendu de la dispersion des valeurs ponctuelles et du degré de précision souhaité. Un test plus sévère peut être effectué si l'on dispose de trois (ou plus) rayons de source, technique développée et utilisée au LTHE, en collaboration avec B.E. Clothier, et connue sous l'appellation TRIMS (Triple Ring Infiltrometer at Multiple Suction). Les expressions de Scotter et al. (1982) sont alors remplacées par une régression linéaire effectuée en portant les valeurs de  $q_i$  en fonction de  $1/r_i$  (Figure 3.1). Les points ainsi obtenus doivent en effet (en l'absence de variabilité spatiale et d'erreurs de mesure),



**Figure 3.1. Schéma de principe de la méthode multi-rayons.**

s'aligner suivant une droite dont l'ordonnée à l'origine vaut  $K_0$  et la pente,  $4\Phi_0/\pi$ .

La qualité de l'alignement obtenu permet de juger de la nécessité ou non d'essais supplémentaires tandis que les résultats de la régression fournissent des intervalles de confiance pour  $K_0$  et  $\Phi_0$ . Le nombre souhaitable de répétitions pour chaque rayon dépend à l'évidence de la variabilité du sol à courte distance. Revol (1994) a effectué une estimation de la précision sur

$K_0$  en fonction du nombre d'essais réalisés en considérant des distributions de probabilité de flux déduites de la théorie de la similitude. Cet auteur conclut que 6 répétitions semblent suffire pour une précision de 60% sur  $K_0$ .



En réalité, cette précision, pour un nombre donné de répétitions, est très fortement liée à l'importance relative des forces gravitaires et capillaires du sol étudié. En effet, les imprécisions sur les flux et leur variabilité entraînent une erreur relative sur  $K_0$  d'autant plus importante que l'ordonnée à l'origine est plus petite pour une pente donnée. Cette erreur est donc liée au rapport :

$$R = \frac{4 \Phi}{\pi K} \quad (3.8)$$

qui doit être le plus petit possible. La méthode multi-rayons sera donc utilisée de manière optimale dans le cas d'un sol dont la conductivité est forte vis-à-vis des effets capillaires (i.e. liés à  $\Phi$  et à  $S$ ). Nous allons voir au paragraphe suivant que cette situation s'inverse dans le cas de la méthode multi-potentiels.

Pour terminer, il faut noter ici que, suivant la suggestion de White et Sully (1987), la taille caractéristique du disque utilisé sur un sol donné ne doit pas être inférieure à la valeur correspondante de  $\lambda_c$  [équations (1.39) et (1.43)]. Cette condition peut constituer un élément pénalisant pour l'emploi des deux plus petits infiltromètres utilisés au LTHE (disques S2 et S3), de rayons respectifs 40 et 24.25 mm. Les valeurs courantes de longueurs capillaires sont en effet, d'après les auteurs pré-cités, de l'ordre de 100 mm. Ce problème se pose plutôt avec les sols dont la conductivité est faible vis-à-vis du potentiel d'écoulement ( $\lambda_c$  est alors maximal). Nous pouvons voir ici une raison supplémentaire d'appliquer la méthode multi-rayons dans le cas des sols dont le rapport  $R$  [équation (3.8)] est petit.

Dans la pratique, le disque S3 est néanmoins assez peu utilisé, la faible surface qu'il couvre au sol (<20 cm<sup>2</sup>) le rendant très sensible aux effets de la variabilité spatiale.

### **3.3. Méthode multi-potentiels**

La détermination de la conductivité à partir de la solution de Wooding suppose la résolution d'un système de deux équations à deux inconnues. La méthode multi-rayons décrite précédemment présente, nous l'avons vu, l'inconvénient de faire intervenir les effets possibles de la variabilité spatiale du sol. Cette difficulté a conduit les utilisateurs à rechercher une méthode d'utilisation de l'infiltromètre sur le terrain qui ne fasse intervenir qu'un seul point de mesure. Il y a quelques années, deux articles assez similaires (Reynolds et Elrick, 1991 ; Ankeny et al., 1991) sont parus, proposant de résoudre ce problème en couplant les flux obtenus en un même point, à différents potentiels, pour déterminer  $K_0$  et  $\Phi_0$ .

En reprenant l'hypothèse d'une relation exponentielle entre  $K$  et  $h$ , l'expression du potentiel d'écoulement se réduit à une forme particulièrement simple :

$$\Phi_0 = \frac{K_0 - K_i}{\alpha} \quad (3.9)$$

où  $K_i \ll K_0$  si le sol est, initialement, suffisamment sec. L'expression de Wooding, pour un potentiel  $h_0$ , peut être combinée avec l'équation (1.11) pour aboutir à l'expression suivante :

$$q_0 = K_s \exp(\alpha h_0) \left( 1 + \frac{4}{\pi r \alpha} \right) \quad (3.10)$$

soit, sous forme logarithmique :

$$\ln q_0 = \ln \left\{ K_s \left( 1 + \frac{4}{\pi r \alpha} \right) \right\} + \alpha h_0 \quad (3.11)$$

où les inconnues sont  $K_s$  et  $\alpha$ . Les équations (1.11) et (3.11) permettent d'écrire finalement :

$$K_0 = \frac{\exp(\ln q_0 - \alpha h_0)}{1 + \frac{4}{\pi r \alpha}} \exp(\alpha h_0) \quad (3.12)$$

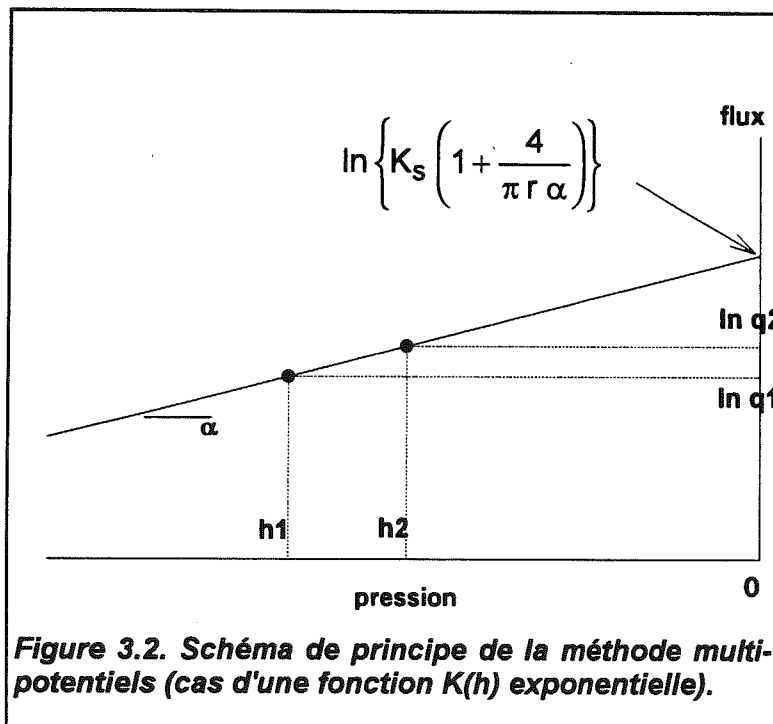


Figure 3.2. Schéma de principe de la méthode multi-potentiels (cas d'une fonction  $K(h)$  exponentielle).

L'idée proposée par Reynolds et Elrick (1991), d'une part, et Ankeny et al. (1991), d'autre part, est d'effectuer des mesures successives de  $q_0$  à deux (ou plus) potentiels différents et de porter les valeurs de  $\ln q_0$  en fonction de  $h_0$  (Figure 3.2). La pente de la droite [équation (3.11)] passant par les deux points (ou plus) fournit la valeur de  $\alpha$  tandis que son ordonnée à l'origine

$$\text{Ord} = \ln \left\{ K_s \left( 1 + \frac{4}{\pi r \alpha} \right) \right\} \quad (3.13)$$

permet de calculer  $K_s$ .

Notons dès à présent que cette détermination de la conductivité cumule les imprécisions sur les déterminations de la pente et de l'ordonnée à l'origine puisque la valeur de la pente  $\alpha$  intervient également dans l'expression de l'ordonnée à l'origine. Néanmoins, ce paramètre intervient une troisième fois pour calculer  $K$  à partir de  $K_s$  [voir équation (3.12)] et ce nouvel effet de  $\alpha$  sur le calcul de  $K$  compense partiellement les deux précédents. Un biais éventuel dans l'estimation de  $\alpha$  n'a donc pas les lourdes conséquences auxquelles on pourrait s'attendre. Nous reviendrons sur ce problème en détail dans le paragraphe suivant.

Dans la pratique, les valeurs successives  $q_i$  correspondant aux potentiels  $h_i$  sont obtenues en un même point ce qui permet de s'affranchir des effets de la variabilité spatiale du sol. Les potentiels sont appliqués dans un ordre croissant afin d'éviter les problèmes éventuels liés à l'hystérésis. En revanche, la méthode présente l'inconvénient de ne pas donner accès à la sorptivité puisque seules les teneurs en eau initiale, d'une part, et finale correspondant au dernier potentiel imposé, d'autre part, peuvent être mesurées.

Si l'expression (3.11) est exactement vérifiée, les points successifs  $\ln q_i - h_i$  doivent être alignés. Ceci est rarement vérifié dans la pratique, ce qui revient à considérer  $\alpha$  comme une fonction de  $h$ . La dépendance de  $\alpha$  avec  $h$ , soulignée par Parlange (1972), est en accord avec le sens physique de ce paramètre (cf. § 1.3.4), des pores de plus en plus grands du sol devenant hydrauliquement fonctionnels à mesure que  $h$  augmente. Néanmoins, la fonction  $\alpha(h)$  ( $\alpha$  étant ici égal à  $K/\Phi$ ) n'est pas nécessairement monotone croissante, en particulier lorsque l'on s'approche de la saturation (voir paragraphe suivant).

Afin de prendre en compte les variations de  $\alpha$  avec  $h$  et le non alignement des points  $\ln q_i - h_i$ , Reynolds et Elrick (1991) et Ankeny et al. (1991) proposent de considérer la fonctionnelle  $K(h)$  comme une exponentielle par morceaux. Pour deux potentiels  $h_i$  et  $h_j$  ( $h_i < h_j$ ), suffisamment proches pour que  $\alpha$  puisse être considéré comme prenant une valeur  $\alpha_{ij}$  constante sur l'intervalle  $\Delta h_{ij} = [h_i ; h_j]$ , l'expression (3.11) donne :

$$\ln q_i = \ln \left\{ K_{ij} \left( 1 + \frac{4}{\pi r \alpha_{ij}} \right) \right\} + \alpha_{ij} h_i \quad (3.14a)$$

et

$$\ln q_j = \ln \left\{ K_{ij} \left( 1 + \frac{4}{\pi r \alpha_{ij}} \right) \right\} + \alpha_{ij} h_j \quad (3.14b)$$

où  $K_{ij}$  est un paramètre n'ayant de sens physique que si  $h_j = 0$  (dans ce cas,  $K_{ij} \equiv K_S$ ). L'équation (3.12) pour la conductivité prend alors la forme :

$$K(h_m) = \frac{\exp [\ln q_i - \alpha_{ij} (h_m - h_i)]}{1 + \frac{4}{\pi r \alpha_{ij}}} \quad (3.15)$$

où  $h_m = (h_i + h_j)/2$ . Remarquons que, dans l'absolu, le fait de reprendre l'équation (3.11), obtenue sous l'hypothèse d'une relation  $K(h)$  exponentielle [voir équation (3.9)], et de la ré-écrire sous la forme (3.14) n'est pas rigoureux. En effet, l'équation (3.9) ayant servi de point de départ pour parvenir à l'équation (3.11) n'est plus valable avec une fonction  $K(h)$  exponentielle par morceaux, même si  $\alpha_{ij}$  est strictement constant sur l'intervalle  $\Delta h_{ij}$ . En réalité, les équations (3.14) et (3.15) ne peuvent être obtenues que si l'on a, sur l'intervalle  $\Delta h_{ij}$ , les égalités suivantes :

$$\frac{K_j}{K_i} = \frac{\Phi_j}{\Phi_i} = \frac{q_j}{q_i} = \exp(\alpha_{ij} \Delta h_{ij}) \quad (3.16)$$

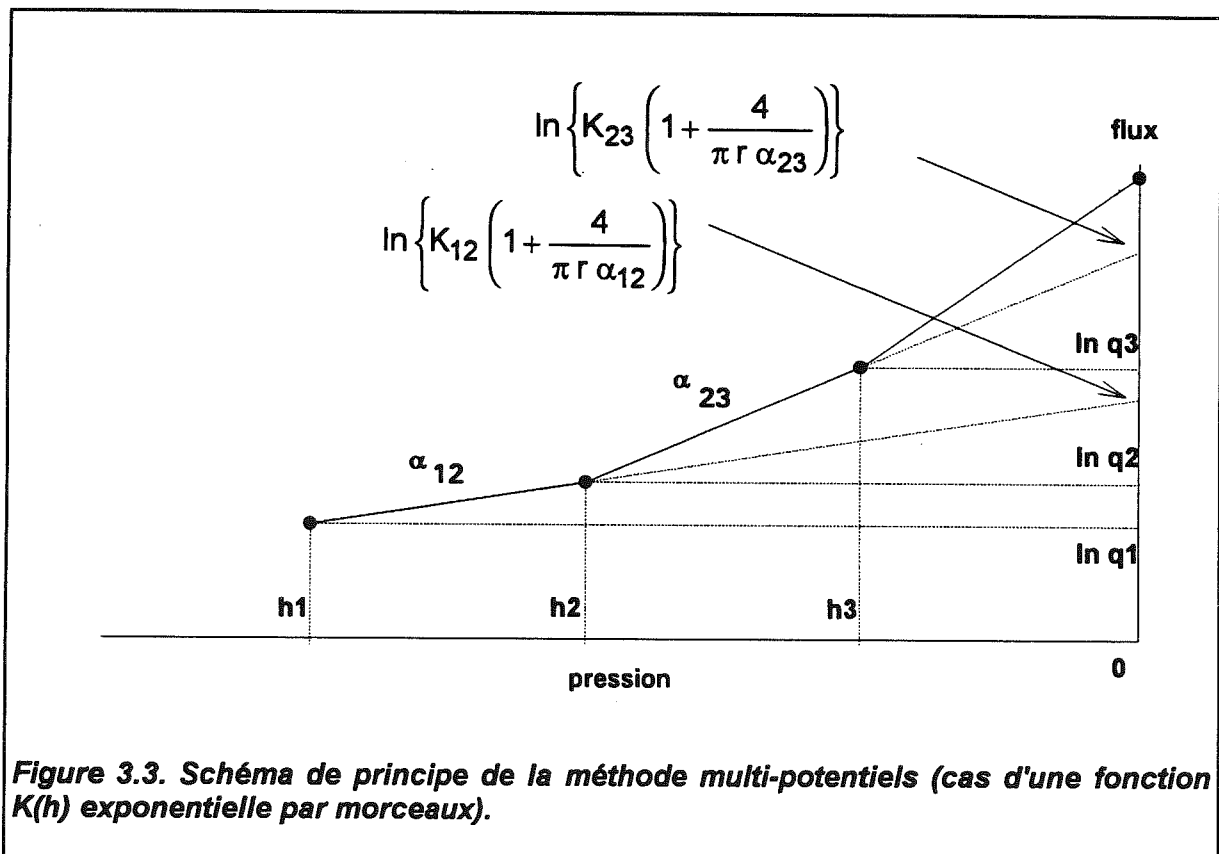


Figure 3.3. Schéma de principe de la méthode multi-potentiels (cas d'une fonction  $K(h)$  exponentielle par morceaux).

Nous reviendrons au paragraphe suivant sur la validité de ces égalités.

Les coefficients  $\alpha_{ij}$  sont calculés par :

$$\alpha_{ij} = \frac{\ln(q_j / q_i)}{\Delta h_{ij}} \quad (3.17)$$

La Figure 3.3 illustre le principe du calcul.

Reynolds et Elrick (1991) préconisent de réaliser des incréments de pression  $\Delta h_{ij}$  assez petits, de l'ordre de 10 mm (surtout si la conductivité varie vite avec h) pour rendre l'hypothèse  $\alpha_{ij} = \text{constante}$  sur chaque intervalle la plus réaliste possible. Ankeny et al. (1991) emploient, pour leur part, des incréments sensiblement plus importants, h prenant les valeurs successives -150, -60, -30 et 0 mm. Le choix d'un incrément optimal est fortement lié à la forme de  $K(h)$  comme nous le montrerons plus loin. Dans les deux articles pré-cités, les auteurs signalent une nette tendance à l'augmentation de  $\alpha$  avec h sur toute la gamme de potentiels ([-150 ; 0] mm), sauf dans le cas d'un sable "non-structuré" (Reynolds et Elrick, 1991) pour lequel il n'y a pas de tendance claire.

Le développement mathématique utilisé par Ankeny et al. (1991) introduit l'approximation suivante :

$$\Phi(h_j) - \Phi(h_i) \approx [K(h_i) + K(h_j)] \frac{\Delta h_{ij}}{2} \quad (3.18)$$

qui revient à linéariser la fonction  $\Phi(h)$  entre  $h_i$  et  $h_j$ . L'expression de  $\alpha_{ij}$  de Reynolds et Elrick (1991) :

$$\alpha_{ij} = \frac{\ln(K_j / K_i)}{\Delta h_{ij}} \quad (3.19)$$

est ainsi remplacée par :

$$\alpha_{ij} = \frac{2(K_j - K_i)}{\Delta h_{ij}(K_i + K_j)} \quad (3.20)$$

Dans le cas, par exemple, où  $K_j = 2 \cdot K_i$  (ce qui constitue un cas assez pessimiste), l'erreur sur  $\alpha_{ij}$  due à l'utilisation de l'équation (3.20) n'est que de quelques %.

Les deux méthodes diffèrent également par la technique de discrétisation employée pour obtenir les valeurs  $K(h)$  finales. Alors que Reynolds et Elrick (1991) proposent d'associer les valeurs calculées avec  $K_{ij}$  et  $\alpha_{ij}$  au potentiel moyen  $(h_i+h_j)/2$ , Ankeny et al. (1991) calculent, pour chaque valeur de  $h_j$  (sauf les valeurs extrêmes), une conductivité moyenne entre les estimations "gauche" et "droite". Cette nuance a très peu d'effet sur l'allure des résultats dans leur ensemble, la meilleure solution étant de combiner les deux méthodes, ce qui permet d'obtenir  $2n-1$  valeurs de  $K$  pour  $n$  valeurs de  $h_j$ . Cette solution a été employée pour tous les essais multi-potentiels réalisés dans le cadre de notre travail (cf. chapitre 5).

Il nous semble nécessaire de souligner ici un point discutable dans les hypothèses de la méthode multi-potentiels lié au fait que  $K_j$  ne peut être négligé dans l'expression de  $\Phi$  [voir équation (3.9)] que si le sol présente une humidité initiale nettement inférieure à celle correspondant au potentiel appliqué  $h_j$ , et ce, pour chacune des valeurs de  $h_j$ . Aussi est-il essentiel que le volume de sol mis en jeu pour atteindre le régime permanent à un potentiel donné soit plus grand que celui correspondant au potentiel précédent. Cette condition appelle, à notre sens, deux remarques :

En premier lieu, rien ne permet à l'expérimentateur de vérifier qu'elle est effectivement remplie. L'établissement du régime quasi permanent pour le premier potentiel demande, en général, un temps assez long (dépendant bien entendu de la nature du sol), tandis que, pour les suivants, le flux est stable pratiquement dès les premières lectures. La cinétique d'infiltration observée alors est le résultat de la superposition de deux phénomènes, l'incrément de teneur en eau dans le bulbe précédemment humecté et l'infiltration en aval du front correspondant. Il n'est pas certain que l'influence du premier soit négligeable devant celle du second (rappelons ici l'hypothèse d'humidité initiale uniforme qui sous-tend l'emploi de l'équation de Wooding). Aussi, le risque de biais des valeurs de  $q_j$  à partir du second potentiel appliqué ne peut-il être écarté. Tout au plus peut-on s'appliquer à laisser l'infiltration se poursuivre bien au-delà de la stabilisation du flux.

La seconde remarque qu'appelle la condition d'extension significative du volume de sol échantillonné tient au fait que des couches de plus en plus profondes sont nécessairement mises en jeu à chaque incrément de potentiel. Ceci revient à substituer au problème de la variabilité horizontale, dans le cas de la méthode multi-rayons, un problème de variabilité verticale du sol. Rien, a priori, ne permet de penser que l'erreur introduite dans les résultats soit plus faible dans le second cas, en particulier dans le cas de sols stratifiés ou en présence de racines.

Enfin, compte tenu de ce que nous avons signalé à propos des variations anormales de flux parfois occasionnées par les remplissages de réservoir, notons qu'il est préférable,

à notre avis, d'effectuer les changements de potentiel sans retirer le disque du sol et non à l'occasion de ces remplissages. On évite ainsi d'ajouter, à l'effet du changement de pression, celui, assez aléatoire, lié au retrait et au dépôt du disque.

### **3.4. Problèmes liés à l'emploi du paramètre $\alpha$**

#### **3.4.1. Position du problème**

Bien que la dépendance exponentielle de  $K$  vis-à-vis de  $h$  soit, en toute rigueur, implicitement liée à l'emploi de la solution de Wooding, il semble (Warrick, 1992 ; Quadri, 1993) que cette dernière puisse être également appliquée avec succès pour des sols décrits par d'autres fonctionnelles reliant  $K$ ,  $\theta$  et  $h$ . Ce résultat, qui généralise assez remarquablement l'expression de Wooding, conduit à remettre en cause le bien fondé de l'utilisation de la relation exponentielle proposée par Gardner (1958) en tant qu'hypothèse de base de la méthode d'analyse. La fréquente non linéarité des couples de points  $\ln(q_i) - h_i$  obtenus par la méthode multi-potentiels confirme par ailleurs le caractère non réaliste de cette relation dans de nombreuses situations réelles. De plus, Fuentes et al. (1992) ont montré que la relation  $K(h)$  exponentielle était théoriquement incompatible avec l'équation d'infiltration de Philip pour les sols sableux.

Le paramètre  $\alpha$ , directement proportionnel à un rayon de pore hydrauliquement fonctionnel, ne peut être considéré comme constant sur l'ensemble de la gamme de pression  $]-\infty ; 0]$  (voir en particulier Parlange, 1972 ; Parlange et Hogarth, 1985 ; Philip, 1985 ; Pullan, 1990). Cette interprétation physique de  $\alpha$  conduit à présenter ce paramètre comme décrivant l'importance relative des forces gravitaires par rapport aux forces capillaires sur l'infiltration (e.g. Raats, 1976). En effet, les premières sont plutôt dominantes au voisinage de la saturation, quand les pores les plus gros sont fonctionnels, tandis que l'importance des secondes augmente au fur et à mesure que la pression diminue et que les pores se vident. Tout laisse donc prévoir une fonction  $\alpha(h)$  monotone croissante. Cependant, l'existence d'une pression d'entrée d'air  $h_a$  non-nulle [prise en compte dans l'équation (1.12)] limite la validité du raisonnement précédent à l'intervalle  $-\infty < h < h_a$ . Si  $h_a$  est du même ordre de grandeur ou supérieure à la limite inférieure de la gamme de pression couverte par l'infiltromètre (ce qui est une éventualité tout-à-fait réaliste), l'hypothèse a priori de la méthode multi-potentiels (relation  $K(h)$  exponentielle) devient très discutable.

En analysant les contraintes imposées aux paramètres des courbes de rétention et de conductivité par l'équation d'infiltration de Philip (cf. chapitre 1), Fuentes et al. (1992) ont

montré que, pour les cas pratiques, seule la combinaison des fonctions de Van Genuchten et Brooks et Corey avec la condition de Burdine permet de décrire n'importe quel sol (ce formalisme sera désigné dans la suite par VGBC). L'emploi de ces fonctions est d'ailleurs très répandu dans les modèles numériques nécessitant la résolution de l'équation de Richards [e.g. SiSPAT, (Braud et al., 1995) ; LEACHM (Carrillo-Avila, 1995)] Nous nous proposons ici de juger de la validité et d'estimer les conséquences de l'emploi des expressions caractéristiques des  $\alpha$ -sols :

$$\Phi_0 = \frac{K_0 - K_i}{\alpha} \approx \frac{K_0}{\alpha} \quad (3.21)$$

et

$$q_0 = K_0 \left( 1 + \frac{4}{\pi r \alpha} \right) \quad (3.22)$$

pour un sol décrit par VGBC.

Nous proposons d'appeler facteur axisymétrique,  $f_a$ , la quantité :

$$f_a = 1 + \frac{4}{\pi r \alpha} = \frac{q_0}{K_0} \quad (3.23)$$

Cette valeur quantifie dans quelle mesure le flux axisymétrique en régime permanent,  $q_0$ , est perturbé par le terme latéral dû au potentiel d'écoulement. S'il est proche de l'unité, le flux est quasi monodirectionnel vertical ; s'il est grand devant l'unité, le terme gravitaire tend à être négligeable devant l'effet de bord dû à  $\Phi_0$ . Afin que cette notion ne soit pas limitée aux  $\alpha$ -sols, le paramètre  $\alpha$  doit être défini comme le rapport  $K_0/\Phi_0$  [voir Philip (1985)]. Elle est caractéristique d'un sol, de potentiels  $h_i$  et  $h_0$  et d'un rayon donnés.

Afin de faire porter notre étude sur des sols couvrant les types les plus contrastés, nous avons choisi un sable, "Grenoble sand" (GS), une argile, "Yolo light clay" (YLC) et un limon, "silt loam G.E.3" (SL). Les valeurs des paramètres des fonctions VGBC pour ces trois sols (et pour l'imbibition) sont données dans le tableau 3.1, d'après Fuentes et al. (1992).

SOL	$\theta_s$	$\theta_r$	m	n	$h_g$ (mm)	$K_s$ (mm/h)	$\eta$
GS	0.312	0	0.284	2.79	-164	4.27E-2	6.73
YLC	0.495	0	0.0995	2.22	-193	1.23E-4	9.14
SL	0.396	0.0412	0.194	2.48	-1560	5.74E-4	7.15

Tableau 3.1. Paramètres VGBC [équations (1.7) et (1.10)] des trois sols étudiés.



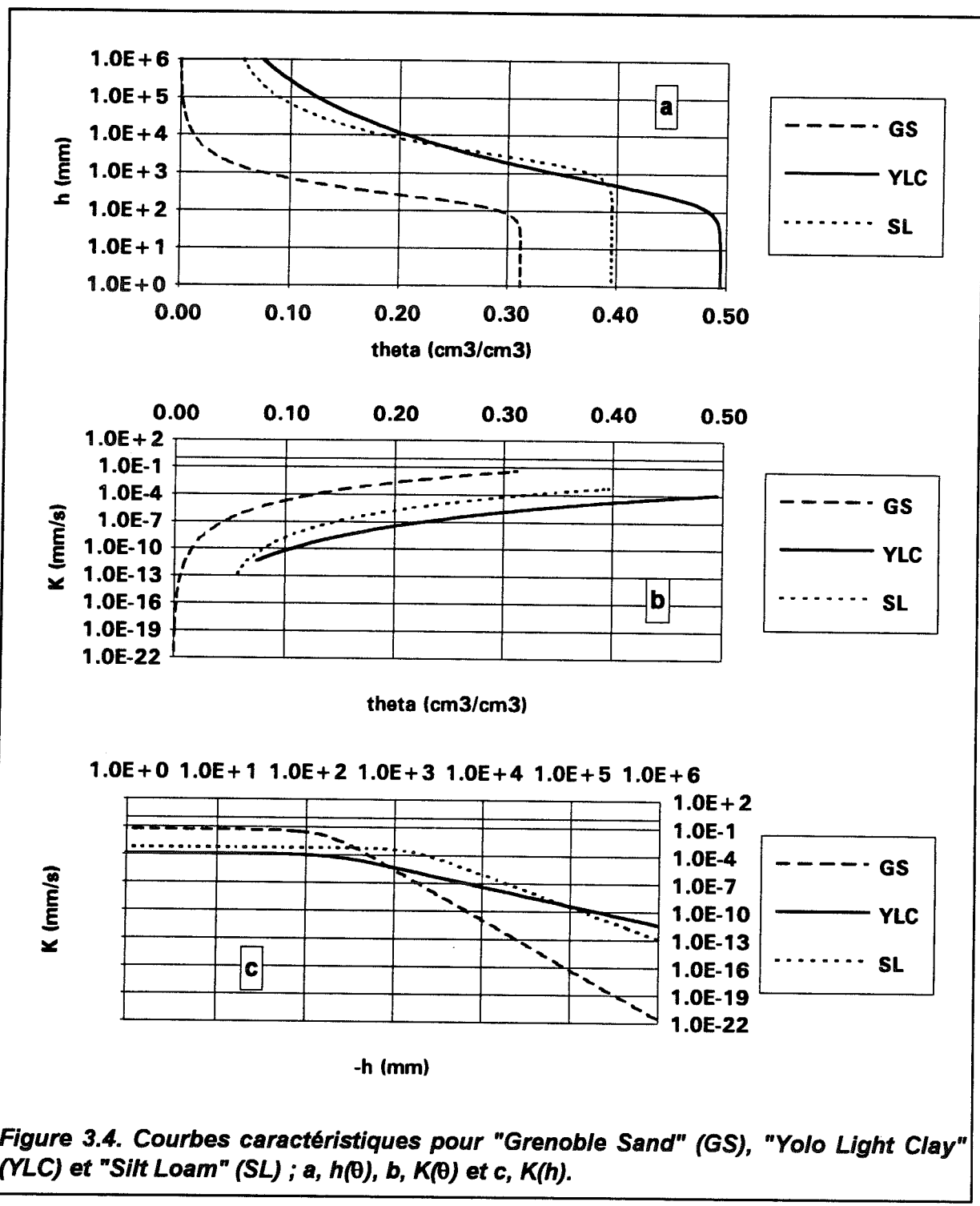


Figure 3.4. Courbes caractéristiques pour "Grenoble Sand" (GS), "Yolo Light Clay" (YLC) et "Silt Loam" (SL) ; a,  $h(\theta)$ , b,  $K(\theta)$  et c,  $K(h)$ .

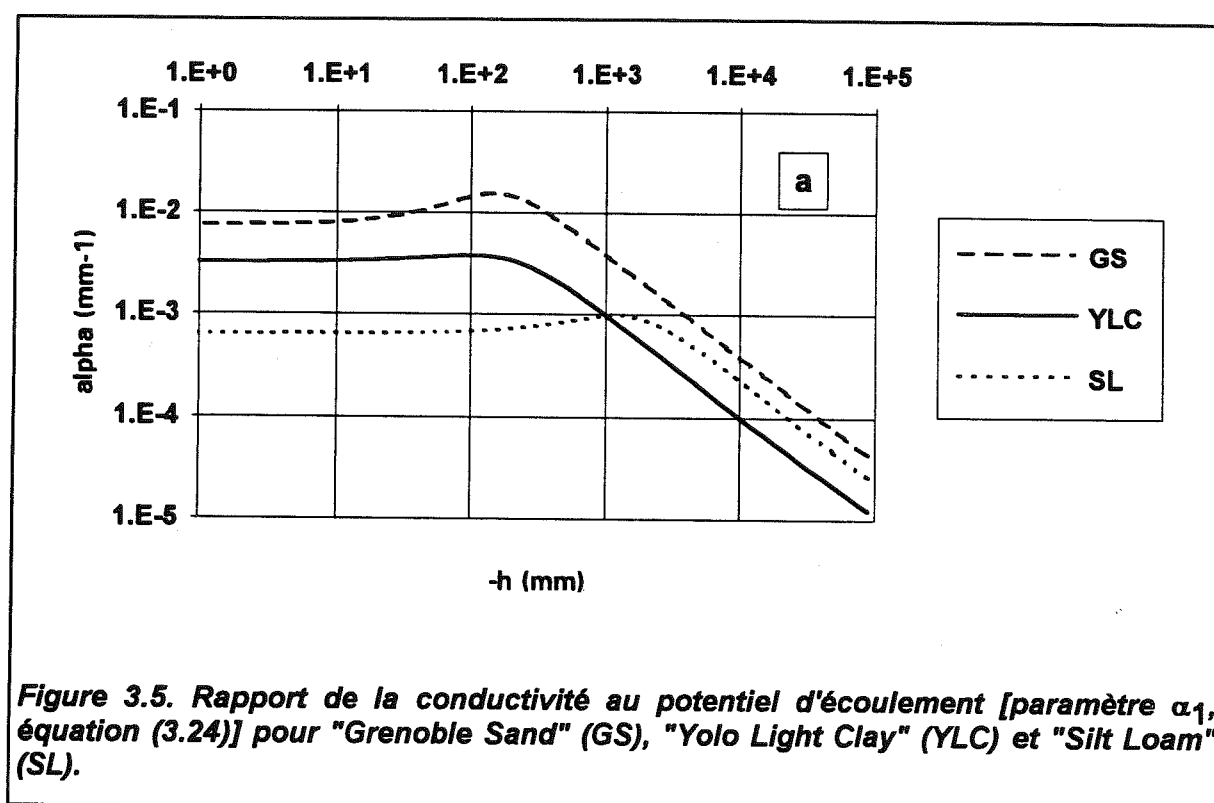
### 3.4.2. Les estimations du paramètre $\alpha$

Pour les trois sols étudiés, les fonctions  $h(\theta)$ ,  $K(\theta)$  et  $K(h)$  sont représentées Figures 3.4a, 3.4b et 3.4c, respectivement. Les courbes de rétention font apparaître une pression d'entrée d'air  $h_a$  dont l'ordre de grandeur est de -100 mm pour GS et YLC et de -500 mm d'eau pour SL. Dans le premier cas, cette pression correspond à la moitié environ de la

gamme de potentiels couverte par l'infiltromètre (0 à -200 mm) ; dans le second, elle est assez nettement en dehors.

$h_a$  est fortement liée à la valeur du paramètre  $h_g$  dans l'équation de Van Genuchten (1.7), celui-ci correspondant à l'ordonnée du point d'inflexion de la courbe  $h(\theta)$ . L'infléchissement marqué de la courbe  $K(h)$  à l'abscisse  $h \approx h_a$  est la conséquence des faibles variations de  $\theta$  pour  $h > h_a$ . La Figure 3.5 représente, en fonction de  $h$  et pour les trois sols, l'estimation,  $\alpha_1$ , du paramètre  $\alpha$  obtenue par :

$$\alpha_1(h) = \frac{K(h)}{\Phi(h)} = K(h) \left\{ \int_{-\infty}^h K(\xi) d\xi \right\}^{-1} \quad (3.24)$$



L'intégrale dans l'équation (3.24) peut être estimée numériquement par la somme discrète :

$$\hat{\Phi}(h_n) = \frac{1}{2} \sum_{i=0}^n \{ [K(h_i) + K(h_{i+1})] [(h_{i+1} - h_i)] \} \quad (3.25)$$

avec des incréments  $(\delta h)_i = (h_{i+1} - h_i)$  augmentant de façon exponentielle quand  $h$  diminue, c'est-à-dire calculés à chaque pas suivant :

$$\Delta k = k_{i+1} - k_i = C^{te} \quad ; \quad h_i = -\exp(k_i) \quad (3.26)$$

En prenant un intervalle  $\Delta k = 0.2$  et une limite à gauche  $h_0 < -10^4$  mm, la somme (3.25) converge tant que  $|h_n| < |h_0|/10$  (nous avons pris  $h_0 = -10^6$  mm pour les valeurs de  $\Phi$  utilisées dans cette partie).

$\alpha_1$  est l'estimation de  $\alpha$  qui, quel que soit le formalisme utilisé pour décrire le sol, illustre l'importance relative des forces gravitaires et capillaires. Si ce rapport décroît extrêmement rapidement quand  $h \rightarrow -\infty$ , on note, pour  $h > h_a$ , c'est-à-dire quand tous les pores sont fonctionnels, qu'il atteint une valeur plafond, puis décroît légèrement à mesure que l'on se rapproche de la saturation (Figure 3.5). Cette estimation de  $\alpha$  peut être qualifiée de "vraie valeur" au sens où elle permet de calculer  $K$  exactement par l'équation (3.22). Si l'expression exponentielle (1.11) est retenue pour décrire les variations de  $K$  vis-à-vis de  $h$ ,  $\alpha$  peut également être calculé de la manière suivante :

$$\alpha_2(h) = \lim_{\delta h \rightarrow 0} \left[ \frac{\ln K(h + \delta h) - \ln K(h - \delta h)}{2 \delta h} \right] \quad (3.27)$$

ou encore, d'après l'équation (3.16), avec les valeurs de flux fournies par la méthode multi-potentiels :

$$\alpha_3(h) = \lim_{\delta h \rightarrow 0} \left[ \frac{\ln q(h + \delta h) - \ln q(h - \delta h)}{2 \delta h} \right] \quad (3.28)$$

ou enfin, toujours d'après l'équation (3.16), par :

$$\alpha_4(h) = \lim_{\delta h \rightarrow 0} \left[ \frac{\ln \Phi(h + \delta h) - \ln \Phi(h - \delta h)}{2 \delta h} \right] \quad (3.29)$$

Afin d'estimer la validité de la méthode multi-potentiels, la question qui nous intéresse ici est de savoir lesquelles de ces estimations peuvent fournir des approximations "acceptables" de  $\alpha_1$ , ce qui est supposé implicitement pour  $\alpha_2$  et  $\alpha_4$  [équation (3.16)] et explicitement pour  $\alpha_3$  (puisque seuls les flux sont, pour l'analyse, connus a priori). Ce paramètre étant ensuite utilisé pour déterminer  $K$  [équation (3.15)], il semble essentiel d'en faire une estimation précise. En développant l'équation (3.29) :

$$\alpha_4(h) = \frac{\partial}{\partial h} (\ln \Phi) = \frac{K(h)}{\Phi(h)} \equiv \alpha_1(h) \quad (3.30)$$

et en injectant cette expression de  $\alpha$  dans l'équation (3.22), on retrouve l'équation générale de Wooding sans qu'aucune hypothèse ne soit faite sur la forme de  $K(h)$ . En revanche, l'estimation  $\alpha_2$ , dérivée des valeurs de  $K$  en est, bien entendu, fortement dépendante.

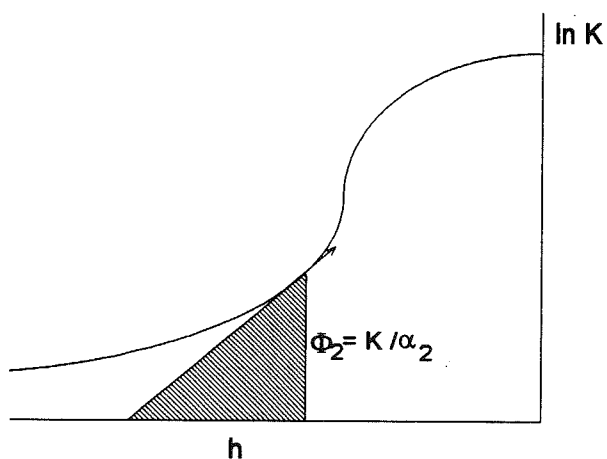
### 3.4.3. Biais des estimations $\alpha_2$ et $\alpha_3$

Aux faibles potentiels ( $h \ll h_a$ ), la forme de  $\ln K - h$  est concave, c'est-à-dire que  $d[\ln K]/dh$  croît quand  $h$  tend vers  $h_a$  (Figure 3.6). Le calcul du potentiel d'écoulement par :

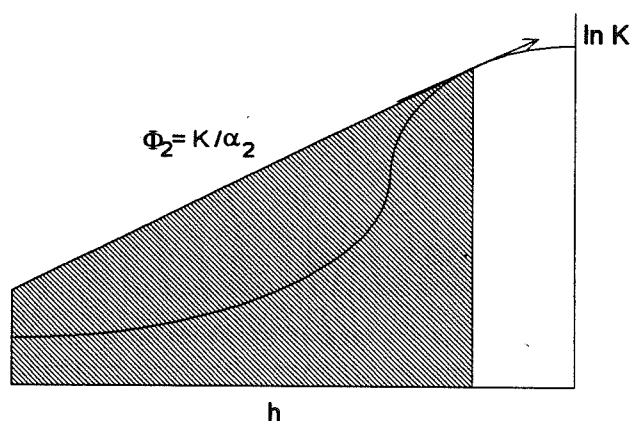
$$\Phi_2 = \frac{K}{\alpha_2} \quad (3.31)$$

où  $\alpha_2$  est calculé sur l'intervalle  $[h_i ; h_j]$ , n'est exact que pour une fonction  $\ln K - h$  linéaire.  $\Phi_2$  conduit, par conséquent, à une sous-estimation de l'intégrale vraie. Cette erreur est cependant assez faible dans la mesure où l'aire correspondant à  $h < h_i$  est petite devant celle comprise entre  $h_i$  et  $h_j$  (voir Figure 3.6). En revanche, au voisinage de la saturation (donc dans le domaine couvert par l'infiltromètre), la courbe s'infléchit et tend vers l'horizontale.  $\Phi_2$  constitue alors une surestimation de  $\Phi$  (Figure 3.7) qui peut atteindre plusieurs ordres de grandeur quand  $h \rightarrow 0$ .

L'estimation  $\alpha_3$ , la seule effectivement réalisée dans la méthode multi-potentiels, est en toute logique moins sujette à erreur que  $\alpha_2$  puisqu'elle fait intervenir la somme du terme conductif sur lequel repose le calcul de  $\alpha_2$  et du terme de potentiel d'écoulement sur lequel repose le calcul de  $\alpha_4$  (qui, comme nous l'avons vu, est exactement égale à  $\alpha_1$ ).



**Figure 3.6. Sous-estimation, par l'équation (3.31), de l'aire couverte à gauche par la fonction  $K(h)$  aux faibles potentiels.**



**Figure 3.7. Surestimation, par l'équation (3.31), de l'aire couverte à gauche par la fonction  $K(h)$  aux potentiels élevés.**

La Figure 3.8 présente, pour les trois sols considérés la comparaison entre la vraie valeur  $\alpha_1$  et ses deux estimations,  $\alpha_2$  et  $\alpha_3$ , en fonction de la pression, sur la gamme  $[-400 ; 0]$ . Après une phase de croissance,  $\alpha_2$  décroît ensuite très rapidement vers zéro quand  $h$  tend vers zéro. Ceci, à l'évidence, est dû au choix, pour  $\theta(h)$ , d'une fonction dont la tangente est nulle à l'origine. Quoiqu'il en soit, ce comportement est incompatible avec l'interprétation du paramètre comme étant représentatif d'une taille de pore hydrauliquement fonctionnel. L'estimation  $\alpha_3$  fournit, quelle que soit la pression, une valeur intermédiaire entre la vraie valeur  $\alpha_1$  et l'estimation  $\alpha_2$ . On note, comme le suggèrent les considérations faites plus haut sur la forme de  $K(h)$ , une surestimation pour  $h < h_a$  et une sous-estimation pour  $h > h_a$ , pour  $\alpha_2$  comme pour  $\alpha_3$ .

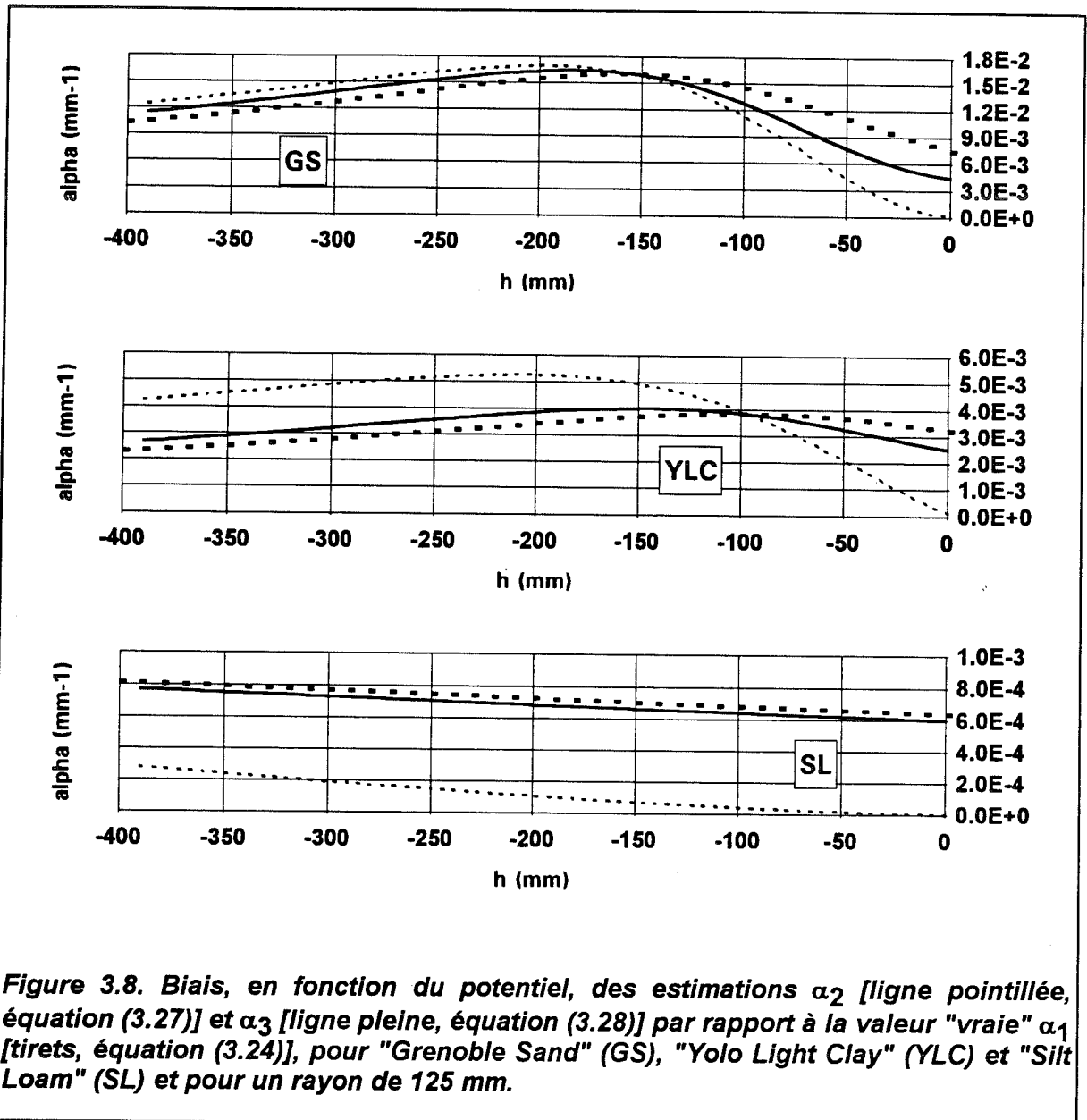
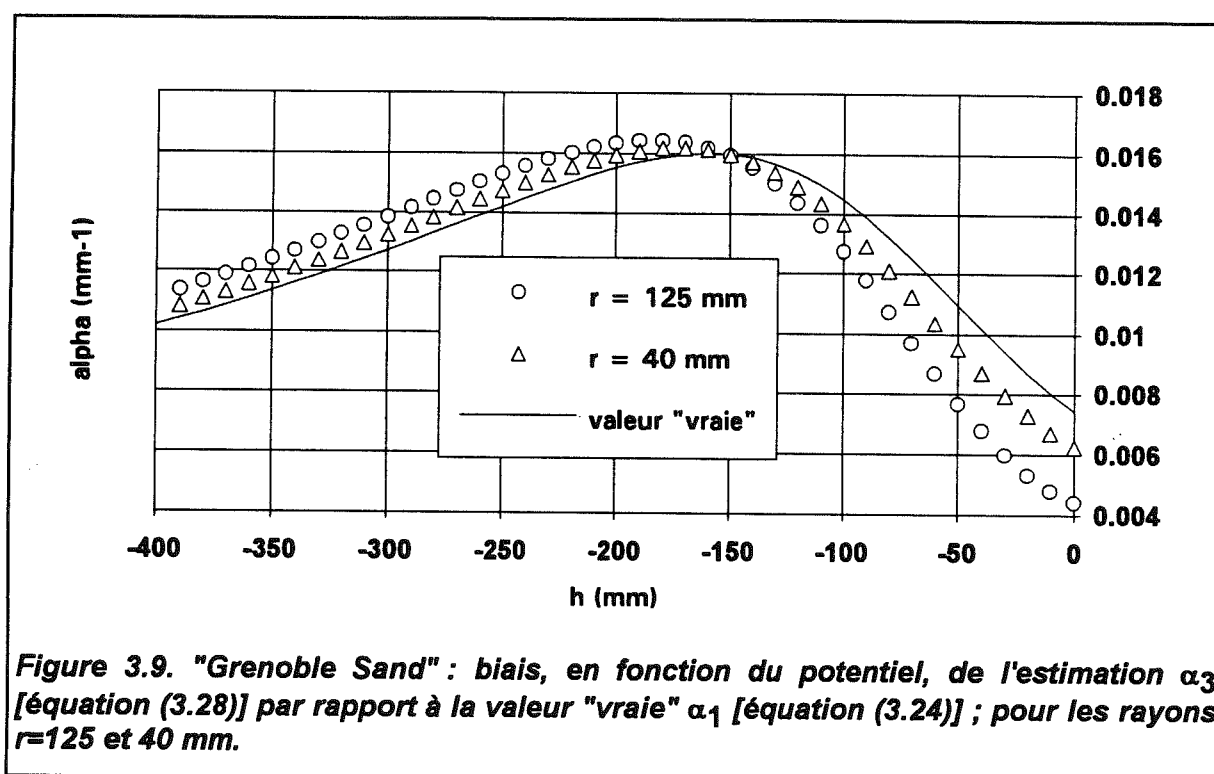


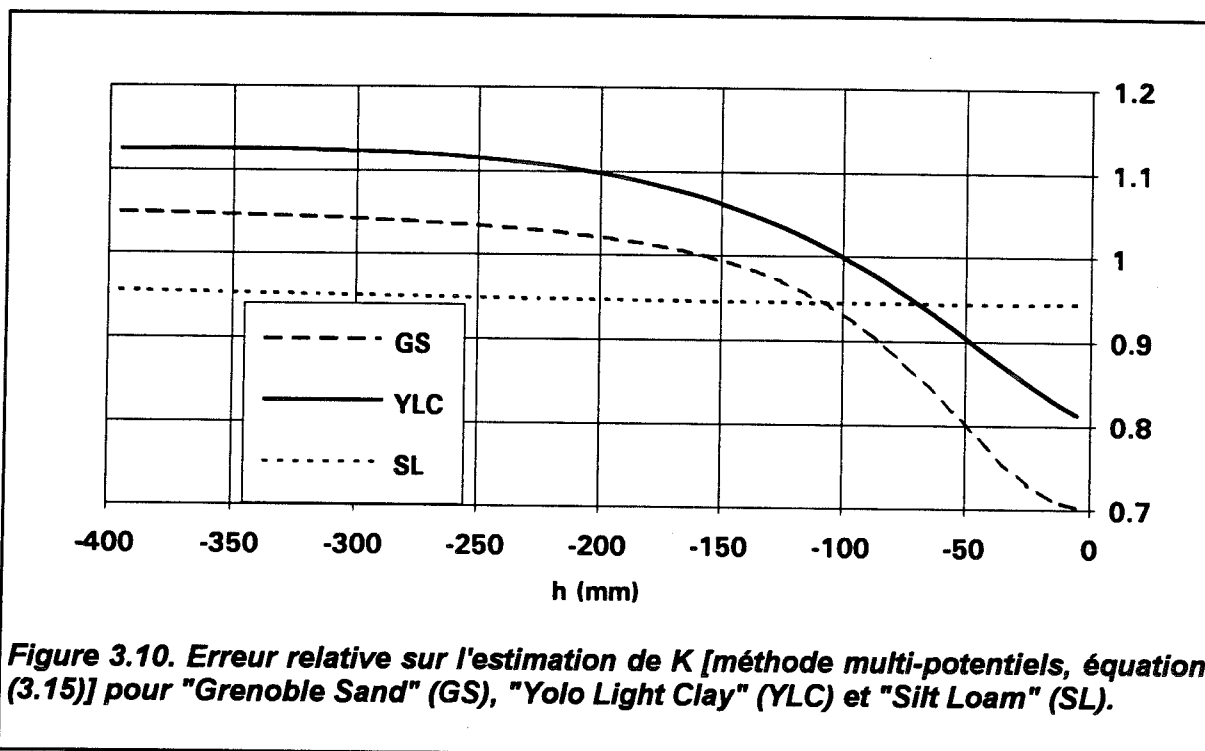
Figure 3.8. Biais, en fonction du potentiel, des estimations  $\alpha_2$  [ligne pointillée, équation (3.27)] et  $\alpha_3$  [ligne pleine, équation (3.28)] par rapport à la valeur "vraie"  $\alpha_1$  [tirets, équation (3.24)], pour "Grenoble Sand" (GS), "Yolo Light Clay" (YLC) et "Silt Loam" (SL) et pour un rayon de 125 mm.

On peut conclure de l'analyse qui précède que l'erreur faite dans l'estimation  $\alpha_3$  sera d'autant plus petite que le terme lié au potentiel  $\Phi$  dans l'expression du flux est plus important, c'est-à-dire que le facteur axisymétrique  $f_a$  est plus grand devant l'unité [équation (3.23)]. Ceci nous renseigne sur les situations dans lesquelles l'emploi de la méthode multi-potentiels sera optimal. Tout d'abord, l'emploi d'un infiltromètre de petit rayon permet de minimiser l'erreur due à la forme non-exponentielle de  $K(h)$  puisqu'il exacerbe les effets capillaires. La Figure 3.9 illustre cet effet en montrant le biais de l'estimation  $\alpha_3$  par rapport à  $\alpha_1$  pour des rayons de 125 et 40 mm. D'autre part, Le terme  $4/(\pi r \alpha)$  est maximisé pour des faibles valeurs de  $\alpha$  c'est-à-dire, quand le flux latéral lié au potentiel d'écoulement domine largement le flux vertical lié à la conductivité. Dans le cas des trois sols étudiés ici (et pour  $r=125$  mm), l'erreur relative sur la valeur finale de  $K_s$  (Figure 3.10) est maximale (-30%) pour GS ( $\alpha \approx 7E-3$  mm $^{-1}$ ) et minimale (-6%) pour SL ( $\alpha \approx 6E-4$  mm $^{-1}$ ). Insistons sur le fait que ce n'est pas l'ordre de grandeur de la conductivité qui entre ici en ligne de compte mais son importance relative vis-à-vis de  $\Phi$  et donc, de la sorptivité. Ainsi, le sol le moins conducteur (YLC) apparaît ici comme un cas intermédiaire entre GS et SL.



Ce renforcement, au voisinage de la saturation, des effets liés au potentiel d'écoulement par rapport aux effets liés à la conductivité se produit avec d'autant plus d'importance que la fonction  $K(h)$  s'infléchit davantage vers une tangente horizontale. En effet, l'aire couverte "à gauche" par cette fonction devient alors d'autant plus importante par rapport à sa valeur locale et le facteur axisymétrique  $f_a$  [équation (3.23)] est maximal. Ceci explique pourquoi la méthode multi-potentiels fournit des valeurs moins sous-estimées pour

SL que pour GS. Nous arrivons donc au résultat paradoxal que les résultats de cette méthode sont meilleurs quand la forme de  $K(h)$ , en s'infléchissant à saturation, s'écarte de la forme exponentielle lui ayant servi d'hypothèse de départ. Nous mettons ici en évidence le fait que, contrairement à ce que laisse supposer sa construction théorique, la forme de  $K(h)$  ne contraint pas l'applicabilité de la méthode multi-potentiels. Nous proposons, par conséquent, de généraliser cette méthode aux sols VGBC en définissant le paramètre  $\alpha$  comme le rapport  $K/\Phi$ .



Les erreurs relatives sur  $K$  que nous avons données plus haut, liées à la forme non exponentielle de  $K(h)$ , correspondent à des paramètres  $\alpha_{ij}$  connus exactement. Dans la pratique, leurs valeurs sont elles-mêmes entachées d'une erreur découlant des imprécisions sur les mesures de flux. Dans le domaine de pressions couvert par l'infiltromètre à disque, l'estimation des  $\alpha_{ij}$  est très peu sensible à l'incrément  $\Delta h_{ij}$  choisi comme l'illustre la Figure 3.11 qui présente la comparaison entre les valeurs  $\alpha_3$  calculées, pour GS et pour  $r=125$  mm, avec des incréments respectifs de 10 et 40 mm (GS étant celui des trois sols pour lequel  $\alpha$  varie le plus, il s'agit du cas le plus défavorable). Ceci est la conséquence du "redressement" de  $K(h)$  au voisinage de la saturation. Est-il alors judicieux, dans ce cas et, plus généralement, pour une fonction  $\ln K - h$  linéaire ou convexe, de diminuer  $\Delta h_{ij}$ , sachant que l'erreur sur  $\alpha_{ij}$  (pour une même erreur expérimentale absolue sur  $q_i$  et  $q_j$ ) en sera augmentée ? Nous tenterons de donner des éléments de réponse à cette question dans le paragraphe qui suit. Son intérêt nous paraît être de deux ordres :

① elle peut fournir une aide à l'analyse d'un essai déjà réalisé (on peut être amené à éliminer certaines valeurs de flux),

② elle peut, d'autre part, indiquer la stratégie future à adopter sur un site où des essais ont déjà été réalisés (dans le cas par exemple, d'une étude de variabilité spatiale).

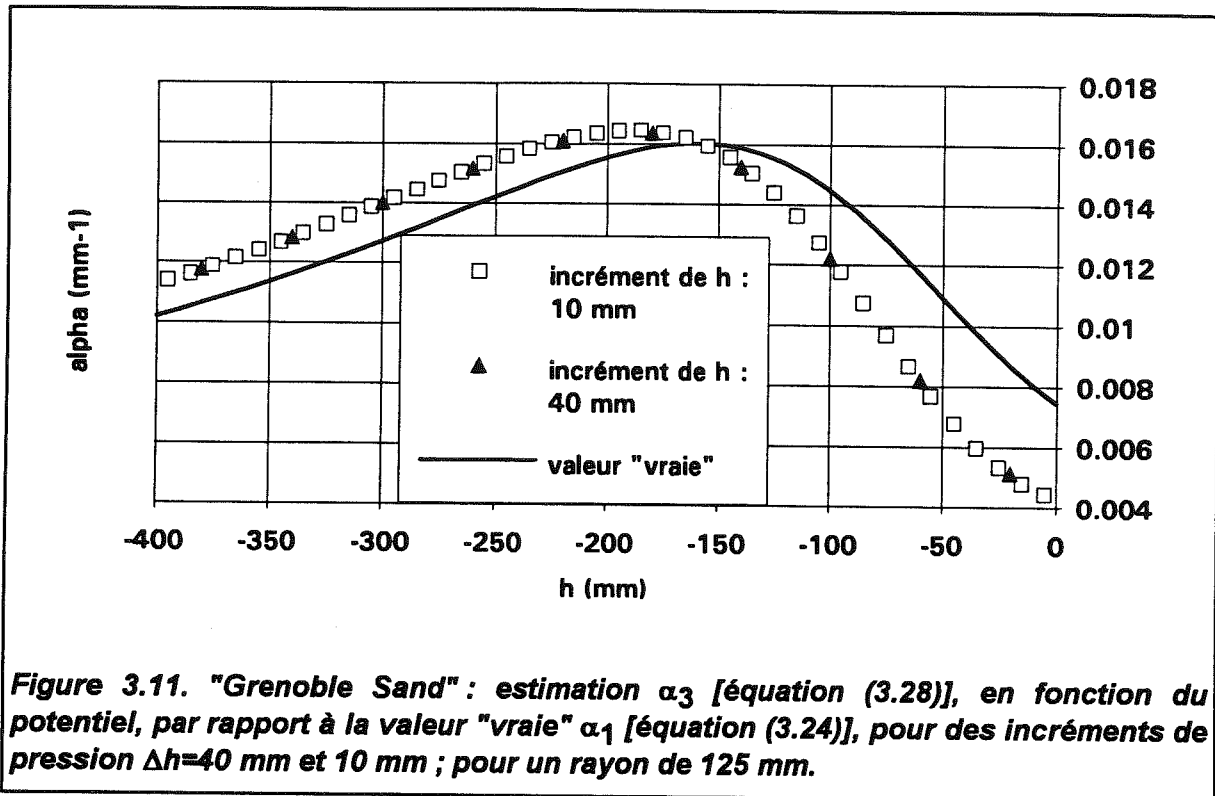


Figure 3.11. "Grenoble Sand": estimation  $\alpha_3$  [équation (3.28)], en fonction du potentiel, par rapport à la valeur "vraie"  $\alpha_1$  [équation (3.24)], pour des incréments de pression  $\Delta h=40$  mm et 10 mm ; pour un rayon de 125 mm.

#### 3.4.4. Analyse de sensibilité

L'étude de sensibilité de K aux erreurs de détermination de  $\alpha$  offre la possibilité de chiffrer l'intervalle de confiance sur le résultat final et donc, de tester la robustesse de la méthode. Nous avons retenu  $\alpha$  comme variable expérimentale entachée d'erreur, et non pas  $q_i$  et  $q_j$ , car l'estimation des erreurs sur chacun des flux successifs est difficile : L'erreur sur chaque flux est liée à un certain nombre de lectures  $l(t)$  arbitrairement choisies et dépend donc de l'expérimentateur ; mais aussi et surtout, lors de l'analyse des données, les  $q_i$  sont généralement corrigés par lissage de  $q(h)$ . L'estimation de l'imprécision sur les  $\alpha_{ij}$ , après analyse, nous paraît plus plausible. Nous nous plaçons ici dans le cadre d'un sol décrit par VGBC et dans la gamme de pression  $h > h_a$  dans laquelle  $\alpha$  varie relativement peu. La sensibilité,  $S_{K,\alpha}$ , de l'estimation de K à l'erreur faite sur  $\alpha$  peut être évaluée par le rapport :



$$S_{K,\alpha} = \frac{dK}{K} \frac{\alpha}{d\alpha} \quad (3.32)$$

où  $K$  est calculé par l'équation (3.15) sur un intervalle  $\Delta h_{ij} = [h_i ; h_j]$ , centré sur  $h_m = (h_i + h_j)/2$  (les indices  $ij$  sont omis pour alléger les notations). Le paramètre  $\alpha$  est calculé à partir du rapport des flux  $q_j$  et  $q_i$  [équation (3.17)]. La dérivation de  $K$  par rapport à  $\alpha$  [voir équation (3.15)] fournit, après calculs :

$$S_{K,\alpha} = \frac{4}{4 + \pi r \alpha} + \alpha (h_m - h_i) \quad (3.33)$$

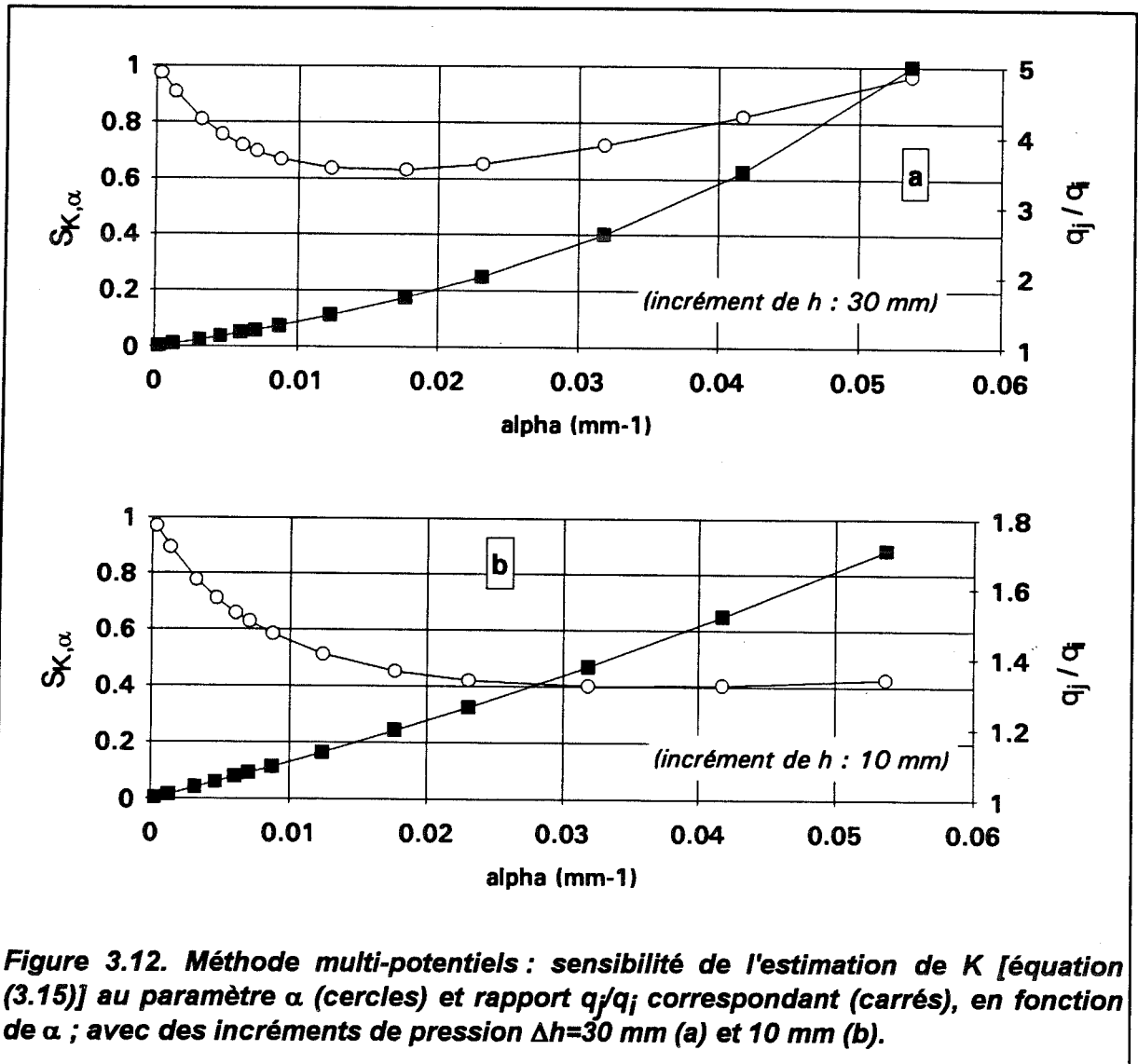
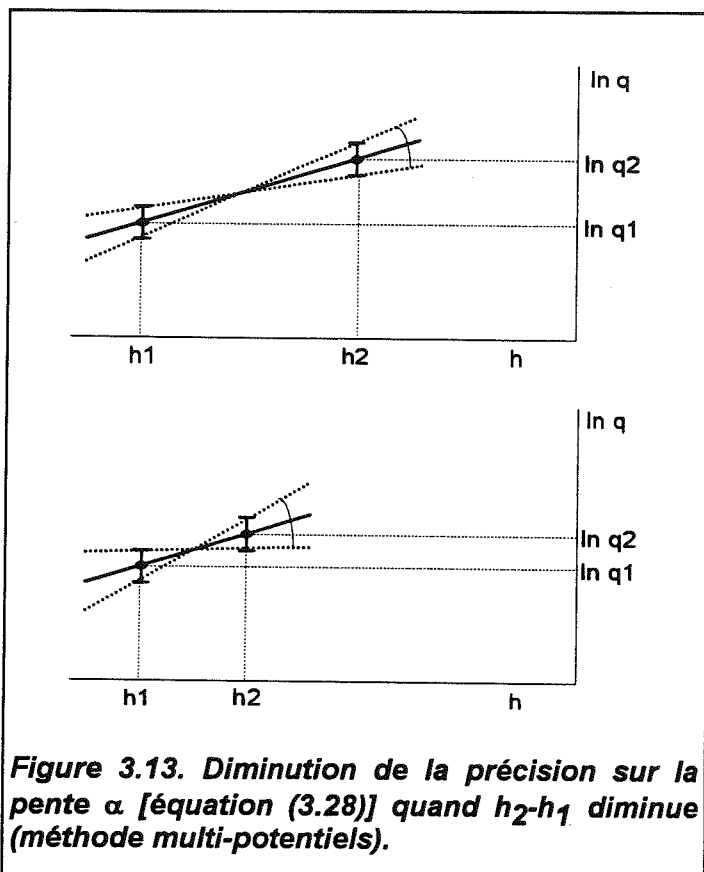


Figure 3.12. Méthode multi-potentiels : sensibilité de l'estimation de  $K$  [équation (3.15)] au paramètre  $\alpha$  (cercles) et rapport  $q_j/q_i$  correspondant (carrés), en fonction de  $\alpha$  ; avec des incréments de pression  $\Delta h = 30$  mm (a) et 10 mm (b).

Les Figures 3.12a et 3.12b montrent les variations de  $S_{K,\alpha}$  et de  $q_j/q_i$  en fonction de  $\alpha$ , pour des valeurs respectives  $\Delta h_{ij}$  de 30 et 10 mm. Cette sensibilité est inférieure à 1 dans tous les cas, ce qui traduit le phénomène de compensation dont nous avons parlé

plus haut entre les deux termes de l'équation (3.15). La méthode multi-potentiels est donc robuste. Il est aisé de vérifier (par dérivation par rapport à  $\alpha$ ) que  $S_{K,\alpha}$  présente un minimum pour une valeur optimale  $\alpha_{opt}$  exprimée par :

$$\alpha_{opt} = \left( \frac{8}{\pi r \Delta h} \right)^{1/2} - \frac{4}{\pi r} \quad (3.34)$$



**Figure 3.13. Diminution de la précision sur la pente  $\alpha$  [équation (3.28)] quand  $h_2-h_1$  diminue (méthode multi-potentiels).**

Insistons sur le fait que  $S_{K,\alpha}$  permet d'estimer une erreur sur  $K$  par rapport à une erreur donnée sur  $\alpha$ . En réalité, si l'on considère que l'erreur expérimentale sur  $q_i$  et  $q_j$  est une erreur absolue (ce qui nous paraît refléter la situation réelle), l'erreur sur la détermination de la pente  $\alpha$  augmente si  $\Delta h_{ij}$  diminue (la Figure 3.13 illustre notre propos). Compte-tenu du lissage généralement effectué sur les données expérimentales  $q_i-h_i$ , nous avons renoncé ici à rechercher une expression analytique générale pour exprimer l'erreur sur  $\alpha$  en fonction de celles commises sur  $q_i$  et  $q_j$  et de  $\Delta h_{ij}$ . L'analyse des

Figures 3.12a et 3.12b nous permet néanmoins d'apporter une réponse, au moins qualitative, au problème du choix d'un  $\Delta h_{ij}$  optimal :

Pour de faibles valeurs de  $\alpha$ ,  $S_{K,\alpha}$  est à peu près indépendant de  $\Delta h_{ij}$  et il y a alors tout intérêt à utiliser de grands incréments de pression (e.g. 30 mm) pour améliorer la précision expérimentale sur  $\alpha$ . Dans l'équation (3.33), le premier terme du membre de droite est alors prépondérant ( $S_{K,\alpha}$  tend vers 1 quand  $\alpha$  tend vers 0).

En revanche, quand  $\alpha$  prend des valeurs élevées (le membre de droite de l'équation (3.33) est alors dominé par son second terme),  $S_{K,\alpha}$  peut être divisée par deux environ en choisissant un petit incrément de pression (e.g. 10 mm). Mais si l'erreur que l'on estime faire sur  $\alpha$  est augmentée d'un facteur supérieur à deux, le choix n'est pas judicieux.

En conclusion, c'est pour minimiser l'erreur sur K liée à l'erreur sur  $\alpha$  (découlant elle-même d'erreurs expérimentales sur les flux), et non pas en raison d'un biais lié à la forme non exponentielle de K(h), que les incréments de pression doivent être choisis petits quand la conductivité varie vite avec la pression.

### 3.5. Méthode mono-test

La méthode mono-test proposée par White et Sully (1987), Smettem et Clothier (1989) et White et al. (1992), entre autres, permet d'estimer la conductivité en estimant la sorptivité et en utilisant conjointement les équations de Wooding (3.1) et de White et Sully (1.45). L'avantage majeur qu'elle présente par rapport aux méthodes précédentes est de ne nécessiter qu'un seul rayon de source et un seul potentiel. Les problèmes posés par la variabilité spatiale du sol, horizontale ou verticale, sont alors évités. En revanche, cette méthode est fortement sensible aux imprécisions d'origine expérimentale et elle peut fournir des estimations biaisées de K, comme nous allons le voir, quand la sorptivité est déterminée de manière incorrecte. De plus, elle nécessite la mesure de l'humidité du sol avant et après essai.

La combinaison des équations (3.1) et (1.45) permet d'écrire :

$$K_0 = q_{\infty}(h_0) - \frac{4b S_0^2}{\pi r (\Delta\theta)_0} \quad (3.35)$$

où le paramètre b est défini par l'équation (1.44) et où  $(\Delta\theta)_0 = \theta_0 - \theta_i$  est la différence entre les teneurs en eau volumiques finale et initiale. En l'absence d'information a priori sur la forme de la diffusivité, une valeur  $b=0.55$  peut être prise sans introduire d'erreur importante (cf. paragraphe 3.2). En faisant l'hypothèse (parfois discutable comme nous le verrons partie II) que le phénomène d'infiltration axisymétrique est, durant une phase initiale courte, proche des conditions monodimensionnelles et gouverné essentiellement par capillarité, on peut, pendant cette phase, réduire l'expression de la lame infiltrée au seul premier terme de l'équation de Philip :

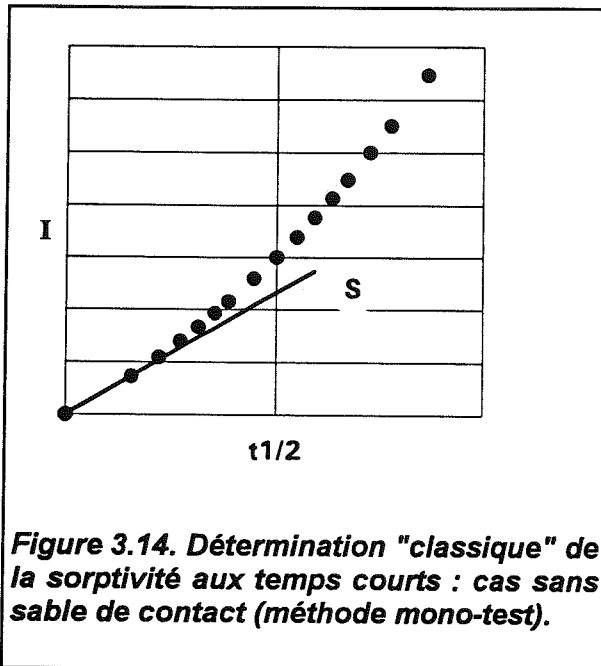
$$l_{3d}(t) \approx h_d(t) = S_0 \sqrt{t} \quad (3.36)$$

La valeur de sorptivité ainsi déterminée peut être introduite dans l'équation (3.35) pour déterminer  $K_0$ . En négligeant ici l'erreur sur les mesures de teneur en eau volumique

et celle due à l'emploi d'une valeur approximative pour  $b$ , un calcul simple [cf. équation (3.35)] permet d'exprimer l'erreur maximum par :

$$\Delta K_0 = \Delta[q_{\infty}(h_0)] + \frac{8b S_0 \Delta S_0}{\pi r (\Delta\theta)_0} \quad (3.37)$$

L'utilisation pour  $S_0$  d'une valeur estimée qui est ensuite élevée au carré montre la sensibilité de l'estimation de  $K_0$  aux erreurs sur ce paramètre. Il est donc d'autant plus important que la sorptivité soit estimée de manière non biaisée. Or il est clair que l'équation



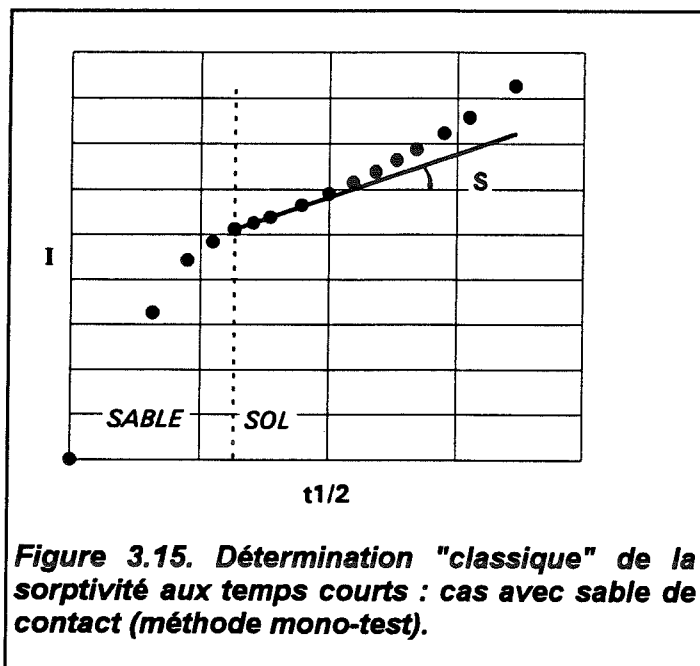
(3.36) conduit à une surestimation de  $S_0$  puisque  $l_{3d}$  ne peut être que supérieur à  $l_{1d}$ . Dans la pratique, on porte les valeurs de  $l$  en fonction de  $t^{1/2}$  et on recherche la tangente à l'origine de cette courbe discontinue (Figure 3.14). Ceci peut être fait par régression linéaire sur un certain nombre de points correspondant à une durée initiale choisie de manière assez arbitraire. Bonnell et Williams (1986) montrent, dans le cas de l'infiltromètre à anneau, que le choix de cette durée initiale peut avoir un effet important sur la valeur de  $S$  calculée.

Dans le cas de l'infiltromètre à disque, deux problèmes supplémentaires se posent qui rendent la détermination de  $S$  par cette méthode assez délicate.

① Tout d'abord, les premières lectures de réservoir de l'infiltromètre sont généralement imprécises car, le flux étant alors important, de nombreuses bulles gênent une lecture correcte du niveau. Le bruit qui s'en suit dans l'allure des points  $l(t)$  incite, lors de l'analyse, à considérer un nombre de points assez grand afin que la pente de la fonction  $l=f(t^{1/2})$  puisse être raisonnablement bien estimée. Le respect de l'hypothèse d'application de l'équation (3.36) sur un laps de temps "suffisamment court" est donc assez discutable.

② Le second problème est lié à l'existence de la couche de sable de contact dont nous avons parlé au chapitre 2. La première phase de l'infiltration se produisant dans cette couche, les points  $l-t^{1/2}$  présentent pendant les premiers instants une pente très forte qui diminue à mesure que le sable se sature et que l'infiltration dans le sol devient effective. Par la suite, cette pente augmente à nouveau en raison de l'effet combiné de la géométrie

axisymétrique et des forces gravitaires. Seule la partie ayant la pente minimale est alors considérée pour la détermination de la sorptivité (ceci est représenté schématiquement sur la Figure 3.15).



Ces trois phases sont bien visibles sur les essais réalisés par Thony et al. (1991) : sur la Figure 6 de cet article, représentant 5 essais d'infiltration, il est possible de déterminer la partie de la courbe  $I-t^{1/2}$  ayant été considérée pour la détermination de  $S$  dont la valeur est donnée dans le texte. On remarque que la phase à forte pente, associée au sable de contact dure jusqu'à 4 minutes et que ce n'est que la phase suivante dont la pente, plus faible, a été

considérée comme égale à  $S$ . Remarquons que cette durée de l'effet du sable est très importante et qu'il est discutable de considérer qu'après 4 minutes la pente de  $I-t^{1/2}$  ne surestime pas la sorptivité.

Cook et Broeren (1994) indiquent, sans grande précision, qu'ils ont déterminé par "observation visuelle" la phase durant laquelle l'infiltration dans le sable est terminée et l'équation (3.36) peut encore être appliquée. Hussien et Warrick (1993) ne donnent, pour leur part, aucune information sur le temps considéré pour leur détermination de  $S$  pendant la phase initiale. Logsdon et Jaynes (1993), travaillant avec des infiltromètres automatisés, ont fixé cette durée à 15 secondes (ce qui correspond à la première mesure de leur système) tout en indiquant que cette durée s'est avérée trop longue dans certains cas. Signalons que ces derniers auteurs ont aplani la surface du sol avant essai afin d'éviter l'utilisation d'une couche de sable de contact.

A notre sens, il n'est pas certain qu'un laps de temps existe réellement entre l'infiltration dans le sable et l'infiltration raisonnablement monodirectionnelle dans le sol lui-même, dans la mesure où ces deux phénomènes peuvent se superposer de manière très significative. Il nous semble que, dans la plupart des cas, la phase d'infiltration dans le sable masque presque totalement celle, très courte, permettant une estimation correcte de la sorptivité par la pente de  $I-t^{1/2}$ . Nous argumenterons notre position vis-à-vis de ce problème au chapitre 6.

Dans deux thèses récemment effectuées au LTHE (Quadri, 1993 ; Revol, 1994) la détermination de la sorptivité aux temps courts est présentée, pour les raisons que nous venons d'évoquer, comme insuffisamment précise pour pouvoir fournir une estimation non biaisée de  $\Phi_0$ . En réalité, ceci se vérifie surtout si S est définie de la manière habituelle (présentée ci-dessus) c'est-à-dire par une pente moyennée sur une durée T :

$$S_0 = \overline{\left[ \frac{dl}{d(t^{1/2})} \right]_T} \quad (3.38)$$

où l'opérateur moyenne est défini au sens de la régression linéaire. Cette estimation est dans de nombreux cas très erronée comme nous le montrerons plus loin. L'estimation non biaisée de la sorptivité est (Perroux et White, 1988 ; White et al., 1992) :

$$S_0 = \lim_{t \rightarrow 0} \left[ \frac{dl}{d(t^{1/2})} \right] \quad (3.39)$$

Ce n'est pas la méthode mono-test qui doit être remise en cause, mais la manière dont la sorptivité est déterminée. Bien que l'équation (3.39) soit citée par Perroux et White (1988), ces auteurs utilisent en réalité l'équation (3.38) en donnant des estimations de la durée T acceptable (de 6 à 2450 s suivant les sols avec une valeur courante de 60 s). Nous verrons plus loin que la méthode d'estimation réellement fondée sur l'équation (3.39) est rendue possible par la forme de l'équation d'infiltration axisymétrique transitoire développée récemment au LTHE (Haverkamp et al., 1994). De plus, l'équation (3.39) permet de s'affranchir de l'hypothèse d'infiltration monodirectionnelle aux temps courts puisqu'elle repose sur une extrapolation à  $t=0$  du régime transitoire. Aucun compromis sur la durée T n'est alors nécessaire puisque cette grandeur, assez arbitraire dans la pratique, n'est pas requise. Enfin, nous verrons que l'application de l'équation (3.39) peut être réalisée en tenant compte des problèmes posés par l'existence de la couche de sable.

Revol (1994) propose, pour des rayons de disques de 125 et 40 mm, d'effectuer une régression linéaire  $l-t^{1/2}$  sur une durée T de 300 secondes, tandis que celle-ci peut chuter à 150 secondes pour le rayon de 24.25 mm. Ces chiffres ont été obtenus en considérant l'estimation de  $t_{geom}$  calculé par l'équation (1.47). Bien qu'elles soient, bien entendu, fonction du sol considéré, nous verrons que les durées, pour chaque disque, pendant lesquelles l'équation (3.36) peut être effectivement appliquée peuvent être sensiblement plus courtes.

Au chapitre 6, nous développerons de façon détaillée le problème de la détermination de S par l'analyse des temps courts et nous proposerons plusieurs méthodes

pour le résoudre. Nous reviendrons alors sur la méthode mono-test (chapitre 7). Notons simplement ici que la forme de l'équation (3.35) indique que cette méthode sera d'autant plus précise que la conductivité est forte vis-à-vis de la sorptivité, c'est-à-dire pour les sols et les conditions avec lesquels le facteur axisymétrique est faible.

### **3.6. Conclusions**

- Les méthodes classiques d'analyse d'essais infiltrométriques, fondées sur le régime permanent, utilisent l'expression proposée par Wooding, obtenue pour un  $\alpha$ -sol mais qui semble pouvoir se généraliser à d'autres types de sol. Dans tous les cas, il s'agit de résoudre une équation à deux inconnues dont l'une est la conductivité et l'autre représente les forces capillaires par l'intermédiaire du potentiel d'écoulement. La méthode multi-rayons (MR) est pénalisée par les complications liées à la variabilité du sol entre les deux points d'essai et nécessite par conséquent plusieurs répétitions. Elle est à conseiller pour des sols dont la conductivité est forte vis-à-vis de la sorptivité.

- La méthode multi-potentiels (MP) permet de s'affranchir des effets de la variabilité spatiale horizontale mais peut être biaisée si le profil vertical du sol (ou de l'humidité initiale) présente des hétérogénéités marquées. Par une approche purement analytique, nous avons montré que, contrairement à ce que laissent supposer les hypothèses sur lesquelles elle repose, son applicabilité n'est pas limitée aux  $\alpha$ -sols. En proposant de définir le paramètre  $\alpha$  comme le rapport de la conductivité au potentiel d'écoulement et en introduisant la notion de facteur axisymétrique, nous avons généralisé cette méthode aux sols VGBC. De plus, nous avons montré la robustesse de la méthode, la sensibilité de  $K$  à  $\alpha$  n'étant pas discriminante. La méthode multi-potentiels est optimisée par l'emploi d'un disque de petit rayon mais il n'y a pas, a priori, de stratégie claire pour le choix des incréments de pression. Ce n'est qu'avec la connaissance de  $\alpha$  que l'on possède un élément de choix pour les ajuster, à savoir, les réduire quand  $\alpha$  prend des valeurs élevées. Enfin, la méthode multi-potentiels est avantageuse pour des sols dont la conductivité est faible vis-à-vis de la sorptivité.

- La méthode mono-test peut être fortement pénalisée par les difficultés d'estimation de la sorptivité aux temps courts mais la méthode retenue pour cette détermination a une grande importance sur sa précision. Comme pour la méthode MR, sa précision est meilleure quand les effets capillaires sont réduits.

Les conclusions auxquelles nous arrivons à la fin de ce chapitre ont été obtenues en considérant que l'équation de Wooding est exactement vérifiée. En réalité, elle doit être considérée comme une approximation. De plus, un régime réellement permanent n'est jamais véritablement atteint. Le chapitre suivant se propose de réévaluer les méthodes multi-rayons et multi-potentiels avec des flux obtenus numériquement pour une durée limitée et ne fournissant donc pas, a priori, les valeurs de Wooding.



## Chapitre 4. APPLICATION DES METHODES CLASSIQUES SUR ESSAIS SIMULES

### 4.1. Introduction

Nous avons vu, au chapitre précédent, que les méthodes classiques d'analyse d'essais d'infiltration reposaient sur la détermination des deux inconnues de l'équation de Wooding. Bien que cette dernière ait été obtenue dans le cas d'un  $\alpha$ -sol, il semble qu'elle puisse être étendue aux sols décrits par des fonctionnelles différentes. Les études de Quadri (1993) sur des sols obéissant au formalisme de Van Genuchten-Brooks et Corey [VGBC, équations (1.7) et (1.10)] ont montré qu'effectivement, l'équation de Wooding pouvait être raisonnablement généralisée aux sols décrits par ces fonctions, dont l'emploi est aujourd'hui courant, en particulier dans les modèles de transfert d'eau dans les sols. Signalons que le même auteur arrive à des conclusions semblables en employant le modèle de Fujita-Parlange (Fujita, 1952 ; Parlange et al., 1982)

Au chapitre précédent, nous avons discuté les avantages et inconvénients des méthodes d'analyse (multi-rayons, MR, et multi-potentiels, MP) dans le cas théorique d'une solution de Wooding exactement vérifiée. Nous nous proposons ici, sur des essais d'infiltration simulés avec 3DFLOW (voir chapitre 2), d'estimer la validité et la précision de ces méthodes dans la situation plus "réelle" où chacun des flux est obtenu de manière numérique et n'est donc pas exactement égal à l'approximation de Wooding correspondante. Nous aurons donc l'occasion de tester la solution de Wooding elle-même, comme l'avait fait Quadri (1993), mais notre objectif porte plus spécifiquement sur le test des méthodes de terrain MR et MP présentées au chapitre précédent. Outre la possibilité de s'affranchir, artificiellement, de toutes les difficultés rencontrées sur le terrain (présence de la couche de sable de contact, sols non homogènes et/ou non isotropes, humidité initiale non uniforme, erreurs expérimentales diverses), le travail sur essais préalablement simulés présente l'avantage évident de la comparaison possible des résultats avec les caractéristiques hydrodynamiques du sol testé, conductivité et sorptivité en premier lieu. Nous avons simulé les essais d'infiltration pour deux des sols retenus pour l'étude analytique du chapitre précédent, "Grenoble sand" (GS) et "Yolo light clay" (YLC). "Silt loam G.E.3" a été laissé de côté pour les analyses présentées dans ce chapitre en raison des faibles différences de flux obtenus entre les différents potentiels. La comparaison de GS et YLC est suffisante pour ce que nous allons mettre en évidence dans ce chapitre. Les paramètres hydrodynamiques VGBC de ces deux sols, constituant l'entrée du modèle, ont été donnés dans le tableau 3.1. Nous donnons ici leurs conductivité, sorptivité [équation (1.38)] et paramètre  $\alpha$  [équation (3.24)] à saturation et pour une teneur en eau initiale nulle

(Tableau 4.1). Rappelons que nous avons défini  $\alpha$  au paragraphe 3.4 comme le rapport de la conductivité au potentiel d'écoulement pour toute forme de  $K(h)$ .

Sol	GS	YLC
$K_s$ (mm/s)	4.27E-2	1.23E-4
$S$ (mm/s <sup>1/2</sup> )	1.86	0.189
$\alpha$ (mm <sup>-1</sup> )	7.4E-3	3.2E-3

Tableau 4.1. Conductivité, sorptivité [équation (1.38)] et paramètre  $\alpha$  [équation (3.24)] pour "Grenoble Sand" (GS) et "Yolo Light Clay" (YLC).

#### 4.2. Essais simulés

Les principes du code de calcul 3DFLOW ont été brièvement présentés au chapitre 2. Pour nos simulations, nous avons fixé la valeur initiale de la pression d'eau dans le sol à  $-10^8$  m d'eau correspondant à une teneur en eau  $\theta_i$  pratiquement égale à la teneur en eau résiduelle du sol  $\theta_r$  (nulle pour GS et YLC). Cette valeur a une influence tout-à-fait négligeable sur les résultats fournis par le modèle tant qu'elle est suffisamment petite pour que  $\theta_i \approx \theta_r$ . Ceci est illustré par la Figure 4.1 montrant la comparaison entre les flux obtenus pour GS (avec  $r=125$  mm et  $h_0=0$ ), pour des potentiels initiaux de  $-10^8$  m ( $\theta \approx 0$ ) et  $-0.38$  m d'eau ( $\theta \approx \theta_s/2$ ). La différence de flux en régime asymptotique est, entre ces deux situations, inférieure à 2%. Ceci n'est pas étonnant dans la mesure où cette différence provient d'une troncature à gauche ( $h < h_i$ ) de l'intégrale définissant  $\Phi$  alors que l'essentiel de cette aire est contenue au voisinage de la saturation. Le potentiel  $h_0$  imposé à la surface du sol a été choisi dans la série de valeurs ( $-150, -100, -70, -40, -10$  et  $0$  mm) pour trois valeurs de rayon de source correspondant aux disques disponibles au LTHE ( $125, 40$  et  $24.25$  mm).

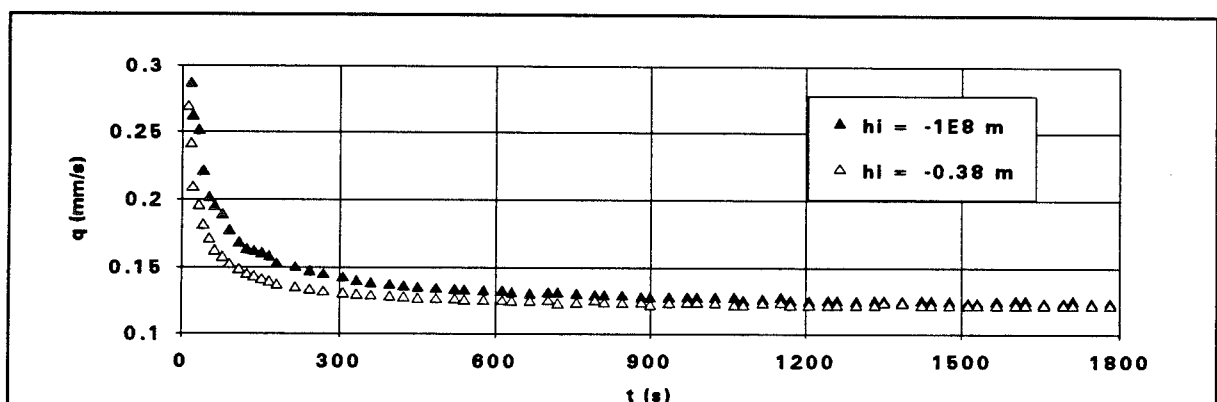


Figure 4.1. "Grenoble sand",  $r=125$  mm,  $h_0=0$  ; flux d'infiltration simulés pour deux valeurs de la pression initiale du sol,  $h_i$ .

Pour GS et YLC, les valeurs de  $t_{grav}$  et  $t_{geom}$  (pour chaque disque) sont données dans le tableau 4.2. Les essais ont été simulés jusqu'à la valeur de  $t_{grav}$  correspondante, considérée comme l'échelle de temps nécessaire pour approcher le régime quasi stationnaire (Quadri, 1993). Les valeurs de  $t_{geom}$  étant dans tous les cas inférieures à  $t_{grav}$ , il est raisonnable de penser que le terme décroissant du flux, lié aux effets capillaires monodimensionnels initiaux [premier terme de l'équation (1.32)] est, à  $t=t_{grav}$ , très affaibli puisqu'il est dominé à la fois par les effets gravitaires et les effets capillaires latéraux (nous verrons plus loin que ces deux termes du flux sont, en première approximation, des constantes).

Sol	GS			YLC		
$t_{grav}$ (h)	0.53			645 (27 jours)		
$r$ (mm)	125	40	24.25	125	40	24.25
$t_{geom}$ (h)	0.12	0.012	0.0046	29	3.1	1.1

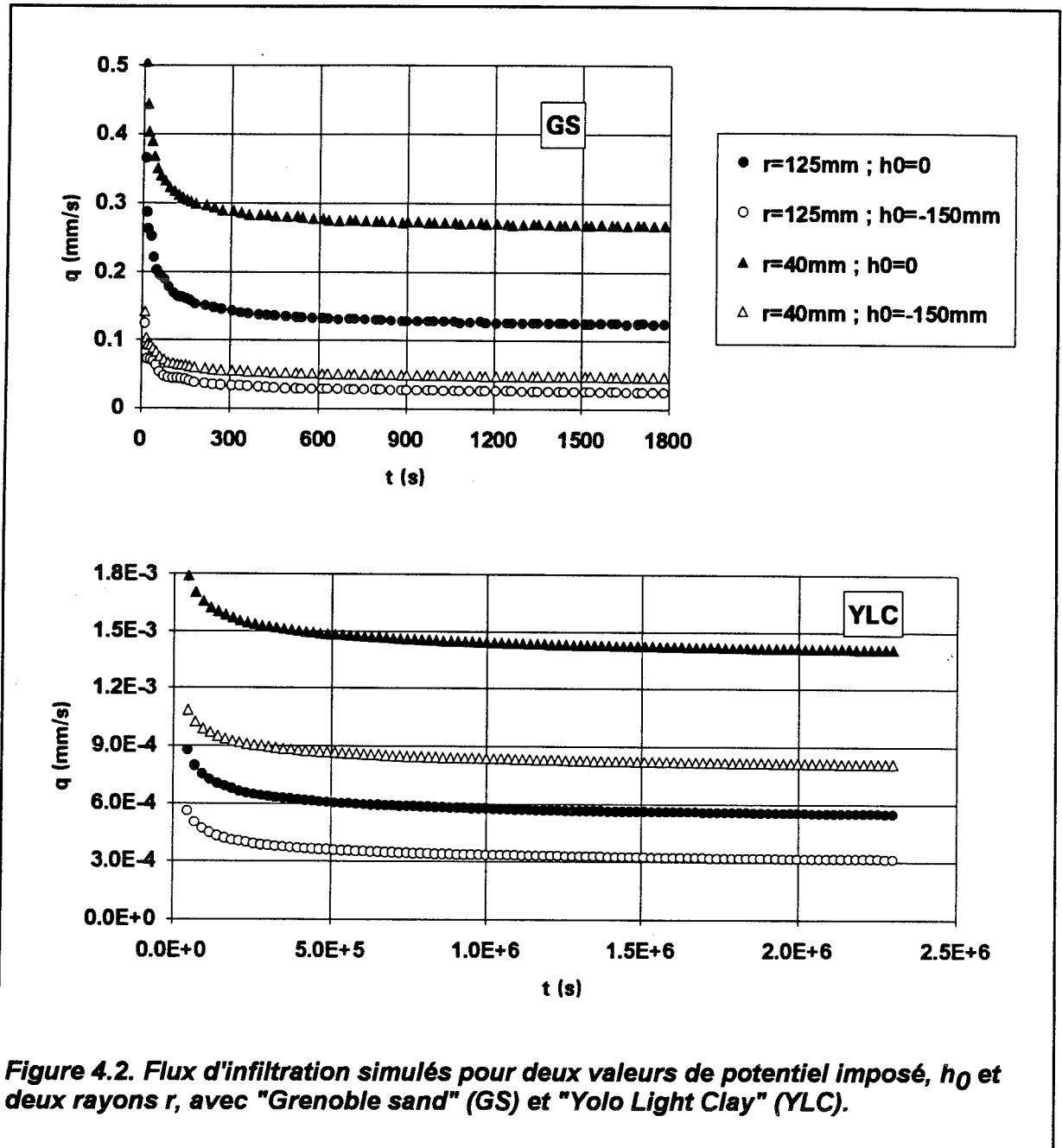
Tableau 4.2. Temps gravitaire [équation (1.46)] et géométrique [équation (1.47)] pour "Grenoble Sand" (GS) et "Yolo Light Clay" (YLC).

Bien que nos simulations et analyses aient été faites avec trois valeurs de rayon, 125, 40 et 24.25 mm, de nombreux résultats dans ce chapitre ne seront présentés et discutés que pour les deux premiers, ce pour des raisons de commodité de présentation. Les observations que nous ferons s'étendent au troisième rayon sans difficulté. De plus, le rayon de 24.25 mm est assez peu utilisé in situ en raison de la très faible surface ( $<20 \text{ cm}^2$ ) qu'il couvre au sol. Il nous paraît donc plus judicieux, quand la comparaison de deux rayons suffit à la discussion, de choisir les valeurs  $r=125$  et 40 mm.

La Figure 4.2 montre le flux d'infiltration en fonction du temps pour GS et YLC, pour les potentiels  $h_0=0$  et -150 mm, et pour les rayons de 125 et 40 mm. Alors que les flux semblent bien stabilisés pour GS, il n'en va pas de même pour YLC pour lequel le régime asymptotique n'est pas véritablement atteint à  $t=t_{grav}$ . On pourrait donc s'attendre à de meilleurs résultats avec GS qu'avec YLC. Dans la suite, nous désignerons par  $q_{grav}$  la valeur du flux à  $t=t_{grav}$ .

Sur la Figure 4.3, l'évolution du flux est comparée à la valeur théorique de Wooding,  $q_{Woo}$ , du régime permanent [équation (3.1)] pour  $h_0=0$  et pour les rayons de 125 et 40 mm. Pour GS, la surestimation faite en considérant que le flux en régime permanent est approximé par  $q_{grav}$  est de 24% pour  $r=125$  mm et de 20% pour  $r=40$  mm. Avec YLC, ces valeurs tombent à 7 et 5% respectivement. Aux faibles pressions, les surestimations sont

moins marquées (les pourcentages sont respectivement de 8, 11, 3 et 3, pour  $h_0 = -150$  mm). La comparaison entre GS et YLC semble donc indiquer que la stabilisation rapide du flux (comme c'est le cas pour GS) ne puisse être considérée comme un indicateur fiable de l'approche rapide de la valeur de Wooding. Quadri (1993) insiste sur le fait que le flux évolue de façon à peine mesurable quand sa valeur est encore sensiblement différente de celle de Wooding. Elrick et al. (1990) montrent que, aux temps longs, l'évolution du flux vers sa valeur stabilisée est très lente en géométrie tri-dimensionnelle.



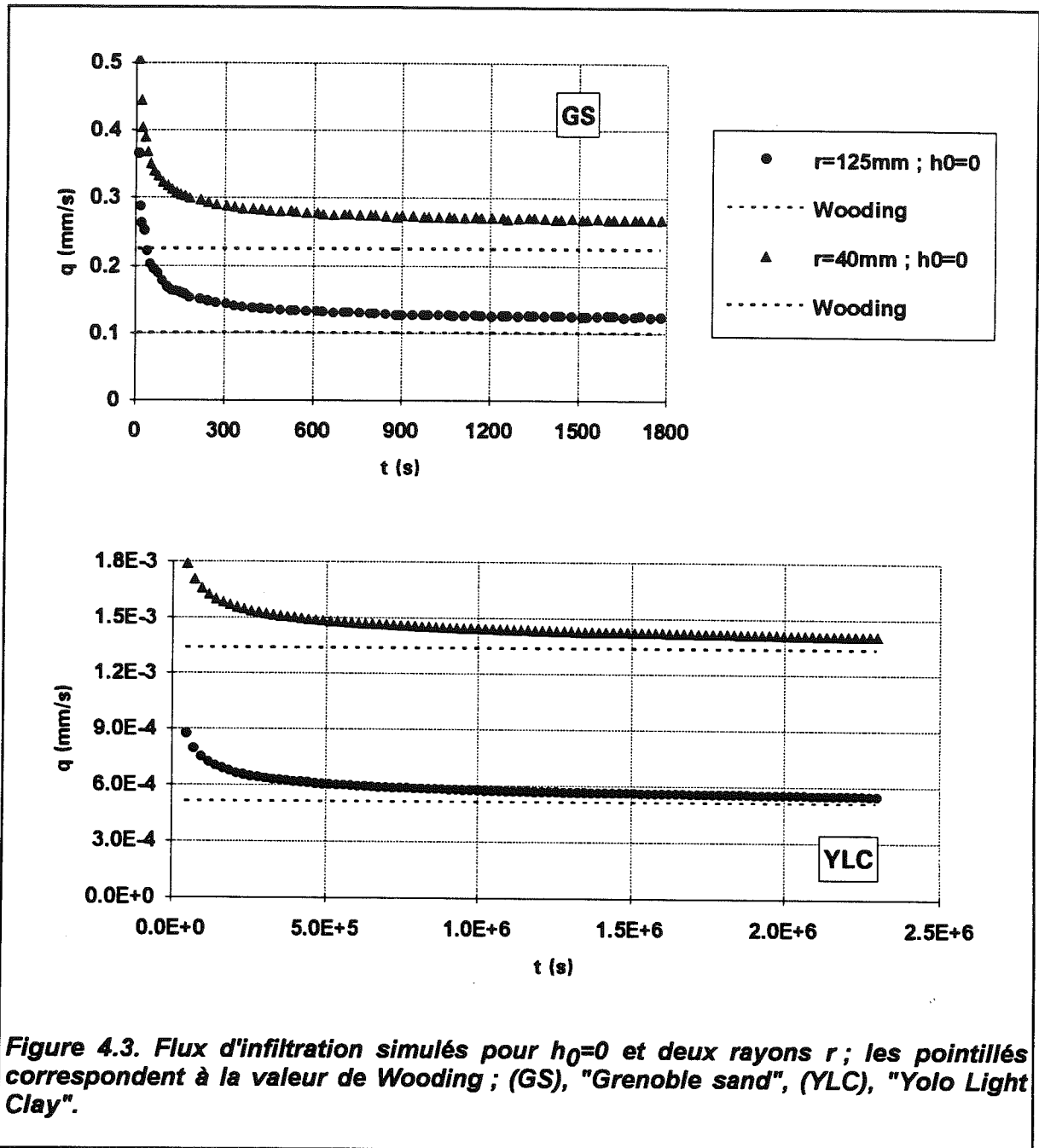


Figure 4.3. Flux d'infiltration simulés pour  $h_0=0$  et deux rayons  $r$ ; les pointillés correspondent à la valeur de Wooding; (GS), "Grenoble sand", (YLC), "Yolo Light Clay".

Notons d'autre part que l'influence du facteur axisymétrique  $f_a$  [équation (3.23)] du sol apparaît assez nettement sur la Figure 4.2 : pour GS ( $f_a$  petit), les flux les plus voisins sont obtenus pour des rayons différents et des valeurs de  $h_0$  identiques ; pour YLC ( $f_a$  grand), la situation est inversée, le changement de rayon ayant plus d'effet que le changement de potentiel.

Par ailleurs, il n'est pas étonnant que la surestimation du flux soit moins marquée avec le rayon  $r=40\text{ mm}$  puisque son emploi augmente l'importance du second terme de la solution de Wooding lié aux effets capillaires latéraux (nous reviendrons sur ce point à

propos de l'équation analytique du régime transitoire). La différence de surestimation entre les rayons  $r=125$  et  $40$  mm apparaît cependant assez faible. L'influence du changement de rayon ( $r_2$  par rapport à  $r_1$ ,  $r_2 < r_1$ ), en terme d'approche de la valeur de Wooding, peut être estimée par le rapport :

$$\text{Inf}(r_2, r_1) = \frac{q_{\text{grav}}(r_2) - q_{\text{Woo}}(r_2)}{q_{\text{grav}}(r_1) - q_{\text{Woo}}(r_1)} \quad (4.1)$$

Si  $r_1=125$  mm et  $r_2=40$ mm, ce rapport est de 38% pour YLC et de 21% seulement pour GS, les effets capillaires latéraux (liés au rayon) étant moins importants pour ce second sol. Ceci apparaît dans les valeurs du paramètre  $\alpha$  (tableau 4.1) tel que nous l'avons défini par le rapport de la conductivité au potentiel d'écoulement [équation (3.24)].

Les valeurs de  $q_{\text{grav}}$  pour l'ensemble des simulations GS et YLC sont données dans les tableaux 4.3 et 4.4. Les coefficients de surestimation,  $C_s$ , calculés par :

$$C_s(r, h_0) = \frac{q_{\text{grav}}(r, h_0)}{q_{\text{Woo}}(r, h_0)} - 1 \quad (4.2)$$

sont donnés dans les tableaux 4.5 et 4.6 et représentés Figures 4.4a et 4.4b. [Remarque : nous avons introduit "-1" dans la définition de  $C_s$  pour des raisons de commodité de calcul qui apparaîtront par la suite. En fait il s'agit plutôt d'un "pourcentage ramené à l'unité" et le terme "coefficient" serait peut-être plus adapté si cette soustraction n'était pas faite. La quantité  $C_s+1$  est donc un "facteur" de surestimation].

Les erreurs absolues  $q_{\text{grav}}-q_{\text{Woo}}$  sont représentées Figures 4.4c et 4.4d. Les conséquences de ces erreurs de surestimation seront étudiées dans la suite de ce chapitre.

$h_0$ (mm)	0	-10	-40	-70	-100	-150
$r = 125$ mm	1.25E-1	1.18E-1	9.53E-2	7.18E-2	5.09E-2	2.50E-2
$r = 40$ mm	2.69E-1	2.50E-1	1.97E-1	1.44E-1	9.83E-2	4.70E-2
$r = 24.25$ mm	4.04E-1	3.76E-1	2.92E-1	2.12E-1	1.44E-1	6.81E-2

Tableau 4.3. Flux axisymétriques,  $q_{\text{grav}}$ , à  $t = t_{\text{grav}}$  pour "Grenoble Sand".

$h_0$ (mm)	0	-10	-40	-70	-100	-150
$r = 125$ mm	5.50E-4	5.33E-4	4.81E-4	4.31E-4	3.83E-4	3.15E-4
$r = 40$ mm	1.41E-3	1.37E-3	1.23E-3	1.10E-3	9.82E-4	8.11E-4
$r = 24.25$ mm	2.25E-3	2.18E-3	1.96E-3	1.76E-3	1.57E-3	1.30E-3

Tableau 4.4. Flux axisymétriques,  $q_{\text{grav}}$ , à  $t = t_{\text{grav}}$  pour "Yolo Light Clay".

$h_0$ (mm)	0	-10	-40	-70	-100	-150
$r = 125$ mm	0.24	0.22	0.16	0.10	0.07	0.08
$r = 40$ mm	0.20	0.18	0.16	0.13	0.10	0.11
$r = 24.25$ mm	0.17	0.17	0.15	0.13	0.12	0.12

Tableau 4.5. Coefficients de surestimation [équation (4.2)] pour "Grenoble Sand".

$h_0$ (mm)	0	-10	-40	-70	-100	-150
$r = 125$ mm	0.07	0.07	0.05	0.03	0.03	0.03
$r = 40$ mm	0.05	0.05	0.04	0.04	0.03	0.03
$r = 24.25$ mm	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05

Tableau 4.6. Coefficients de surestimation [équation (4.2)] pour "Yolo Light Clay".

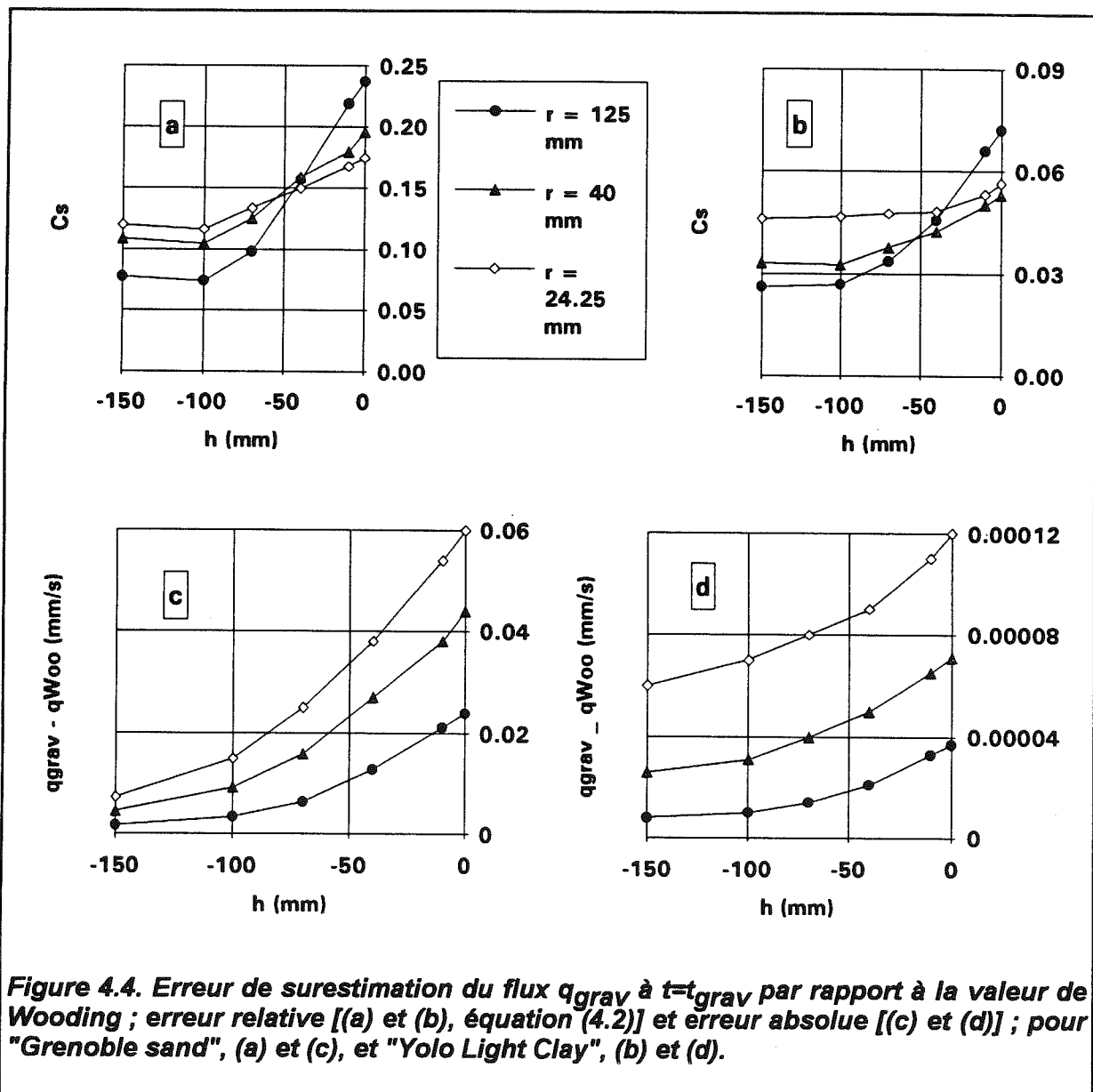


Figure 4.4. Erreur de surestimation du flux  $q_{grav}$  à  $t=t_{grav}$  par rapport à la valeur de Wooding ; erreur relative [(a) et (b), équation (4.2)] et erreur absolue [(c) et (d)] ; pour "Grenoble sand", (a) et (c), et "Yolo Light Clay", (b) et (d).

### 4.3. Application de la méthode multi-rayons sur essais simulés

#### 4.3.1. Précision des estimations

Nous avons appliqué la méthode MR avec les trois rayons de source et utilisé, par conséquent, une détermination de  $K$  et  $\Phi$  par régression linéaire des valeurs de flux en fonction de l'inverse du rayon (Figure 4.5).

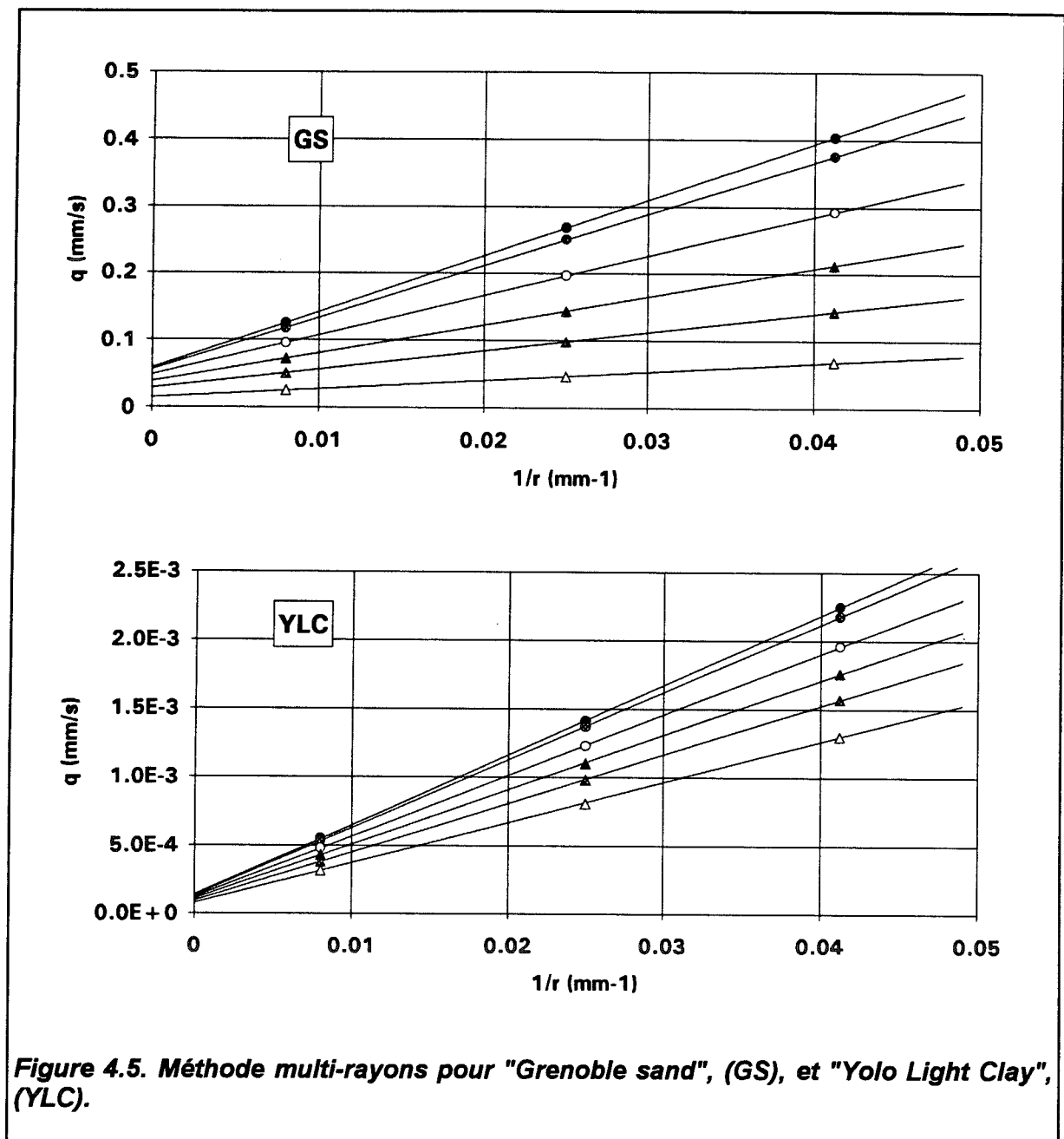


Figure 4.5. Méthode multi-rayons pour "Grenoble sand", (GS), et "Yolo Light Clay", (YLC).



Les tableaux 4.7 et 4.8 résument les résultats obtenus avec GS et YLC respectivement. Les écart-types d'estimation  $\sigma_K$  et  $\sigma_\Phi$  des variables K et  $\Phi$  sont fournis par la régression. Les coefficients de corrélation  $r^2$  sont tous supérieurs à 0.9999 mais n'ont que peu de valeur dans la mesure où les régressions ne portent que sur trois points. Il en ressort néanmoins un très bon alignement qui confirme la forme du résultat de Wooding en ce que le terme latéral de l'écoulement axisymétrique, en régime quasi permanent, est effectivement inversement proportionnel au rayon du disque.

h (mm)	0	-10	-40	-70	-100	-150
K (mm/s)	5.80E-2	5.58E-2	4.79E-2	3.82E-2	2.84E-2	1.46E-2
$\sigma_K$ (mm/s)	1.08E-3	6.24E-4	4.04E-4	3.71E-4	1.75E-4	5.88E-5
CV <sub>K</sub> (%)	1.9	1.1	0.8	1.0	0.6	0.4
K <sub>v</sub> (mm/s)	4.27E-2	4.27E-2	4.12E-2	3.60E-2	2.78E-2	1.42E-2
$\Phi$ (mm <sup>2</sup> /s)	6.59	6.10	4.66	3.32	2.20	1.02
$\sigma_\Phi$ (mm <sup>2</sup> /s)	3.0E-2	1.7E-2	1.1E-2	1.0E-2	4.9E-3	1.6E-3
CV <sub><math>\Phi</math></sub> (%)	0.46	0.28	0.24	0.31	0.22	0.16

Tableau 4.7. "Grenoble Sand" : Conductivité K et potentiel d'écoulement  $\Phi$  avec leurs écart-types d'estimation et coefficients de variation par la méthode multi-rayons. La conductivité "vraie" K<sub>v</sub> du modèle VGBC est également indiquée.

h (mm)	0	-10	-40	-70	-100	-150
K (mm/s)	1.38E-4	1.35E-4	1.23E-4	1.08E-4	9.47E-5	7.54E-5
$\sigma_K$ (mm/s)	9.3E-6	5.3E-6	7.3E-6	1.1E-5	8.0E-6	7.7E-6
CV <sub>K</sub> (%)	6.8	3.9	6.0	9.8	8.4	10.2
K <sub>v</sub> (mm/s)	1.23E-4	1.23E-4	1.20E-4	1.12E-4	1.02E-4	8.16E-5
$\Phi$ (mm <sup>2</sup> /s)	4.02E-2	3.89E-2	3.49E-2	3.14E-2	2.80E-2	2.33E-2
$\sigma_\Phi$ (mm <sup>2</sup> /s)	2.6E-4	1.5E-4	2.0E-4	2.9E-4	2.2E-4	2.1E-4
CV <sub><math>\Phi</math></sub> (%)	0.65	0.38	0.58	0.93	0.79	0.91

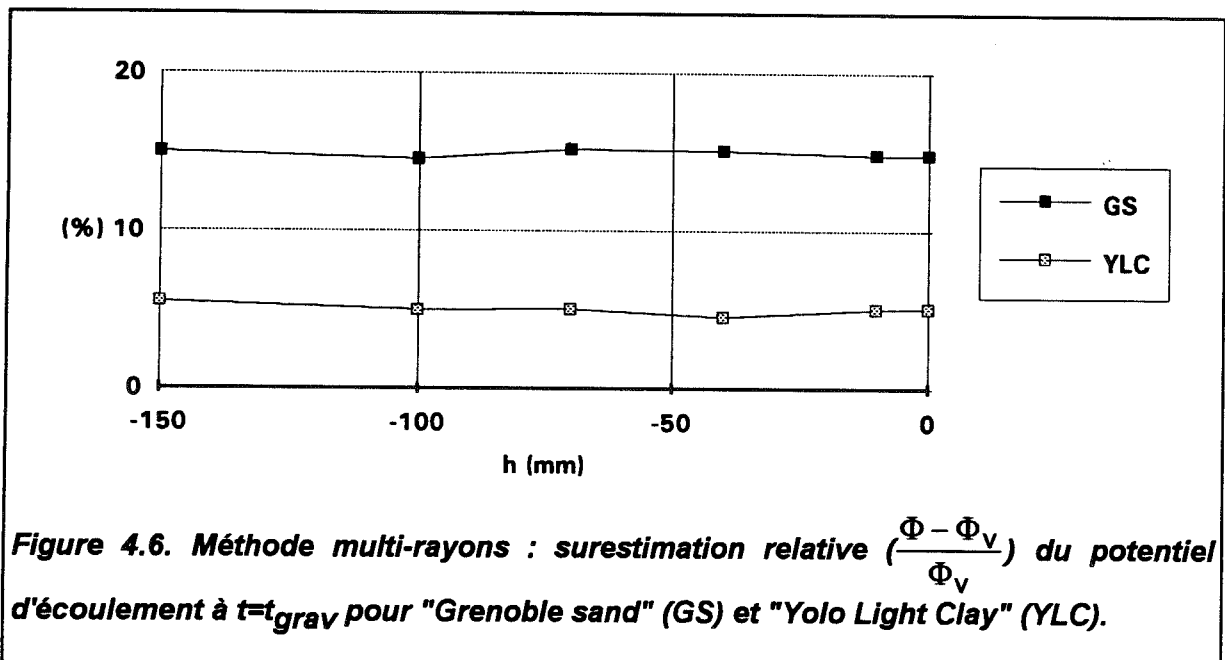
Tableau 4.8. "Yolo Light Clay" : Conductivité K et potentiel d'écoulement  $\Phi$  avec leurs écart-types d'estimation et coefficients de variation par la méthode multi-rayons. La conductivité "vraie" K<sub>v</sub> du modèle VGBC est également indiquée.

Il ressort de l'analyse des résultats que la méthode MR permet d'obtenir une valeur de conductivité avec plus de précision pour GS que pour YLC. Cette valeur sera donc, pour un sol tel que GS, moins sensible à des variations de flux liées à la variabilité spatiale. Les coefficients de variation de K vont de 0.4 à 2% dans le premier cas, de 7 à 10% dans le

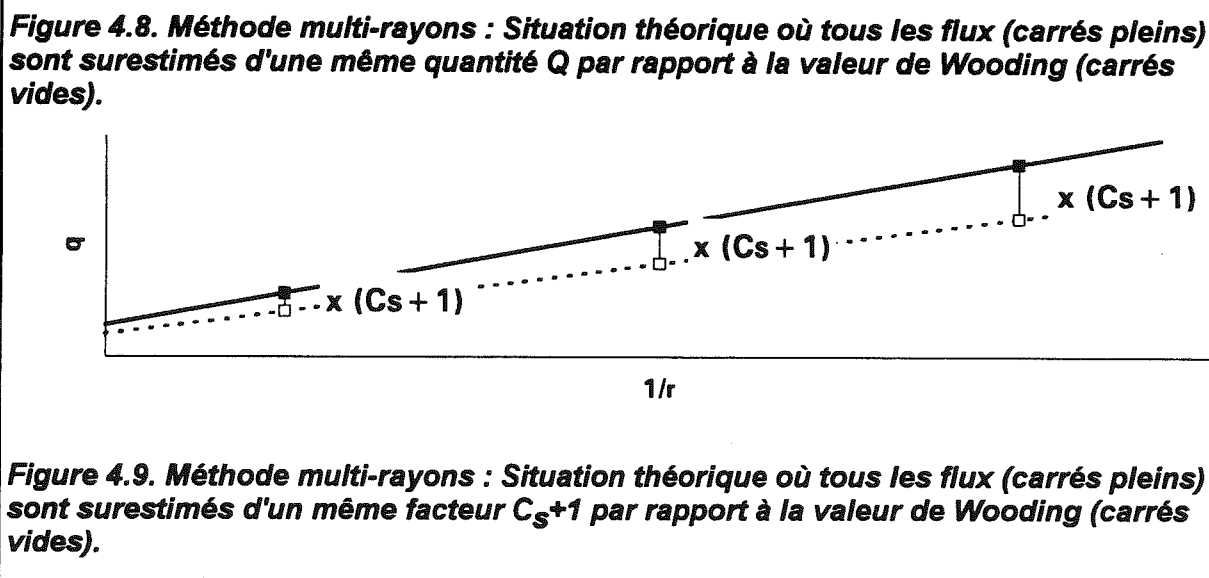
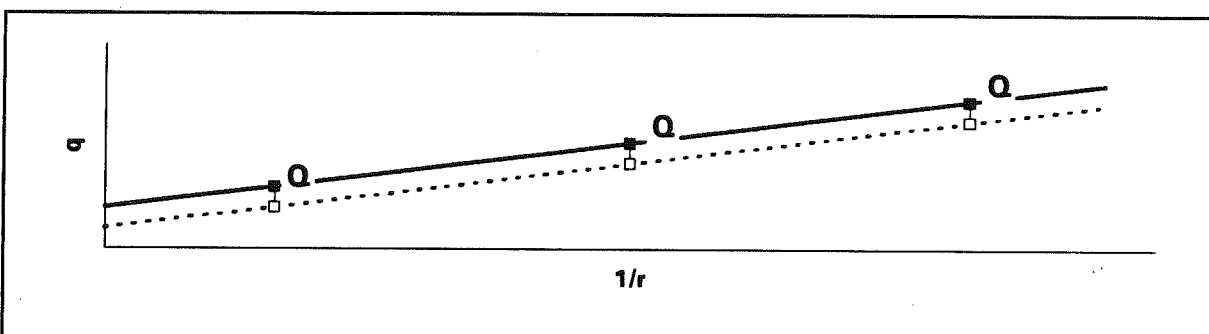
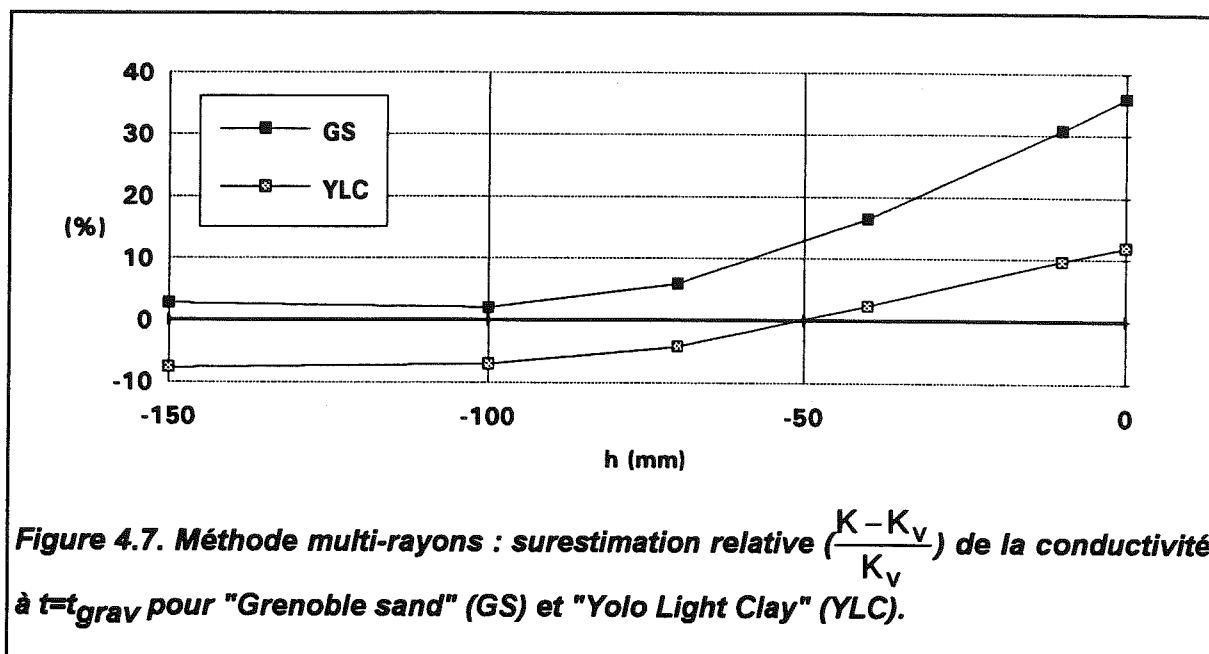
second. En revanche, la précision sur le potentiel d'écoulement est à peu près identique pour les deux sols. La perte de précision sur K dans le cas du YLC ne résulte donc pas d'un défaut de linéarité de la relation  $q=f(1/r)$  mais de la faiblesse relative de l'ordonnée à l'origine par rapport à la pente. Notons que ces simples considérations géométriques pouvaient être faites a priori sur la base de la valeur du paramètre  $\alpha=K/\Phi$ . La faible valeur de ce paramètre, pour YLC, entraîne un important facteur axisymétrique  $f_a$  [équation (3.23)] qui fait que les forces gravitaires sur l'infiltration constituent, pour ce sol, un terme mineur. Nous retrouvons ici les conclusions auxquelles nous étions arrivés au chapitre 3 (paragraphe 3.2).

#### 4.3.2. Biais des résultats

Nous venons de voir que la détermination de K par régression linéaire sur les données  $q=f(1/r)$  est plus précise pour les sols dont le facteur axisymétrique est plus faible. Il nous reste cependant à vérifier que ces valeurs de K correspondent effectivement aux valeurs vraies VGBC introduites dans le modèle numérique. Pour les deux sols, la comparaison des valeurs de  $\Phi$  calculée et vraie en fonction du potentiel est présentée Figure 4.6, en terme d'erreur relative. On note, dans les deux cas, une surestimation systématique et quasiment indépendante de la pression (15% pour GS, 5% pour YLC). Elle provient de la surestimation faite en considérant que  $q_{grav}=q_{Woo}$ .



La même comparaison pour K (Figure 4.7) montre une erreur qui dépend fortement du potentiel. Nous allons tenter de déterminer les causes de cette dépendance en regardant tout d'abord quelques situations théoriques simples.



Il est facile de vérifier que dans la configuration où tous les flux sont uniformément surestimés d'une même quantité  $Q$ ,  $\Phi$  sera estimé sans erreur tandis que  $K$  sera surestimé de la quantité  $Q$  (Figure 4.8). En revanche, dans le cas de figure où tous les flux sont uniformément surestimés d'un même facteur  $C_s$ , à la fois  $\Phi$  et  $K$  seront surestimés du même facteur  $C_s+1$  (Figure 4.9). Les situations réelles peuvent être assez diverses comme nous allons le voir.

Pour traiter le problème de façon analytique, nous allons travailler avec une configuration à deux rayons,  $r_1 > r_2$ . En désignant par  $K$  et  $\Phi$  les estimations des paramètres vrais,  $K_v$  et  $\Phi_v$ , les erreurs relatives sur ces estimations peuvent être calculées à partir des expressions de Scotter et al. (1982) [équations (3.5) et (3.6)]. On obtient :

$$\frac{K}{K_v} = \frac{(C_{s1} + 1) q_1 r_1 - (C_{s2} + 1) q_2 r_2}{q_1 r_1 - q_2 r_2} \quad (4.3)$$

et

$$\frac{\Phi}{\Phi_v} = \frac{(C_{s1} + 1) q_1 - (C_{s2} + 1) q_2}{q_1 - q_2} \quad (4.4)$$

où  $q_i$  et  $C_{s_i}$  désignent, respectivement, la valeur théorique de Wooding du flux et son coefficient de surestimation, pour le rayon  $r_i$ .

$\Phi/\Phi_v$  vaut 1 quand :

$$\frac{q_1 C_{s1}}{q_2 C_{s2}} = 1 \quad (4.5)$$

c'est-à-dire quand l'erreur de surestimation absolue d'un flux donné est indépendante du rayon (cas déjà évoqué, Figure 4.8).

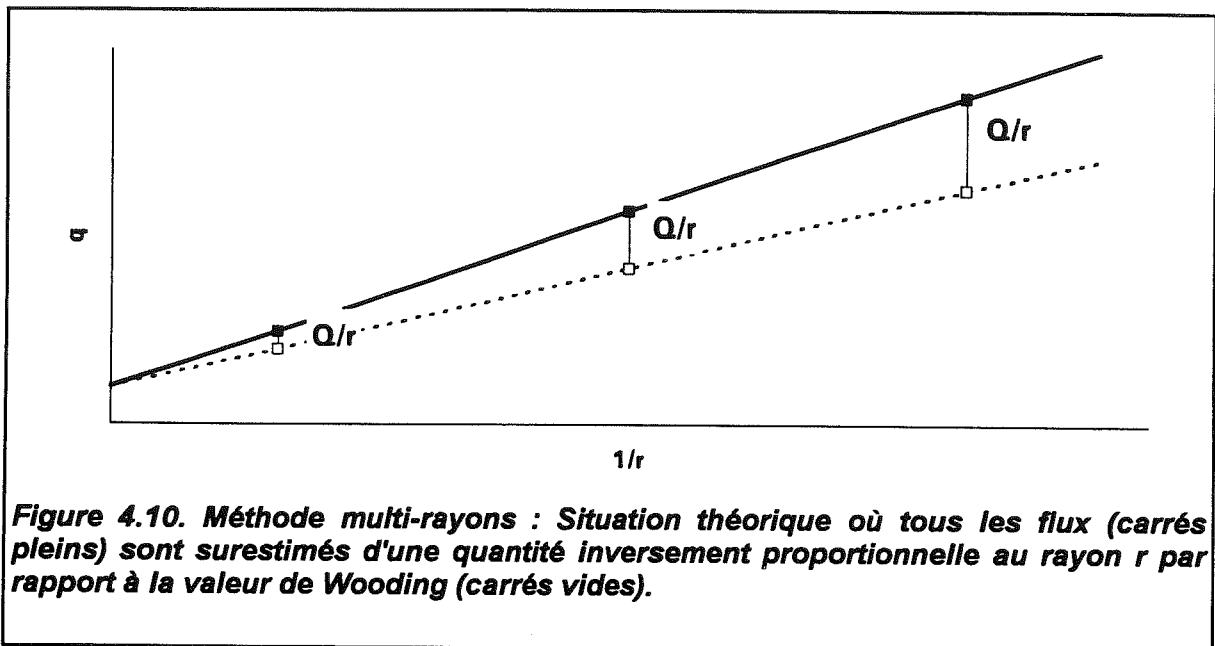
$K/K_v$  vaut 1 quand :

$$\frac{q_1 C_{s1}}{q_2 C_{s2}} = \frac{r_2}{r_1} \quad (4.6)$$

c'est-à-dire quand l'erreur de surestimation absolue d'un flux donné est inversement proportionnelle au rayon correspondant (Figure 4.10).

Les erreurs sur les flux pour GS et YLC sont représentées Figure 4.4. Les surestimations des flux sont plus marquées avec GS qu'avec YLC. Dans les deux cas, elles

augmentent avec la pression comme l'avait trouvé Quadri (1993). Les résultats en terme de biais de l'estimation de K sont donc meilleurs avec YLC, d'une part, et aux faibles pressions, d'autre part (Figure 4.7).



L'erreur relative sur  $\Phi$  est supérieure à 1 et approximativement indépendante du potentiel. Il s'agit d'une surestimation systématique. Le fait qu'elle soit supérieure à 1 indique que l'erreur absolue de surestimation du flux n'est pas indépendante du rayon [cf. équation (4.5)] mais augmente avec l'inverse de celui-ci (Figures 4.4c et 4.4d). La pente de  $q=f(1/r)$  est donc exagérée. La conductivité étant malgré cela surestimée, on se trouve entre les situations correspondant aux égalités (4.5) et (4.6). Ceci est assez bien illustré par le fait que l'erreur relative sur  $\Phi$  est indépendante de la pression (15% pour GS, 5% pour YLC, Figure 4.6) ce qui se traduit, d'après l'équation (4.4), par :

$$q_2 C_{s2} - q_1 C_{s1} = Q_0 \quad (4.7)$$

où  $Q_0$  est une valeur non-nulle, certainement dépendante de la durée des essais (puisque'elle doit s'annuler pour  $t \rightarrow \infty$ ).

Les résultats pour K s'améliorent aux faibles pressions, non seulement parce que les surestimations relatives  $C_s$  des flux diminuent globalement pour les trois rayons (Figures 4.4a et 4.4b) mais aussi et surtout par effet de compensation. En effet, alors qu'au voisinage de la saturation les valeurs de  $C_s$  augmentent avec le rayon, cette situation s'inverse aux faibles pressions (Figures 4.4a et 4.4b) où les plus fortes surestimations des

petits rayons "aident" à la diminution de l'ordonnée à l'origine K. Pour YLC, cet effet va même jusqu'à conduire à une sous-estimation de K pour les trois pressions les plus faibles (Figure 4.7).

#### 4.3.3. Stratégie pour le choix des durées d'essai suivant le rayon ?

Les problèmes évoqués au paragraphe précédent, dus aux surestimations de flux différentes suivant les rayons utilisés, ont incité Revol, dans sa thèse (1994), à proposer une stratégie consistant à adopter pour deux rayons,  $r_1 > r_2$ , des durées d'essai  $t_1$  et  $t_2$  différentes et respectant la condition :

$$\frac{t_1}{r_1} = \frac{t_2}{r_2} \quad (4.8)$$

Cette relation a été obtenue de manière empirique (Ph. Revol, comm. pers.). Elle permet, suivant cet auteur, d'obtenir des flux  $q_1$  et  $q_2$  surestimés du même facteur ( $Cs+1$  avec nos notations) par rapport à leurs valeurs stabilisées théoriques respectives  $q_{Woo\_1}$  et  $q_{Woo\_2}$ . Cette approche est intéressante dans la mesure où elle permet, en principe, de réduire les erreurs sur K. Néanmoins, certaines simplifications faites au cours du raisonnement de l'auteur voient leur effet amplifié par la manière dont les équations sont utilisées par la suite. L'analyse repose sur une équation appelée "relation de Wooding généralisée", ce qui nous semble être une dénomination abusive. Elle est obtenue en combinant la solution de Wooding, valable à un temps "infini" et celle d'Haverkamp et al. (1994), valable pour des temps inférieurs à  $t_{grav}$ , et pour la même géométrie axisymétrique :

$$q_{3d}(t) = \frac{S}{2\sqrt{t}} + \left[ \frac{\gamma S^2}{r \Delta\theta} + A \right] \quad (4.9)$$

où  $\gamma$  est une constante et A correspond au second terme de l'équation monodirectionnelle de Philip [ $q_{1d}(t)$ , équation (1.32)], compris entre  $K/3$  et  $2K/3$ . (cette équation sera à la base du travail présenté dans la partie II de ce mémoire où nous la présenterons de manière plus détaillée, § 6.2). L'important ici est de remarquer que la forme de cette équation indique que la perturbation introduite par l'écoulement latéral par rapport au cas monodirectionnel est un terme indépendant du temps :

$$q_{3d}(t) - q_{1d}(t) = \frac{\gamma S^2}{r \Delta\theta} \quad (4.10)$$

Par identification des termes dépendant du rayon dans les équations (3.1) et (4.9), et en utilisant l'équation de White et Sully (1987) [équation (1.45)] liant la sorptivité au potentiel d'écoulement, Revol (1994) obtient une "relation de Wooding généralisée" :

$$q_{3d}(t) = q_{1d}(t) + \frac{4\Phi}{\pi r} \quad (4.11)$$

L'auteur en déduit, par la combinaison des équations (3.6) et (4.11), que, à un temps donné identique pour les deux rayons, l'utilisation des valeurs transitoires  $q_1$  et  $q_2$  en lieu et place de  $q_{W00\_1}$  et  $q_{W00\_2}$  surestime  $K$  mais fournit la valeur exacte de  $\Phi$ . La situation est alors celle de la Figure 4.8, c'est-à-dire que les flux évoluent de manière telle que la droite  $q=f(1/r)$  est constamment parallèle à celle correspondant aux valeurs de Wooding. Nous avons vu, au paragraphe précédent, que ceci est inexact, les flux n'étant pas surestimés d'une même quantité absolue quand  $t$  vaut  $t_{grav}$  pour les trois rayons. Les résultats de Quadri (1993) montrent d'ailleurs que la pente de la droite  $q=f(1/r)$  est, en régime transitoire, supérieure à celle de Wooding. La surestimation de  $\Phi$  (Figure 4.6) peut même, dans certains cas, contribuer à diminuer la surestimation de  $K$  (Figure 4.7). La valeur exacte de  $\Phi$  serait obtenue si l'on avait [cf. équation (4.4)] :

$$q_2 C_{s2} - q_1 C_{s1} = 0 \quad (4.12)$$

ce qui correspond à une surestimation absolue du flux identique pour les deux rayons, alors que l'on constate en fait que cette différence n'est pas nulle [cf. paragraphe précédent, équation (4.7)]

Cette divergence entre nos résultats et l'approche de Revol s'explique par le fait que l'équation transitoire de Haverkamp et al. (1994) n'est pas valable, sous cette forme, depuis les instants initiaux jusqu'à un temps approchant celui auquel la solution de Wooding s'applique. Même si l'équation (4.9) reproduit correctement et pour chaque rayon l'évolution du flux au cours du temps, sa précision n'est pas suffisante pour en déduire que la différence  $q_{3d}-q_{1d}$  [équation (4.11)] reste strictement indépendante du temps. L'approximation faite ici a des conséquences fortement amplifiées dès que l'on compare des différences de flux ( $q(t)-q_{W00}$ ) entre différents rayons.

[De plus, les recherches actuellement menées par Ross et Haverkamp semblent indiquer que  $\gamma$  [équation (4.9)] n'est qu'approximativement constant et que son évolution au cours du temps dépend du rayon].

Adopter des durées d'essai proportionnelles aux rayons, [équation (4.8)], conduit, d'après Revol, à des flux surestimés du même facteur ( $C_S+1$ ). Si tel est le cas, les courbes définies par :

$$\frac{q_{3d}(t)}{q_{W00}} = f(t/r) \quad (4.13)$$

se superposent. Ces courbes sont portées Figures 4.11a, b, c et d pour GS et YLC et pour les potentiels  $h_0=0$  et  $-150$  mm. Il s'agit d'un cas favorable puisque nous avons utilisé les rayons 125 et 40 mm (les plus souvent utilisés dans la pratique) pour lesquels le contraste est moins marqué qu'avec les rayons extrêmes. Le cas [GS ;  $h_0=0$ ] correspond de façon excellente à la relation (4.8) préconisée par Revol (Figure 4.11a). Dans les trois autres cas, la durée de l'essai du petit rayon doit être supérieure à celle donnée par cette relation.

Pour YLC avec  $h_0=-150$  mm (Figure 4.11d), par exemple, les facteurs de surestimation pour  $r_1$  et  $r_2$  valent 1.1 pour des durées respectives de 245 et 148 h. Celles-ci ne sont pas dans le rapport des rayons ( $r_1/r_2 \approx 3$ ). La Figure 4.11e compare les facteurs de surestimation [cas YLC ;  $h_0=-150$  mm] des deux rayons pour une même durée d'essai (il s'agit donc d'une figure analogue à 4.11d mais en fonction de  $t$  et non de  $t/r$ ). On constate que ces facteurs tendent, à mesure que le temps augmente, à devenir identiques et non pas dans le rapport des rayons. La comparaison des Figures 4.11d et 4.11e indique que les durées d'essai différentielles préconisées par Revol sont par conséquent inadaptées dans ce cas.

Dans le cas du YLC aux faibles potentiels, nous avons vu que le facteur de surestimation ( $C_S+1$ ), en augmentant avec l'inverse du rayon (pour une même durée  $t_{grav}$ ) conduisait par effet de compensation à sous-estimer la conductivité. Adopter une durée inférieure pour le petit disque ne ferait, dans ce cas particulier, qu'empirer les choses. L'ensemble des Figures 4.11a, b, c et d montre que la relation  $t_1/r_1=t_2/r_2$  n'est, en réalité, applicable que pendant un temps très limité.

Même si l'idée de diminuer la durée d'essai avec le rayon du disque peut, dans certains cas, répondre au problème de la surestimation différentielle des flux, il n'y a pas, a priori, de formulation générale telle que (4.8) permettant d'ajuster ces temps. L'appellation "relation de Wooding généralisée" nous paraît impropre en ce qu'elle peut laisser croire à l'existence d'une formule rayon-durée d'essai valable pour tout sol et conclure, à la suite de Revol (1994), à l'inutilité du régime permanent.



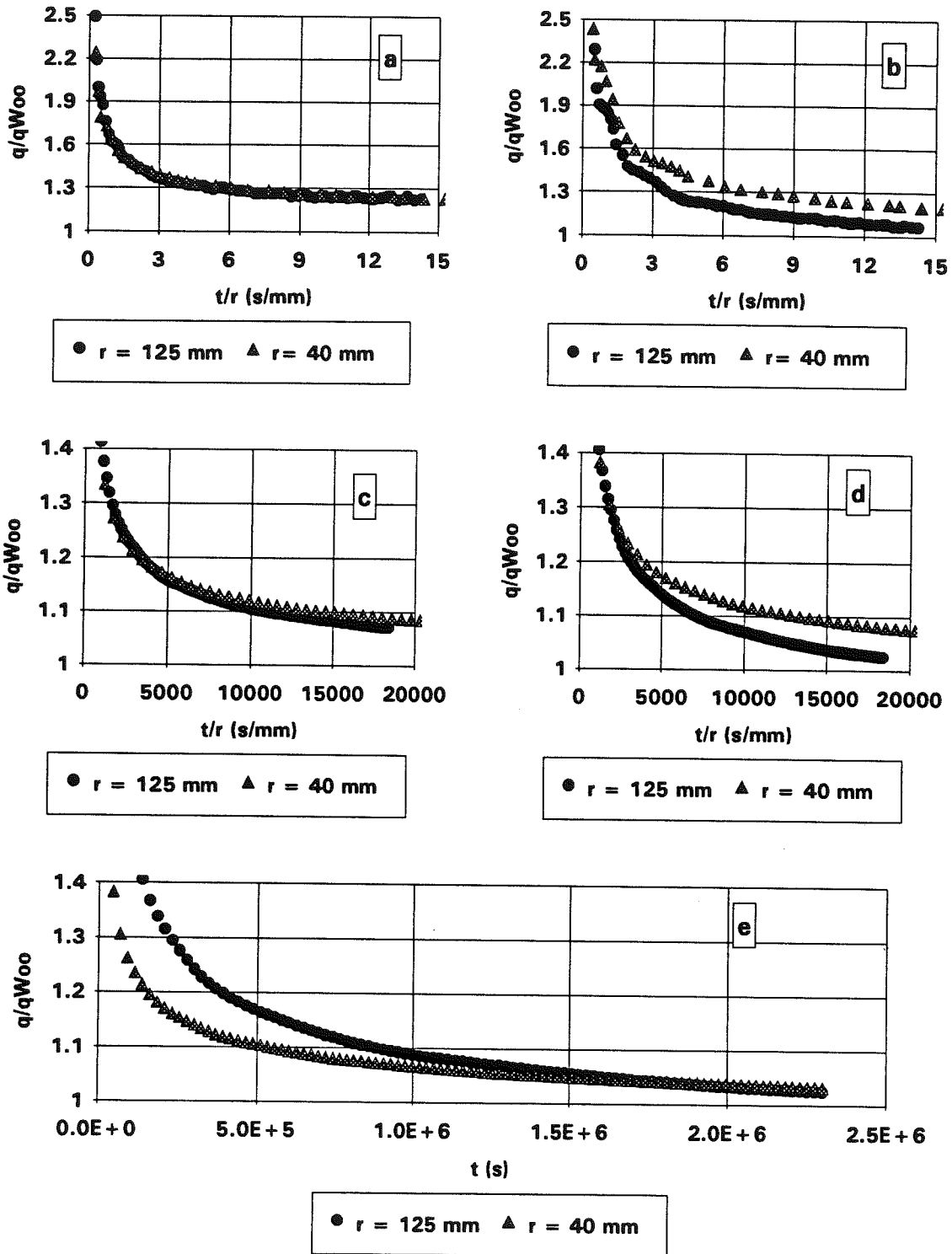


Figure 4.11. Equation (4.13) ; flux d'infiltration simulés : surestimation relative par rapport à la valeur de Wooding en fonction du rapport temps/rayon ; pour "Grenoble sand", (a) et (b), et "Yolo Light Clay", (c) et (d) et pour des potentiels appliqués  $h_0=0$ , (a) et (c) et  $-150$  mm, (b) et (d). Figure (e) : identique à (d) mais en fonction de  $t$  et non de  $t/r$ .

#### **4.4. Application de la méthode multi-potentiels sur essais simulés**

Afin de comparer les résultats respectifs des méthodes MR et MP avec les mêmes valeurs de flux, nous avons conservé pour l'étude présentée dans ce paragraphe les valeurs  $q_{\text{grav}}$  données dans les tableaux 4.3 et 4.4. Il s'agit d'un choix dans la mesure où une option intéressante consistait, afin de reproduire les conditions expérimentales de la méthode MP, à modifier le code 3DFLOW de manière à obtenir les flux successifs au cours de la même simulation : en imposant une condition de potentiel variable en créneau à la surface du sol, chaque valeur de flux (mis à part la première) est influencée par l'humidification du sol effectuée pour la mesure précédente. Nous n'avons pas entrepris cette étude ici faute de temps. Nous considérerons donc que les flux ainsi obtenus successivement seraient peu différents de ceux que nous avons obtenus avec des simulations à condition de potentiel constant. Nous reprenons ainsi l'hypothèse faite par Reynolds et Elrick (1991) et Ankeny et al. (1991) pour les développements analytiques ayant conduit à proposer la méthode MP. Cette hypothèse reste malgré tout discutable et pose, pour l'application in situ de la méthode, des difficultés dont nous avons parlé au chapitre 3.

Les versions de la méthode MP proposées par Reynolds et Elrick (1991), d'une part, et par Ankeny et al. (1991), d'autre part, sont très semblables (cf. chapitre 3). Tout ce qui sera dit dans ce paragraphe s'applique donc aux deux méthodes. Nous présenterons les résultats obtenus en les combinant ensemble, ce qui permet d'obtenir  $2n-1$  valeurs de  $K$  pour  $n$  valeurs de potentiel : les valeurs aux potentiels imposés sont fournies par la méthode de Ankeny et al., les valeurs intermédiaires sont fournies par celle de Reynolds et Elrick.

Les flux  $q_{\text{grav}}$  en fonction de  $h_0$  sont représentés Figures 4.12. La méthode MP peut être appliquée séparément pour chaque rayon de disque. Les trois valeurs correspondantes de  $\alpha$  [équation (3.17)] sont comparées (Figure 4.13) avec la "vraie valeur" [équation (3.24)]. Ainsi que nous l'avons montré analytiquement au chapitre 3, l'estimation de  $\alpha$  est meilleure quand le facteur axisymétrique est important c'est-à-dire, pour YLC plutôt que GS, d'une part, pour les petits rayons, d'autre part. L'infléchissement de  $K(h)$  à saturation entraîne une sous-estimation de  $\alpha$  qui s'amplifie avec l'augmentation de la pression. Les estimations correspondantes de la conductivité (Figure 4.14) sont de très bonne qualité et très similaires pour les trois rayons. Elles font intervenir [équation (3.15)] les valeurs des flux (surestimées puisque  $q_{\text{grav}} > q_{W00}$ ) et celles du paramètre  $\alpha$  (sous-estimées), ces deux effets se compensant partiellement. On voit donc, compte-tenu de ce qui a été dit au chapitre précédent sur le paramètre  $\alpha$ , que le jeu des multiples sur- et sous-estimations entre les différents termes intervenant dans le calcul de la conductivité est très

favorable à la méthode MP. Celle-ci montre à nouveau sa robustesse vis-à-vis des erreurs expérimentales.

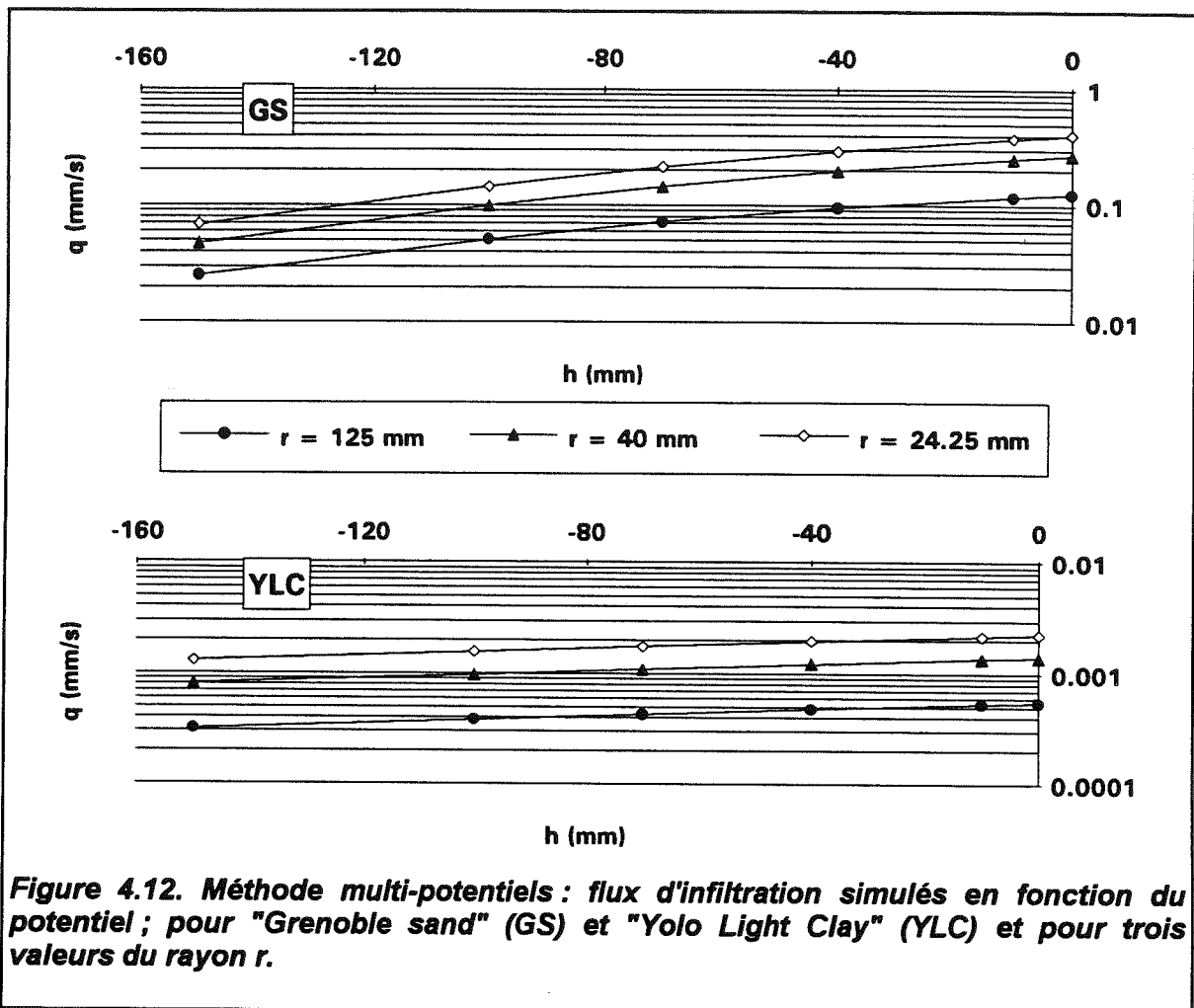


Figure 4.12. Méthode multi-potentiels : flux d'infiltration simulés en fonction du potentiel ; pour "Grenoble sand" (GS) et "Yolo Light Clay" (YLC) et pour trois valeurs du rayon  $r$ .

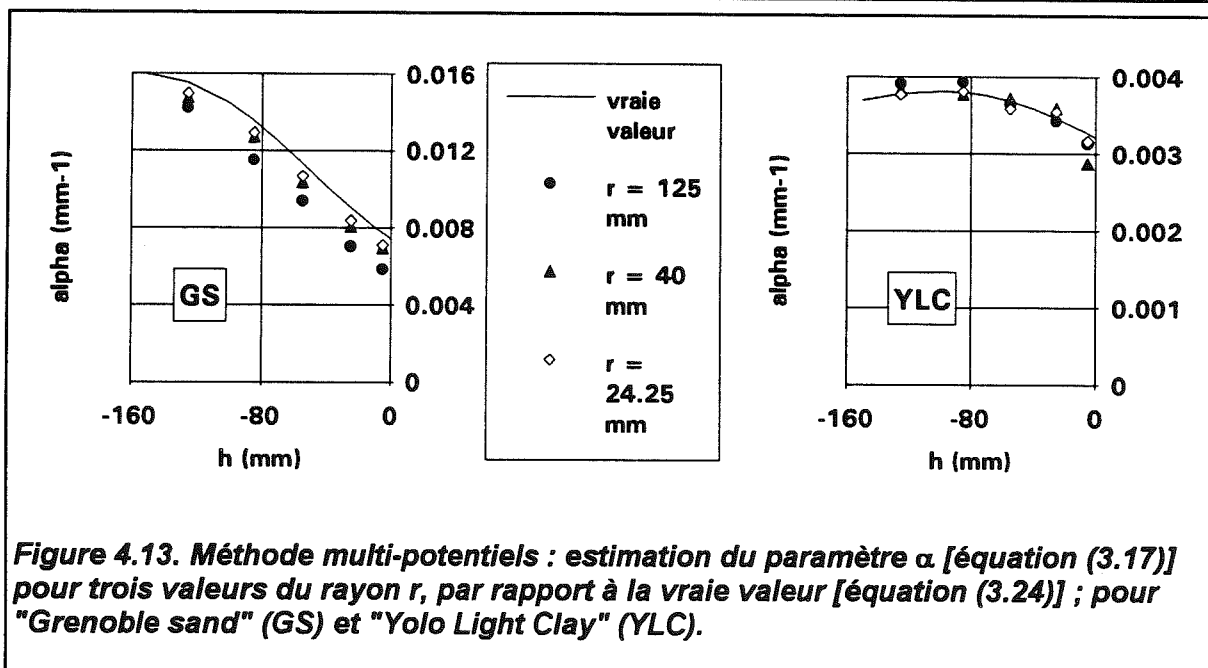
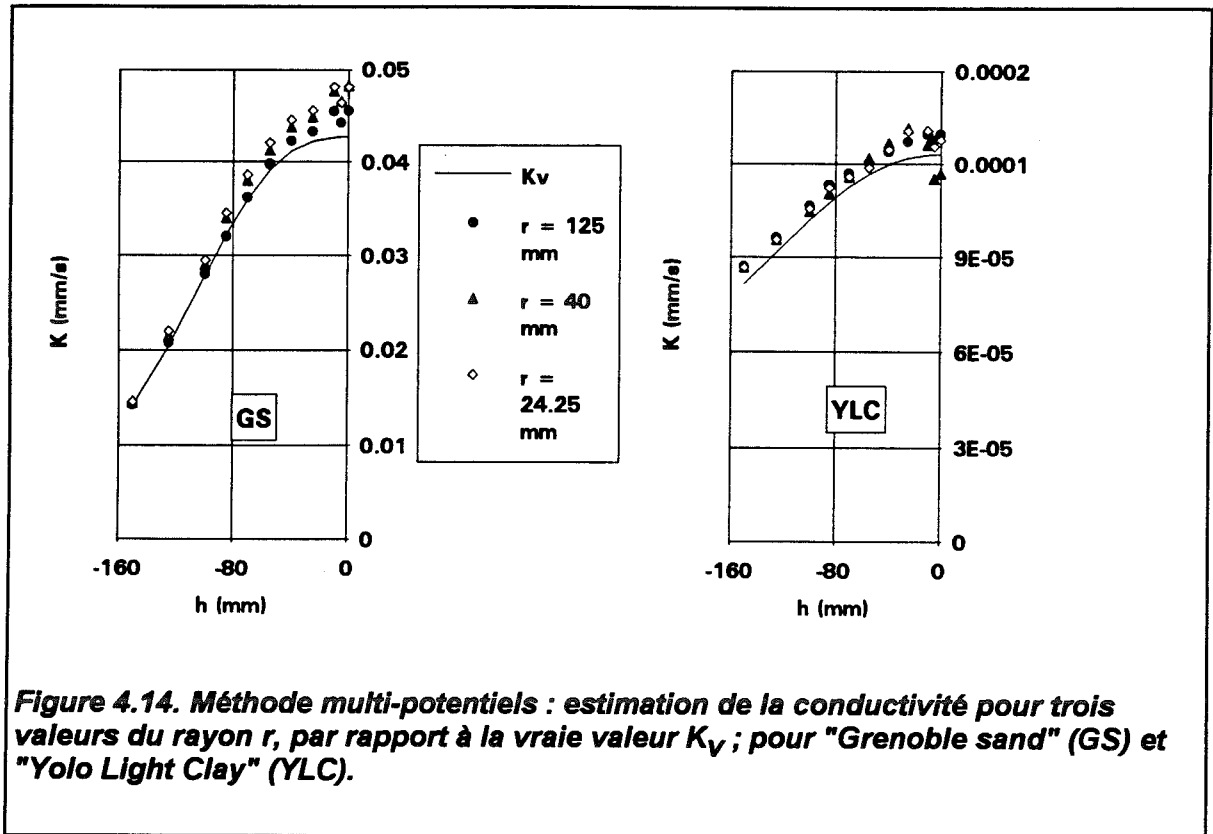


Figure 4.13. Méthode multi-potentiels : estimation du paramètre  $\alpha$  [équation (3.17)] pour trois valeurs du rayon  $r$ , par rapport à la vraie valeur [équation (3.24)] ; pour "Grenoble sand" (GS) et "Yolo Light Clay" (YLC).



#### 4.5 Conclusions des chapitre 3 et 4.

Compte-tenu à la fois des aspects analytiques développés au chapitre 3 (dans le cadre d'une solution de Wooding exactement vérifiée) et des résultats du présent chapitre (faisant intervenir la surestimation expérimentale des flux en régime pseudo permanent), il nous semble que la méthode MP soit globalement meilleure que la méthode MR. Le jeu des compensations successives entre les sur- et les sous-estimations des termes du calcul lui est très favorable, ce qui n'est pas toujours le cas pour la méthode MR. Celle-ci donne, en termes de conductivité, des résultats moins sensibles quand le facteur axisymétrique est grand ( $K/\Phi$  grand, sols sableux) mais malheureusement, ils sont également plus biaisés dans ce même cas. Les surestimations des valeurs de flux pour les deux (ou trois) rayons peuvent avoir des effets qui, soit se compensent soit s'additionnent suivant le potentiel. Il peut y avoir avantage à diminuer la durée d'essai avec le rayon mais il n'y a pas a priori de stratégie simple pour ajuster entre eux les temps d'essais correspondant aux différents rayons.

En ce qui concerne la méthode MP, nous conseillons l'emploi du petit rayon pour les raisons suivantes :

① le facteur axisymétrique est amplifié ce qui diminue le biais de l'estimation de  $\alpha$  (chapitre 3),

② le contraste entre les flux successifs sera plus marqué ce qui améliore la précision sur l'estimation de  $\alpha$ ,

③ la surestimation faite en considérant que  $q_{\text{grav}}=q_{W00}$  est de moindre importance (ceci, comme nous le verrons dans la partie II, s'explique par la forme de l'équation d'infiltration axisymétrique transitoire).

Ceci, bien entendu, doit être pondéré par le fait que le volume de sol échantillonné sera plus petit. Dans la pratique, un compromis doit donc être recherché par l'expérimentateur en fonction de l'hétérogénéité apparente du sol à étudier.

Pour les deux méthodes, la comparaison des résultats obtenus avec GS et YLC est favorable au second sol pour lequel l'approximation  $q_{\text{grav}}=q_{W00}$  est moins erronée. Ceci, là encore, doit être pondéré par le fait que dans la pratique un temps d'expérimentation de trois semaines (valeur de  $t_{\text{grav}}$  pour YLC) est peu réaliste. L'évolution très lente des flux pour ce sol (Figure 4.2) indique cependant que ce temps pourrait être considérablement réduit sans introduire d'erreur importante.

L'avantage de la méthode MP le plus souvent cité est celui de l'élimination des problèmes liés à la variabilité spatiale du sol. Nous avons expliqué au chapitre 3 pourquoi, à notre sens, ce problème de la méthode MR était en fait remplacé dans le cas de la méthode MP par un problème de variabilité verticale du profil du sol. Ces problèmes n'apparaissent pas, bien entendu, dans un traitement analytique ou numérique des méthodes tel que ceux présentés ici. Un point cependant nous semble digne d'être souligné : la variabilité horizontale du sol à courte distance (problème de la méthode MR) est a priori aléatoire ; un grand nombre de répétitions des essais peut donc diminuer ses effets. En revanche, la variabilité verticale du profil du sol est souvent liée à des causes pédologiques, climatiques et/ou anthropiques qui n'ont rien d'aléatoire. Si par exemple la conductivité diminue avec la profondeur, en un point du champ, ceci a de sérieuses chances d'être vrai en tout point du même champ. La méthode MP pourra alors être sujette à un effet de biais auquel le nombre de répétitions, aussi élevé soit-il, ne peut apporter de réponse satisfaisante.

Nous voyons à travers cet exemple l'importance, pour le choix d'une méthode d'analyse, de considérations liées à des problèmes spécifiques de terrain qui ne peuvent être traités correctement de manière analytique ou numérique. Le prochain chapitre est donc consacré à l'application de l'infiltrométrie classique in situ.

## Chapitre 5. APPLICATION IN SITU DES METHODES CLASSIQUES

### 5.1. Introduction

Les situations que nous avons étudiées dans les deux chapitres précédents reposent sur des traitements analytique et numérique du problème de la détermination de la conductivité par infiltrométrie à disques. A propos de certaines hypothèses nécessaires à l'application des méthodes "classiques" - ce terme signifiant pour nous qu'elles sont fondées sur une analyse du régime permanent d'infiltration axisymétrique - nous avons évoqué déjà un certain nombre de problèmes spécifiques aux expérimentations de terrain (couche de sable de contact, hétérogénéité du sol, etc.). Plus généralement, il est un certain nombre de difficultés rencontrées in situ, dont ni la formulation analytique, ni la modélisation numérique, ne peuvent rendre compte sans hypothèses simplificatrices. L'application de ces méthodes in situ constitue par conséquent, pour elles, un test irremplaçable. La principale limitation de cette approche réside, à l'évidence, dans le fait que les valeurs "vraies" des variables mesurées ne sont connues, ni a priori, ni a posteriori. Cependant, la comparaison des résultats obtenus avec plusieurs méthodes peut constituer un élément intéressant pour juger de la valeur de ces résultats, même si un bon accord ne donne pas réellement de garantie quant à leur exactitude. Enfin, l'utilisation d'un modèle numérique simulant les conditions de l'essai avec les paramètres calculés [ $K(h)$ ,  $h(\theta)$ ] offre un autre moyen de vérification des résultats obtenus in situ.

Les résultats présentés dans ce chapitre sont ceux obtenus lors de la participation du LTHE à des campagnes internationales de mesure, EFEDA I et HAPEX-Sahel, dont le programme incluait des mesures de paramètres hydrodynamiques du sol en vue de la modélisation des transferts. Les essais infiltrométriques réalisés dans le cadre de EFEDA I (juin 1991) ont été effectués peu avant mon arrivée au laboratoire ; je n'ai donc été chargé que de leur analyse. Ceux réalisés dans le cadre de HAPEX-Sahel (étés 1992 et 1993) ont été conduits et analysés par mes soins.

### 5.2. EFEDA I

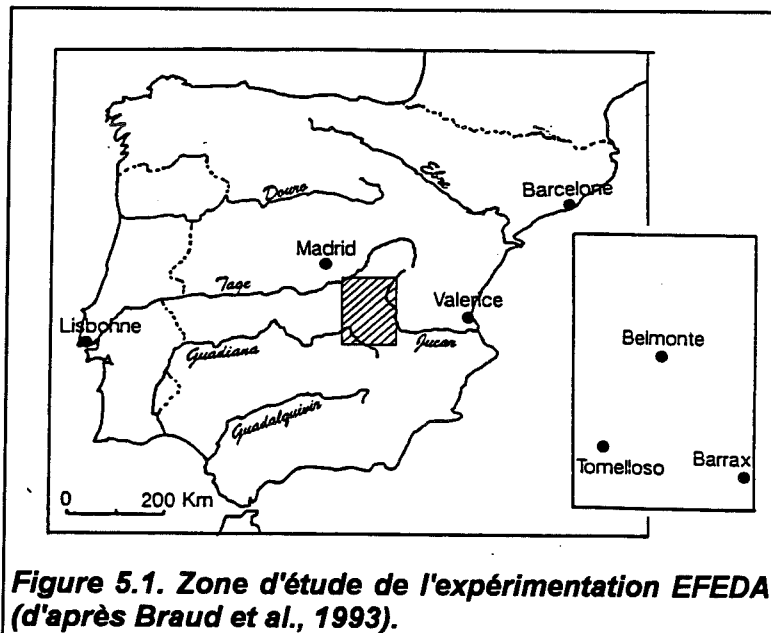
#### 5.2.1. Description du site et des mesures effectuées

Le projet EFEDA I (European Field Experiment in a Desertification-threatened Area, Bolle, 1993), se situe dans le cadre des expérimentations visant à mieux comprendre les

mécanismes d'échange (eau, énergie) entre la biosphère continentale et l'atmosphère. A cet effet, une trentaine d'équipes de recherche européennes ont participé à une campagne de mesures intensives, dans une région semi-aride du centre de l'Espagne (Castilla La Mancha), pendant le mois de juin 1991. A l'intérieur de cette zone (100x100 km<sup>2</sup>, Figure 5.1), trois sites ont été instrumentés, un site de vignes (Tomelloso), un site de végétation naturelle (Belmonte) et un site de cultures irriguées (Barrax). Intervenant sur ce dernier, le LTHE était en charge, principalement :

① du suivi quotidien de l'humidité du sol en vue d'établir un bilan hydrique pour divers types de culture et de proposer une "vérité-sol" (Vandervaere et al., 1994a et 1994b) pour les mesures micro-météorologiques de flux de chaleur latente (Braud et al., 1993),

② de la caractérisation hydrodynamique du sol, en surface et en profondeur, par l'utilisation des infiltromètres à disque en particulier (127 essais au total).



Au moment de cette campagne de mesure, les publications relatives aux méthodes multi-potentiels (MP) n'étaient pas encore parues. Tous les essais infiltrométriques décrits dans ce paragraphe ont donc été réalisés sous potentiel imposé  $h_0$  fixe. Ils se classent en deux catégories :

① une caractérisation, en surface et en profondeur, d'une partie des types de sol

représentatifs des cultures présentes à Barrax : orge non-irrigué (T2), maïs irrigué (T13 et T14) et sol nu (T16 et T18). Les deux rayons  $r_1=125$  mm et  $r_2=40$  mm ont été systématiquement utilisés afin d'appliquer la méthode multi-rayons (MR) et ce, avec les potentiels appliqués  $h_0=-10$ ,  $-50$  et  $-100$  mm.

② deux études de variabilité spatiale couvrant chacune une grande partie de la surface d'un champ (maïs irrigué, BAR 5 et sol nu, BAR 2). Pour chaque étude, une trentaine d'essais ont été réalisés en des points régulièrement espacés constituant un maillage de la zone d'étude. Pour des raisons de temps, un seul disque et un seul potentiel ont été utilisés pour ces deux études. Elles feront l'objet du paragraphe 5.4.

L'analyse granulométrique des sols de Barrax a fait l'objet du prélèvement de 58 échantillons. Les résultats de cette analyse sont donnés dans le tableau 5.1. On ne note pas de différences marquées entre les sites correspondant aux différents couverts culturaux. En revanche, la proportion de sables grossiers augmente fortement avec la profondeur. D'après la classification du triangle de texture, le sol de Barrax peut être classé comme un "silt loam".

(%)	argiles	limons fins	limons grossiers	sables fins	sables grossiers
moyenne	16	29	20	17	17
écart-type	±4	±6	±3	±3	±10

Tableau 5.1. EFEDA : résultats des analyses granulométriques.

### 5.2.2. Résultats et discussion

Les essais avaient pour objectif la détermination de la conductivité par application de la méthode multi-rayons (MR), les méthodes multi-potentiels (MP) ayant été l'objet de publications ultérieures. En revanche, puisque nous disposions de ces dernières lors de notre travail d'analyse, il devenait possible d'appliquer à la fois les méthodes MR et MP pour le dépouillement de ces essais. Pour la méthode MP, les flux correspondant aux différentes pressions sont normalement obtenus successivement en un même point afin de s'affranchir des effets de la variabilité spatiale du sol à courte distance (voir chapitre 3). Ce que nous avons tenté pour les essais EFEDA I constitue donc une extension de la méthode MP au cas où chaque potentiel est appliqué en un point différent. Nous allons voir que ceci ne semble pas constituer un handicap pour la méthode MP : si la variabilité horizontale du sol intervient, en revanche, les effets de la variabilité du profil vertical du sol sont éliminés (cf. chapitre 3). De plus, l'hypothèse d'humidité initiale identique pour tous les potentiels  $h_0$  nous semble mieux respectée.

Les résultats des essais EFEDA I présentés ici ont donc été obtenus par l'emploi des méthodes MR et MP, ce qui permet leur comparaison. Dans la plupart des cas, le régime permanent apparent est obtenu pour une durée de 15 à 60 minutes (de l'ordre de 30 minutes en moyenne). En général, les valeurs brutes de flux  $q(h)$  sont lissées à la main pour améliorer l'allure des résultats finaux (J.-L. Thony, comm. pers.). Ceci présente néanmoins l'inconvénient de gommer d'éventuelles discontinuités dans les courbes  $K(h)$  obtenues par la suite, discontinuités qui peuvent témoigner de caractéristiques réelles du sol étudié (macropores, fissures, présence de racines, etc.). Nous avons choisi, pour notre part, de ne procéder à aucun lissage des valeurs de flux expérimentales. Le risque est d'obtenir des points  $K(h)$  assez bruités et dont l'allure en fonction de la pression n'est pas strictement monotone croissante (ce qui n'a, bien entendu, aucun sens physique pour ce



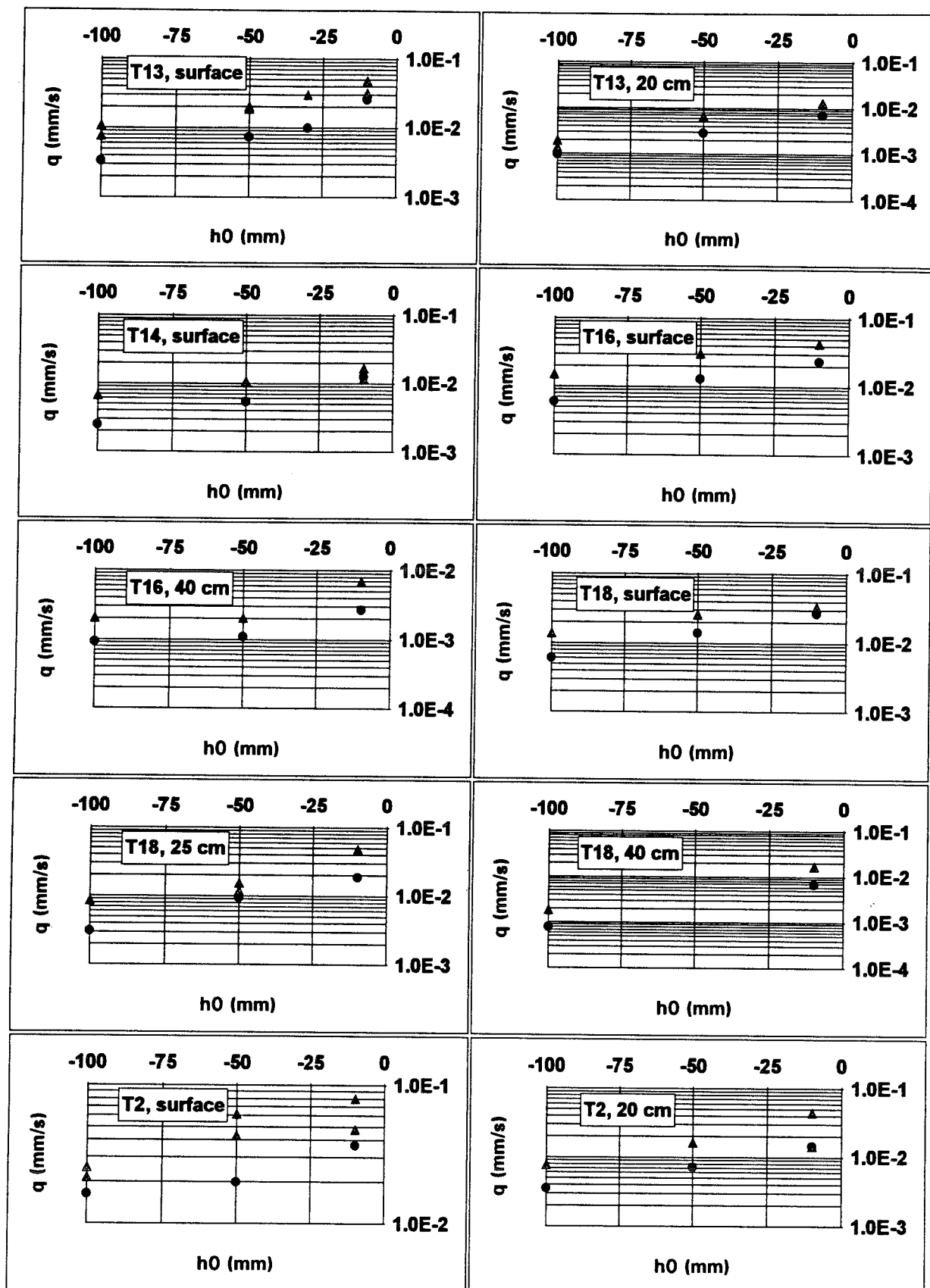


Figure 5.2. EFEDA : flux en régime permanent pour les sites T13 et T14 (maïs irrigué), T16 et T18 (sol nu) et T2 (orge).

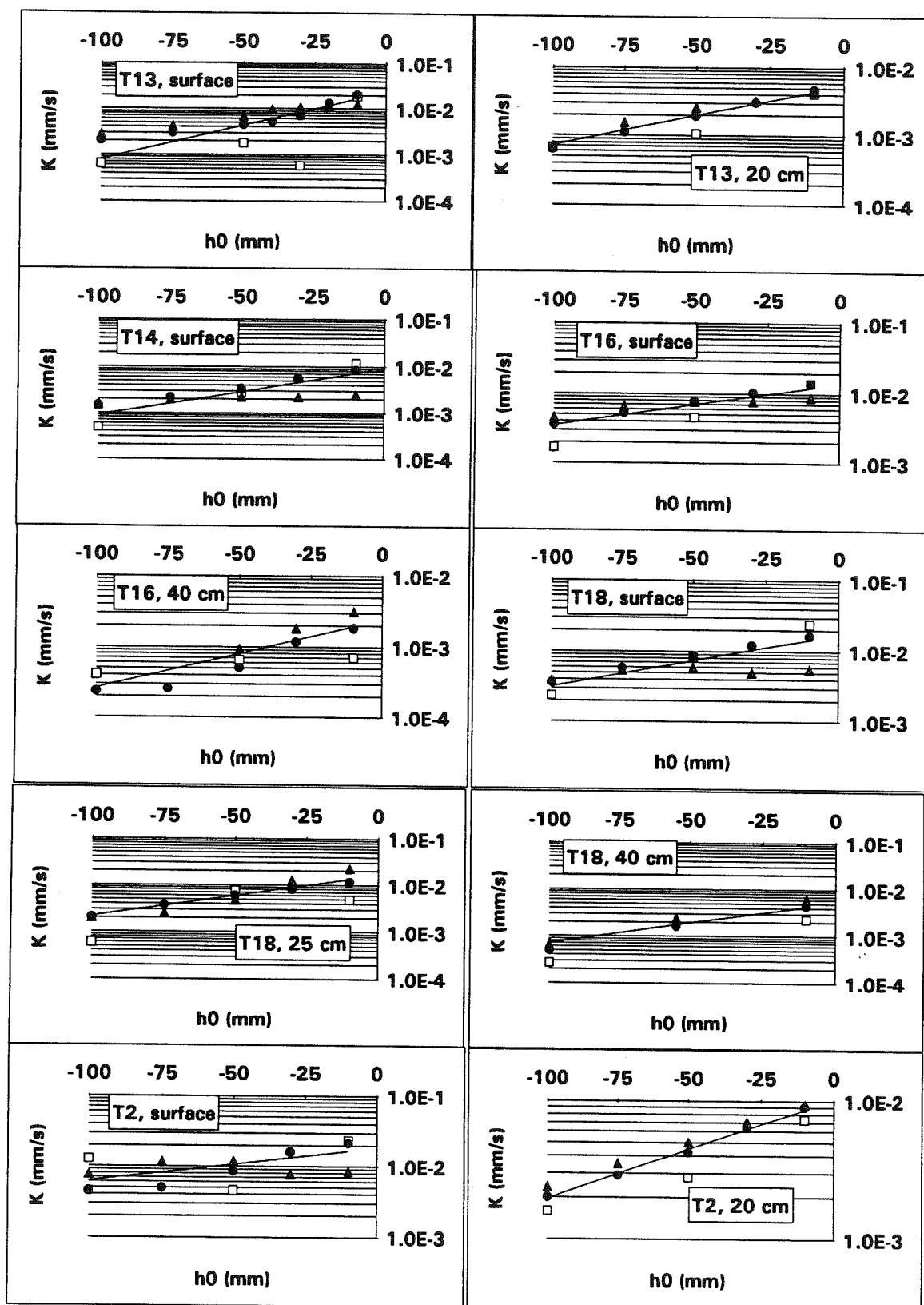


Figure 5.3. EFEDA : conductivités calculées par les méthodes MR (carrés),  $MP_1$  (cercles) et  $MP_2$  (triangles) pour les sites T13 et T14 (maïs irrigué), T16 et T18 (sol nu) et T2 (orge). Les lignes continues représentent les exponentielles ajustées.

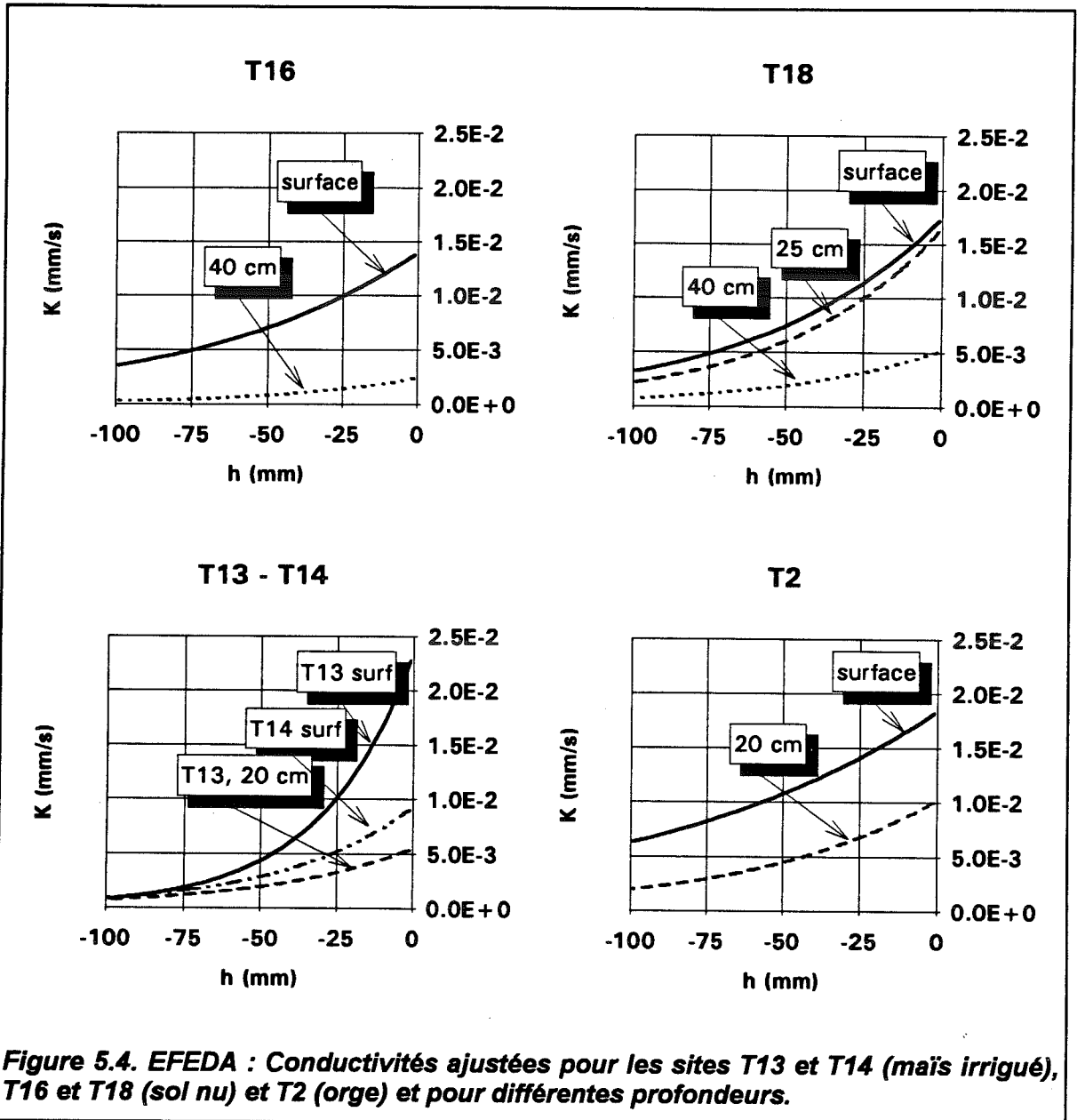


Figure 5.4. EFEDA : Conductivités ajustées pour les sites T13 et T14 (maïs irrigué), T16 et T18 (sol nu) et T2 (orge) et pour différentes profondeurs.

paramètre). Il nous semble néanmoins préférable d'effectuer un lissage éventuel sur les résultats finaux  $K(h)$  plutôt que lors des étapes du calcul. En tout état de cause, il s'agit d'un choix qui peut être discuté.

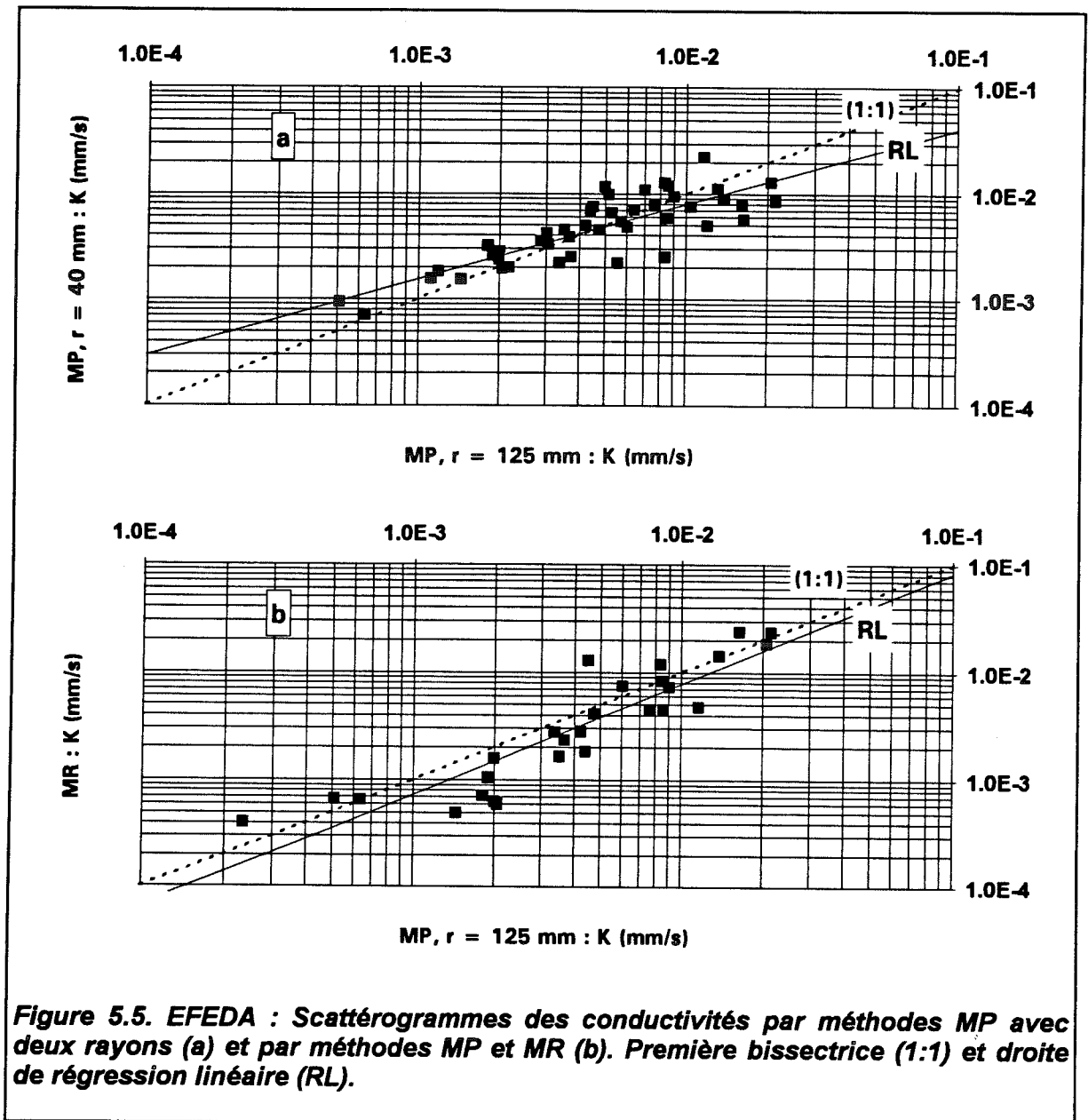
Les valeurs des flux en régime permanent pour les 10 couples site-profondeur étudiés sont présentés Figure 5.2. Seul le disque de petit rayon ( $r_2=40$  mm) a donné lieu à répétitions, la faible surface qu'il couvre au sol ( $50$  cm<sup>2</sup>) le rendant beaucoup plus sensible à la variabilité spatiale que le disque de rayon  $r_1=125$  mm ( $500$  cm<sup>2</sup>). Quand deux répétitions ou plus sont disponibles pour un sol et une profondeur donnés, on a utilisé ici leur moyenne arithmétique. Les valeurs de conductivité obtenues, en fonction de la pression, avec les méthodes MR, MP avec  $r_1$  (MP<sub>1</sub>) et MP avec  $r_2$  (MP<sub>2</sub>), sont portées

Figure 5.3. Nous avons ajusté, à travers les points  $K-h_0$ , la fonction exponentielle de Gardner [équation (1.11)]. D'autres fonctionnelles pourraient être choisies mais elles font intervenir, en général, plus de deux paramètres. Il nous semble plus raisonnable de n'en ajuster que deux ( $K_s$ , pour le paramètre d'échelle,  $\alpha$ , pour le paramètre de forme) avec des ensembles de points présentant un aspect dispersé comme ceux des Figures 5.3.

L'un des objectifs de cette étude était de détecter un éventuel changement de propriétés hydrodynamiques du sol en profondeur. La Figure 5.4 porte en comparaison, site par site, les fonctions  $K(h)$  ajustées en surface et en profondeur. La diminution de la conductivité dans les couches profondes du sol apparaît de façon très nette pour l'ensemble des sites, aussi bien en sol nu qu'en sol cultivé.

La comparaison des résultats fournis par les méthodes MR,  $MP_1$  et  $MP_2$  peut être faite de manière synthétique par l'analyse des scattérogrammes inter-méthodes. La Figure 5.5a présente la comparaison entre les valeurs respectivement obtenues avec les méthodes  $MP_1$  et  $MP_2$  (2x45 valeurs). On ne note pas de sur- ou sous-estimation systématique même si les points sont assez dispersés, la corrélation étant pauvre ( $r^2=0.69$  sur les log des valeurs). La pente 0.72 de la régression, [ $\ln(K_{MP2})$  expliquée par  $\ln(K_{MP1})$ ], est différente de l'unité à 99% de signification (test de Student). Il y a par conséquent une réelle différence entre les résultats des méthodes  $MP_1$  et  $MP_2$  : les résultats sont plus groupés avec le petit rayon (Figure 5.5a). Ceci s'explique par le fait qu'avec le grand rayon, les variations de flux d'un potentiel à l'autre sont plus faibles ce qui rend l'estimation de  $K$  plus sensible aux erreurs de mesure (voir chapitre 3) et "disperse" les valeurs. Ces résultats sont en accord avec la recommandation que nous avons faite au chapitre 3 d'utiliser plutôt le petit rayon pour la méthode MP.

Les résultats des méthodes  $MP_1$  et MR sont en assez bon accord compte-tenu des différences dans les analyses mises en jeu (Figure 5.5b). Il est intéressant de noter que la qualité de la régression [ $\ln(K_{MR})$  expliquée par  $\ln(K_{MP1})$ ] est améliorée par rapport au cas précédent ( $r^2=0.81$  sur les log des valeurs). Cependant, la comparaison ne porte plus que sur 2x27 valeurs. La pente, de 1.03, est très proche de l'unité, ce qui semble une assez heureuse coïncidence. En revanche, la droite de régression est décalée par rapport à la première bissectrice, ce qui correspond, pour la méthode MR, à une sous-estimation en termes de conductivité allant de 30% aux faibles potentiels à 20% aux potentiels élevés. Ces écarts sont malgré tout raisonnables pour des mesures de conductivité obtenues in situ. Rappelons que les valeurs de  $K$  utilisées pour ces comparaisons sont brutes, aucun lissage n'ayant été opéré au préalable sur les valeurs de flux.



**Figure 5.5. EFEDA : Scattérogrammes des conductivités par méthodes MP avec deux rayons (a) et par méthodes MP et MR (b). Première bissectrice (1:1) et droite de régression linéaire (RL).**

### 5.2.3. Conclusions

L'analyse des essais double-disque réalisés dans le cadre de EFEDA I a montré la cohérence des résultats des méthodes MR et MP, d'une part, de ceux des méthodes MP avec chacun des disques, d'autre part. Le fait d'appliquer la méthode MP avec des essais réalisés en différents points, et non par application successive des potentiels en un même point ne semble pas constituer, pour cette méthode, un handicap. L'avantage de cette généralisation de la méthode MP est de permettre sa comparaison avec la méthode MR avec les mêmes valeurs de flux.

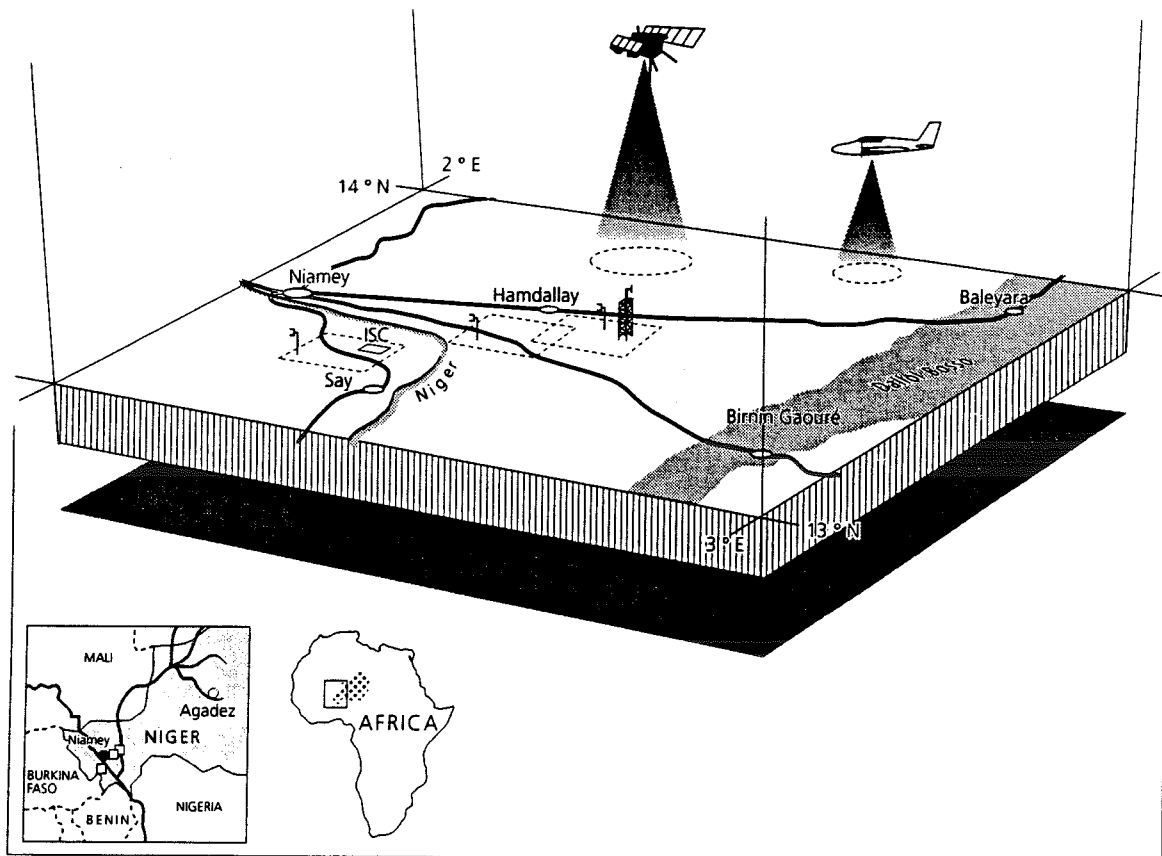
### 5.3. HAPEX-Sahel

#### 5.3.1. Description du site

Réunissant plus de deux cents chercheurs et d'objectifs assez similaires à ceux de EFEDA, le projet HAPEX-Sahel (Hydrologic Atmospheric Pilot EXperiment in the Sahel, Goutorbe et al., 1994) vise à mieux appréhender le fonctionnement de la biosphère continentale et son rôle dans les modèles de circulation atmosphérique à différentes échelles. Ce rôle est, à l'heure actuelle, assez mal connu, l'une des difficultés majeures étant la recherche d'une paramétrisation du sol et de la végétation qui soit représentative de vastes surfaces, très hétérogènes à petite échelle. La zone d'étude d'HAPEX-Sahel, l'équivalent d'un degré carré dans le sud du Niger (Figure 5.6), a été choisie en raison du gradient Nord-Sud très marqué de pluviométrie (Lebel et al., 1992) et de couverture végétale (Goutorbe et al., 1994) de cette région. Afin de mettre en évidence les contrastes de fonctionnement de la biosphère en réponse aux différences de conditions climatiques, trois sites d'étude ( $10 \times 10 \text{ km}^2$ ) sensiblement éloignés ont été instrumentés, chacun sur différents types de sol et de végétation. Une période d'observation intensive (POI) a été choisie du 15 août au 15 Octobre 1992 ce qui correspond à la deuxième moitié de la saison des pluies et à la phase de dessèchement du sol. Le LTHE était en charge, sur le Site Central Est (SCE), de la caractérisation hydrodynamique des états de surface du sol, par infiltrométrie. Une description plus complète du SCE et du bassin versant de Banizoumbou pourra être trouvée dans Peugeot (1995). Une synthèse des différentes mesures effectuées sur les sols pendant la POI d'HAPEX-Sahel a été récemment proposée par Cuenca et al. (1995).

Les types de sols sur lesquels nous sommes intervenus peuvent être classés en deux catégories :

① ceux pouvant être considérés comme homogènes : soit cultivés en mil, soit en jachère (savane à *guiera senegalensis*), sols essentiellement sableux et qui font l'objet du présent paragraphe. Il s'agit de sols ferrugineux tropicaux lessivés où la proportion de limons (7%) varie peu d'un site à l'autre. La quantité d'argiles (4 à 10%) présente en revanche des hétérogénéités locales marquées en raison de la présence de termitières [les zones d'anciennes termitières se repèrent aisément par l'absence de végétation et l'induration de la surface]. Le fait de regrouper les zones de mil et de jachère dans une même étude est intéressant dans la mesure où il s'agit en fait d'un même sol, géré de deux façons très différentes. Ces sols se rencontrent partout sur le SCE à l'exception des plateaux rocheux.



**Figure 5.6. Zone d'étude de l'expérimentation HAPEX-Sahel (d'après Goutorbe et al., 1994).**

② Les sols qui sont surmontés d'une croûte de surface, d'une épaisseur très variable (de submillimétrique jusqu'à plusieurs centimètres), typique des sols sahéliens soumis à de violents cycles humectation/déssèchement. Les méthodes classiques s'étant avérées inadéquates pour ces sols encroûtés, nous avons dû développer, pour leur caractérisation, une méthodologie particulière qui fera l'objet de la partie III de ce mémoire.

### **5.3.2. Essais sur sols homogènes (mil et jachère)**

Les premières mesures effectuées dans les zones de jachère et les cultures de mil ont été réalisées pendant la période d'observation intensive du projet HAPEX-Sahel. Les données collectées, dans ces zones, pendant cette période représentent un faible volume, l'accent ayant été mis sur les mesures consacrées aux sols encroûtés. Trois raisons nous ont conduit à effectuer une seconde campagne de mesure (juin-septembre 1993) :

① les mesures 1992 sur sols encroûtés n'ont pu permettre de déterminer la conductivité hydraulique des croûtes, grandeur permettant de prévoir la partition ruissellement-infiltration des eaux de pluie. Or, la connaissance de cette grandeur était essentielle pour d'autres travaux de recherche menés parallèlement au nôtre, en particulier pour le travail de thèse de Peugeot (1995) sur le ruissellement à l'échelle d'un versant sahélien et pour la modélisation des transferts dans le système sol-végétation-atmosphère (Braud et al., 1994 et 1995).

② Priorité ayant été donnée aux sols encroûtés, pour lesquels les essais se sont révélés a posteriori inexploitable, ce sont 80% environ de nos essais 1992 qui ont été perdus.

③ Sur sol homogène, le développement de nouvelles méthodes infiltrométriques fondées sur l'analyse du régime transitoire d'infiltration (partie II de ce mémoire) constitue un axe majeur de notre travail. Ces méthodes exigent l'application d'une condition de potentiel fixe et non pas variable. Ce sont malheureusement des essais de ce second type qui avaient été effectués pendant la saison 1992.

En 1993, un certain nombre d'améliorations ont été apportées au protocole de mesure dans l'optique de l'analyse du régime transitoire (elles ne modifient en rien l'analyse du régime permanent qui nous intéresse ici). Nous les détaillerons dans la partie II de ce mémoire. La plus importante d'entre elles consiste en l'adjonction d'un minitensiomètre installé dans le sol, sous le disque, afin de suivre la réponse en pression du sol à l'arrivée du front d'infiltration (cf. partie III).

Sur mil et sur jachère nous avons réalisé pendant la saison 1993 :

① des essais à condition de potentiel  $h_0$  fixe avec les rayons  $r_1=125$  mm et  $r_2=40$  mm et les potentiels  $h_0=-10, -40, -70$  et  $-100$  mm, avec trois répétitions à chaque fois, soit 24 essais pour chaque type de sol. Ceux-ci ont constitué la base de la détermination de la conductivité à la fois par la méthode MR (résultats présentés dans ce chapitre) et par des méthodes transitoires (que nous présenterons partie II). Les essais ont donc été poursuivis jusqu'à l'obtention du régime permanent (effectivement établi dans la majorité des cas) mais une attention particulière a été portée au suivi du régime transitoire.

② Un essai à condition de potentiel variable (méthode MP) où les mêmes valeurs  $h_0$  que précédemment sont appliquées successivement en un même point de mesure.

③ Des essais pseudo-monodimensionnels, effectués aux mêmes points que les précédents, et dont nous parlerons dans la partie III consacrée à la tensio-infiltrométrie.

④ Des mesures couplées teneur en eau - pression [courbe de rétention  $h(\theta)$ ] en surface du sol (1-6 cm de profondeur) par prélèvements au cylindre et utilisation d'un minitensiomètre (cf. § 5.3.6). Ceci permet de disposer d'une caractérisation hydrodynamique complète du sol et d'utiliser un modèle d'infiltration axisymétrique pour tenter une validation des résultats.

Les zones de jachère sont couvertes d'une strate herbacée relativement développée pendant la saison des pluies. Pour assurer le contact infiltromètre-sol, il est nécessaire de couper les tiges de ces herbacées au plus près de la surface du sol. Nous avons pris soin cependant de laisser les racines en place afin de ne pas remanier le sol, d'une part, et de détecter l'effet éventuel de ces racines sur la vitesse d'infiltration, d'autre part.



Dans le cas du mil, les essais ont été réalisés entre les plants, sur des surfaces dépourvues d'herbacées, le sol étant généralement sarclé par les agriculteurs. La difficulté à laquelle on se trouve confronté est alors celle de l'effet du sarclage sur la structure du sol, d'importants cheminements préférentiels étant susceptibles d'être créés par le passage de l'outil, et ce, en certains points seulement du champ (nous reviendrons sur ce problème plus loin).

Comme dans le cas de EFEDA, nous n'avons procédé, pour l'analyse, à aucun lissage des valeurs de flux en régime permanent.

### 5.3.3. Méthode multi-rayons

Les valeurs de flux en régime permanent sont données dans les tableaux 5.2 (jachère) et 5.3 (mil) et leurs moyennes sont représentées Figures 5.7 en fonction de l'inverse du rayon. Les moyennes (arithmétiques) et écarts-type calculés entre les répétitions pour un même rayon et un même potentiel fournissent des coefficients de variation allant de 3 à 40% (obtenus avec seulement trois valeurs) ce qui montre l'intérêt, sinon la nécessité, de procéder à plus d'une répétition. Avec le grand rayon, l'écart-type diminue mais le coefficient de variation augmente. Ces deux grandeurs augmentent quand le potentiel approche 0.

$h_0$ (mm)	-10	-40	-70	-100
$r_1 = 125$ mm	7.0E-2	2.3E-2	2.7E-2	1.7E-2
	9.0E-2	3.8E-2	2.2E-2	2.1E-2
	4.1E-2	3.6E-2	2.3E-2	2.0E-2
<b>moyenne</b>	<b>(6.7 ± 2.5)E-2</b>	<b>(3.2 ± 0.8)E-2</b>	<b>(2.4 ± 0.3)E-2</b>	<b>(1.9 ± 0.2)E-2</b>
<b>CV (%)</b>	<b>37</b>	<b>25</b>	<b>11</b>	<b>9</b>
$r_2 = 40$ mm	1.5E-1	6.0E-2	4.0E-2	4.0E-2
	1.2E-1	/	4.0E-2	4.3E-2
	8.2E-2	/	/	/
<b>moyenne</b>	<b>(11.7 ± 3.4)E-2</b>	<b>6.0E-2</b>	<b>4.0E-2</b>	<b>(4.2 ± 0.2)E-2</b>
<b>CV (%)</b>	<b>29</b>	<b>/</b>	<b>/</b>	<b>/</b>

Tableau 5.2. Jachère : Flux axisymétriques  $q$  (mm/s) en régime permanent. Les moyennes, écarts-type et coefficients de variation sont donnés en gras ; le signe / indique que le régime permanent n'a pu être obtenu.

$h_0$ (mm)	-10	-40	-70	-100
$r_1 = 125$ mm	2.5E-2	1.4E-2	3.5E-2	1.5E-2
	3.7E-2	2.1E-2	1.9E-2	2.1E-2
	4.0E-2	2.6E-2	2.8E-2	1.8E-2
<b>moyenne</b>	<b>(3.4 ± 0.8)E-2</b>	<b>(2.0 ± 0.6)E-2</b>	<b>(2.7 ± 0.8)E-2</b>	<b>(1.8 ± 0.3)E-2</b>
<b>CV (%)</b>	<b>23</b>	<b>30</b>	<b>29</b>	<b>17</b>
$r_2 = 40$ mm	5.9E-2	6.0E-2	9.6E-2	4.9E-2
	6.5E-2	6.8E-2	7.0E-2	4.7E-2
	8.3E-2	7.0E-2	5.0E-2	/
<b>moyenne</b>	<b>(6.9 ± 1.3)E-2</b>	<b>(6.6 ± 0.5)E-2</b>	<b>(7.2 ± 2.3)E-2</b>	<b>(4.8 ± 0.1)E-2</b>
<b>CV (%)</b>	<b>18</b>	<b>8</b>	<b>32</b>	<b>/</b>

Tableau 5.3. Mil : Flux axisymétriques  $q$  (mm/s) en régime permanent. Les moyennes, écarts-type et coefficients de variation sont donnés en gras ; le signe / indique que le régime permanent n'a pu être obtenu.

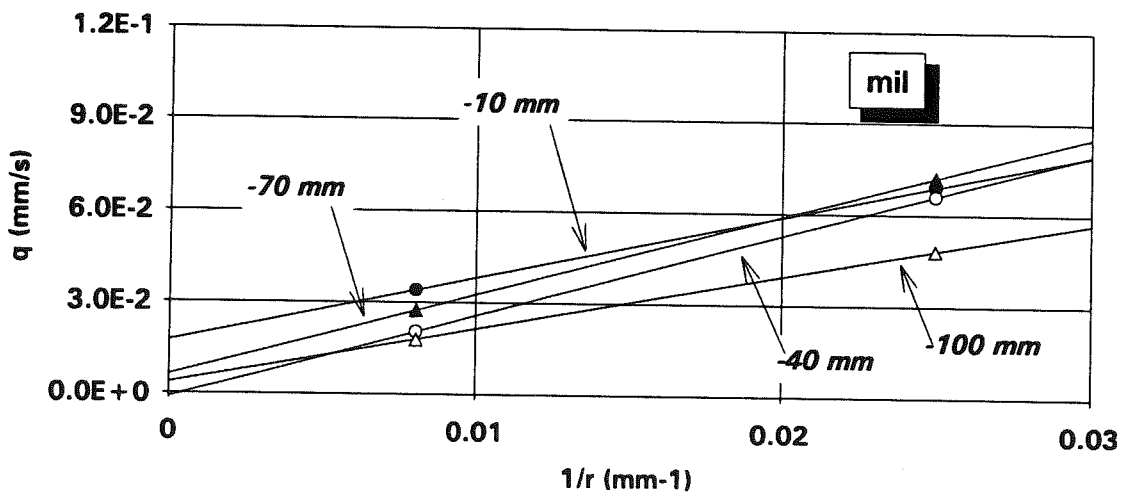
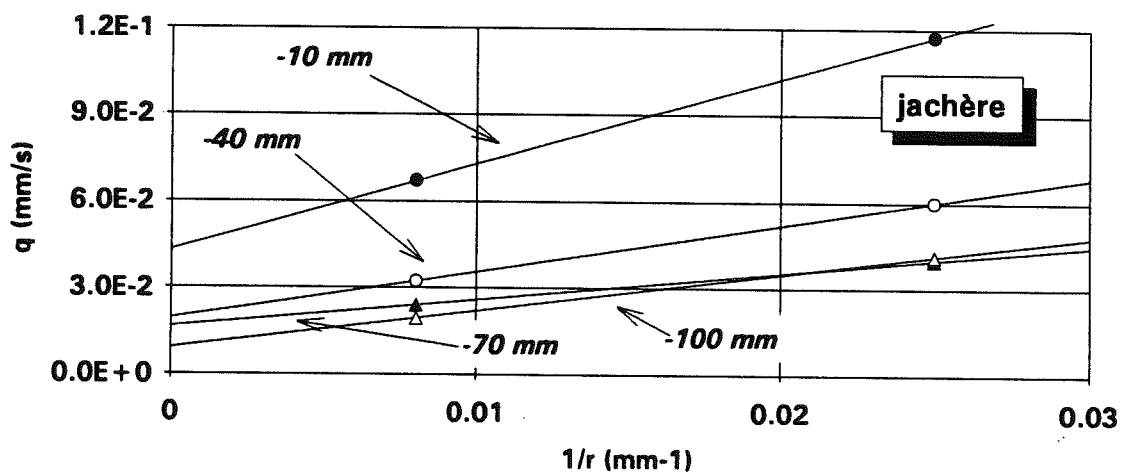


Figure 5.7. HAPEX-Sahel, méthode MR : flux en régime permanent pour la jachère et le mil.

Pour la jachère, les flux apparaissent bien ordonnés suivant la pression imposée ; à la fois la conductivité (ordonnée à l'origine, Figure 5.7) et le potentiel d'écoulement (pente) augmentent à mesure que l'on s'approche de la saturation, ce qui, bien entendu, va dans le sens attendu. On note, pour  $h_0 = -10$  mm, une nette augmentation de  $K$  et de  $\Phi$  que nous expliquerons plus loin (§ 5.3.5).

Dans le cas du mil, les résultats sont plus groupés et moins bien ordonnés avec la pression. L'une des conductivités (pour  $h_0 = -40$  mm) est négative, ce qui est dû à la valeur de flux excessive obtenue avec le petit disque pour ce potentiel. La conductivité  $K$  (ordonnée à l'origine) étant faible devant le potentiel d'écoulement  $\Phi$  (pente), ce dernier montre peu de variations avec  $h_0$ .

#### **5.3.4. Méthode multi-potentiels**

Nous avons pris en compte ici à la fois les essais MP réalisés en 1992 et ceux réalisés en 1993. De deux à quatre séries sont ainsi disponibles pour chacun des deux sols et pour chaque rayon ; certaines d'entre elles sont représentées Figures 5.8. Les valeurs de flux fortement décroissantes témoignent des remplissages du réservoir. Cette opération qui dure une minute environ suffit à laisser s'opérer une vidange non négligeable des couches superficielles du sol ce qui explique les valeurs de flux très élevées obtenues au moment du dépôt du disque. Sur l'essai mil 1992, on peut constater que les régimes permanents ne peuvent être atteints pendant la durée correspondant à la vidange d'un réservoir (environ 1.5 l) ; les conductivités ne peuvent être calculées dans ce cas. Il y aurait alors intérêt à utiliser un réservoir de plus grande taille.

Il apparaît (essai mil 1993 en particulier) que le premier des régimes permanents est sensiblement plus lent à s'établir que les suivants. Ceci ne peut être dû qu'à l'influence, sur la stabilisation du flux à un potentiel donné, du bulbe humecté lors de l'application du potentiel précédent. Cette influence peut remettre en cause, à notre avis, le bien fondé de l'hypothèse selon laquelle le sol, pour chaque potentiel, est suffisamment sec pour que  $K_i \ll K_0$  (cf. chapitre 3). Il nous semble donc nécessaire de recommander, à partir du deuxième potentiel appliqué, une sévérité plus grande quant à l'assimilation du flux observé à un flux en régime permanent. Un calcul simple, fondé sur une estimation a priori de l'incrément de teneur en eau volumique et sur la quantité d'eau précédemment utilisée, permettra, dans la pratique, de s'assurer que le nouveau bulbe d'infiltration s'étend effectivement au-delà du précédent et qu'il rencontre, par conséquent, un sol "sec".

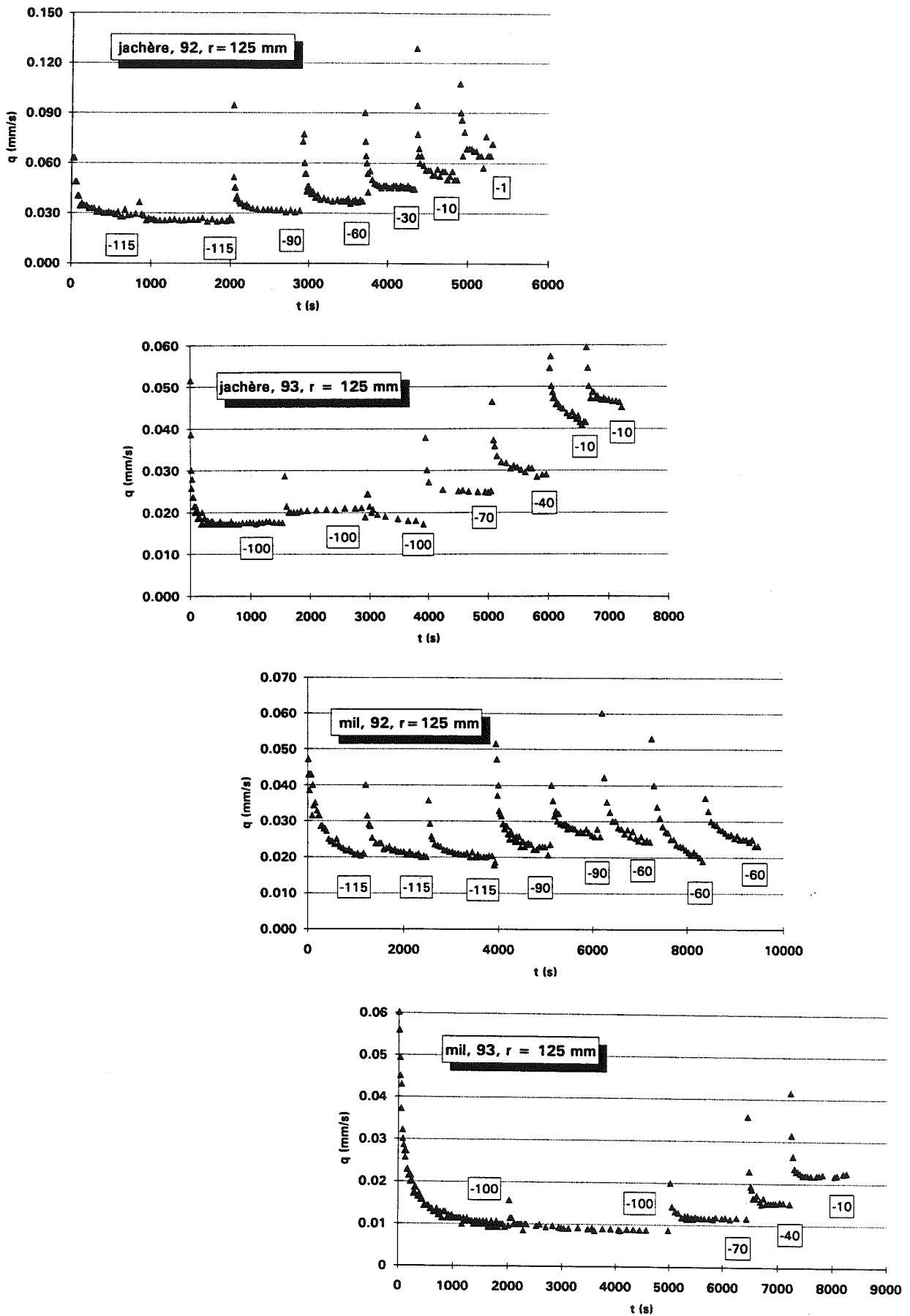


Figure 5.8. HAPEX-Sahel, méthode MP : flux d'infiltration en fonction du temps. Les valeurs encadrées indiquent le potentiel appliqué (en mm).

### 5.3.5. Résultats

Pour chacune des deux couvertures végétales, jachère et mil, nous présentons les conductivités obtenues toutes méthodes confondues (Figure 5.9). Nous avons ajusté, à travers ces points de mesure, la relation  $K(h)$  exponentielle de Gardner. Dans le cas de la jachère, les résultats de toutes les méthodes font apparaître une rupture de pente assez marquée entre les domaines  $h_0 \in [-120 ; -20 \text{ mm}]$  et  $[-20 ; 0 \text{ mm}]$ . Pour en rendre compte, nous avons choisi pour la jachère une fonction exponentielle en deux morceaux, les paramètres étant ajustés tour à tour sur chaque partie du domaine correspondant. Les résultats sont donnés dans le tableau 5.4.

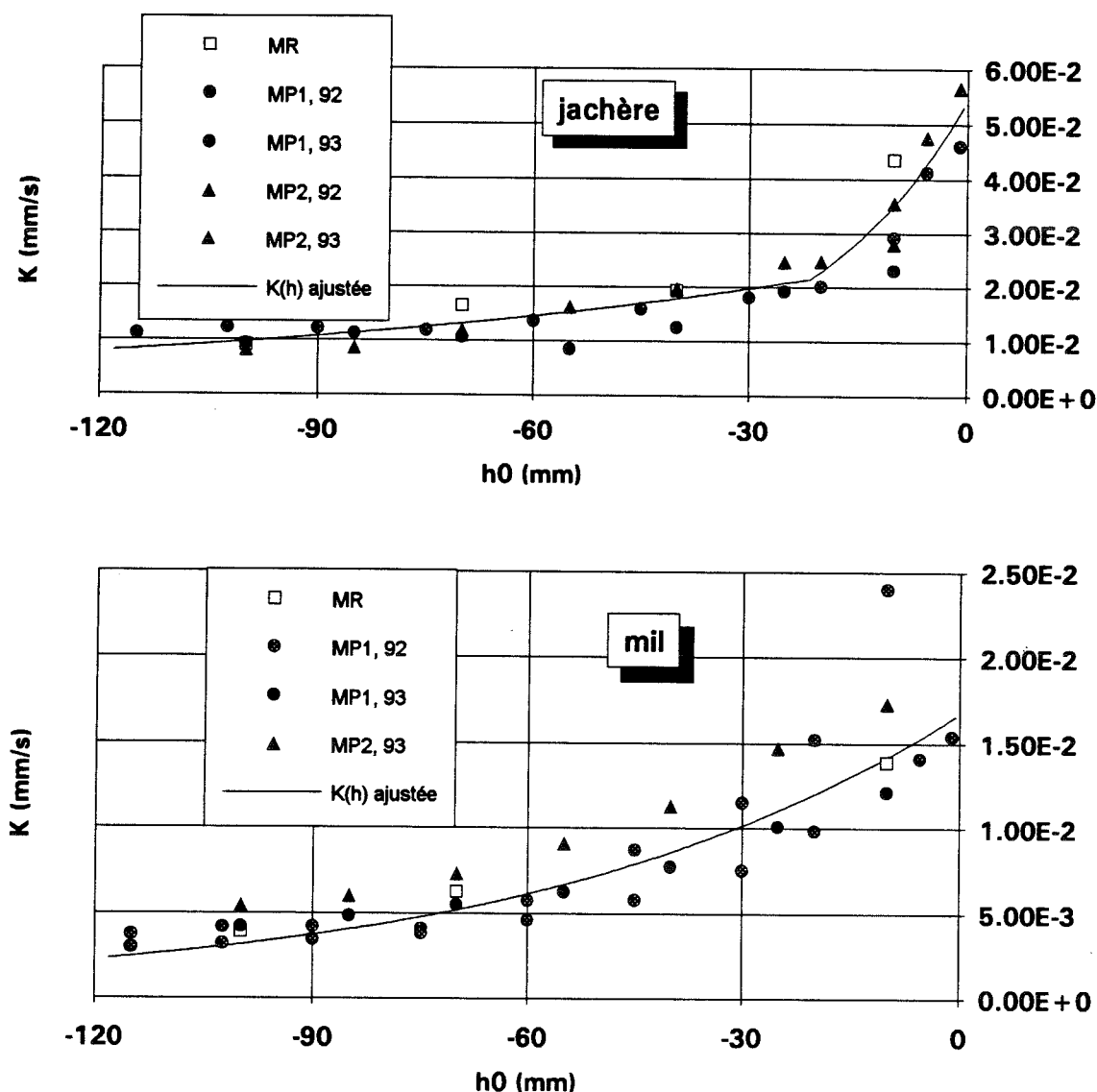


Figure 5.9. HAPEX-Sahel : conductivités calculées par les méthodes MR,  $MP_1$  et  $MP_2$ , avec les données 92 et 93, pour la jachère et le mil. Les lignes continues représentent les exponentielles ajustées (en deux morceaux pour la jachère).

	$K_s$ (mm/s)	$\alpha$ (mm <sup>-1</sup> )	$\lambda_m$ (mm)
jachère, $h_0 \in [-120 ; -21$ mm]	(2.7E-2)	1.0E-2	7.7E-2
jachère, $h_0 \in [-21 ; 0$ mm[	5.4E-2	4.3E-2	3.3E-1
mil	1.7E-2	1.7E-2	1.3E-1

Tableau 5.4. Paramètres des fonctions  $K(h)$  ajustées pour la jachère et le mil [équations (1.11) et (1.42)].

Cette rupture de pente, qui correspond à un quadruplement du paramètre  $\alpha$  et du rayon de pore hydrauliquement fonctionnel,  $\lambda_m$  [équation (1.42)], est imputable à la présence des racines laissées en place lors des essais sur jachère et absentes dans le cas du mil. Celles-ci sont responsables d'un doublément de la conductivité à saturation (5.4E-2 mm/s) par rapport à la valeur que l'on obtient en extrapolant à  $h_0=0$  la courbe obtenue aux faibles pressions (2.7E-2 mm/s). Cet effet disparaît néanmoins assez rapidement quand le sol se désature ( $h_0 < -21$  mm). Signalons que de telles fonctions  $K(h)$  exponentielles en deux morceaux ont été obtenues récemment par Jarvis et Messing (1995) pour des types de sol variés.

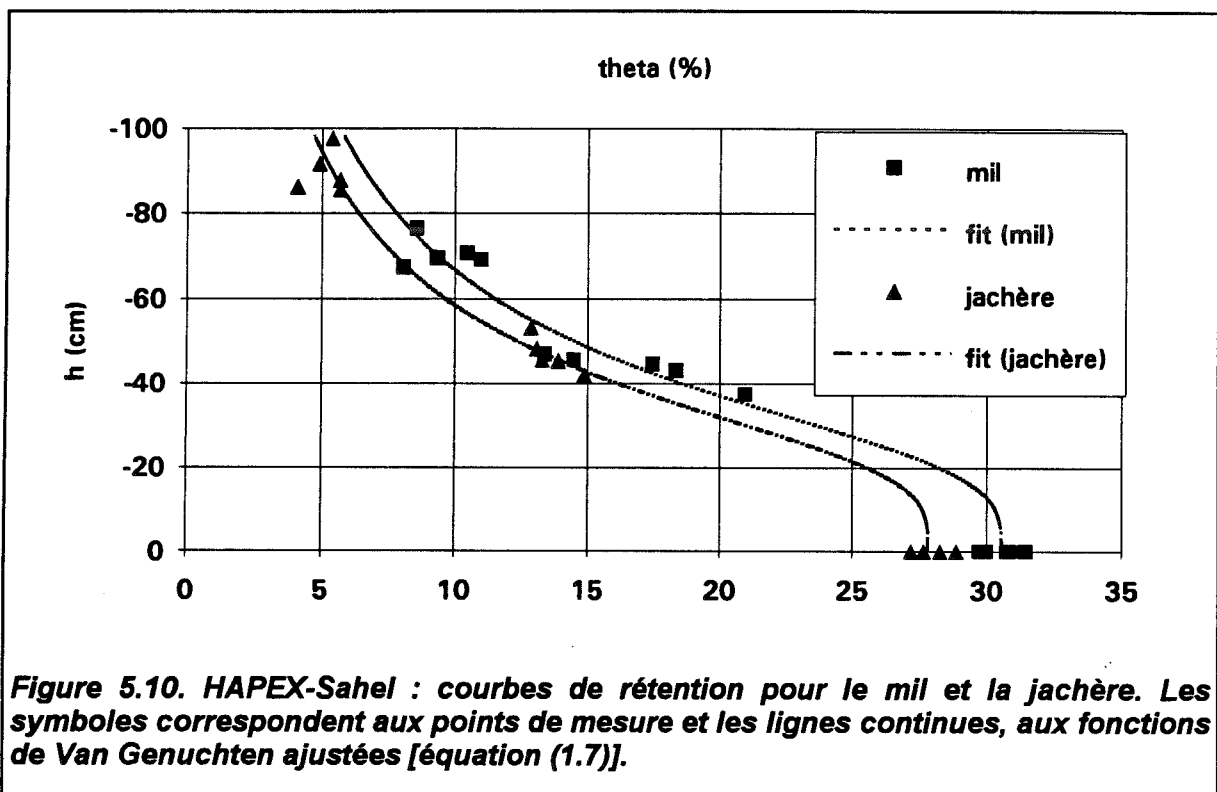
Dans le cas du mil, on note une dispersion relative des données plus accentuée et des valeurs significativement plus faibles que pour la jachère (d'un facteur 2 à 3.5 pour  $h_0 < -21$  mm). Ceci peut surprendre dans la mesure où il s'agit en fait du même sol. Une des causes qu'il nous semblerait possible d'avancer ici tient au fait que les champs de mil sont quotidiennement piétinés par les paysans qui renouvellent le sarclage assez fréquemment. Ceci pourrait être à l'origine d'un tassement des couches superficielles du sol et, consécutivement, d'une réduction de sa perméabilité. Néanmoins, nous verrons au paragraphe suivant que cette hypothèse est peu réaliste.

### 5.3.6. Courbe de rétention

En vue de l'utilisation du modèle 3DFLOW (voir chapitre 2) pour valider les résultats présentés ci-dessus, il est nécessaire de disposer d'une caractérisation hydrodynamique complète du sol, c'est-à-dire, non seulement de la relation conductivité-pression mais également de la relation pression-teneur en eau volumique. Afin de disposer de ces deux informations pour les mêmes couches de sol, de la jachère et du mil, nous avons procédé à un certain nombre de mesures in situ de courbe de rétention. Pour ce faire, nous avons prélevé des échantillons de sol non remanié à l'aide de cylindres de 100 cm<sup>3</sup> (5.1 cm de hauteur, 5 cm de diamètre) sur une profondeur de 1 à 6 cm environ. Dans ces échantillons, nous avons introduit un minitensiomètre, connecté à un capteur de pression permettant de déterminer la pression d'eau,  $h$ , dans l'échantillon. Nous avons positionné le tensiomètre à

trois hauteurs différentes dans ces cylindres de sol afin de détecter d'éventuelles variations de pression au sein des échantillons. Celles-ci se sont avérées négligeables. La teneur en eau volumique,  $\theta$ , est ensuite obtenue par pesées humide et sèche (la densité apparente sèche du sol,  $\rho_d$ , est déterminée par la même occasion). Nous avons fait ces mesures avec des conditions de trois types :

① en saturant l'échantillon (toujours contenu dans le cylindre) par adjonction d'eau goutte à goutte jusqu'à apparition d'un film brillant à sa surface et à sa base. Cette opération ne dure qu'une dizaine de minutes mais le sol peut être considéré comme ayant atteint un état de "saturation naturelle" (il s'agit d'échantillons sableux dont la plus grande partie du volume poral peut donc être "remplie" rapidement).



**Figure 5.10. HAPEX-Sahel : courbes de rétention pour le mil et la jachère. Les symboles correspondent aux points de mesure et les lignes continues, aux fonctions de Van Genuchten ajustées [équation (1.7)].**

② en conditions d'humidité naturelle assez forte, le lendemain d'une pluie de 6 mm,  
 ③ en conditions d'humidité naturelle faible, en saison sèche (ces dernières mesures ont été réalisées par une tierce personne).

La réunion de ces trois types de conditions contrastés permet d'obtenir des points suffisamment éloignés sur la courbe de rétention pour avoir accès aux paramètres de celle-ci. Les mesures et les fonctions ajustées [Van Genuchten, équation (1.7)] sont représentées Figure 5.10. Les moyennes et écarts-types de  $\rho_d$ ,  $\theta$  et  $h$ , regroupés par type de conditions, sont donnés dans le tableau 5.5 et les paramètres ajustés dans le tableau 5.6. La valeur de teneur en eau résiduelle,  $\theta_r$ , a été fixée à 0.

sol - conditions	$\rho_d$ (g/cm <sup>3</sup> )	$\theta$ (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	h (cm)
jachère - saturé	1.68 ± 0.03	0.278 ± 0.007	/
jachère - humide	1.67 ± 0.02	0.136 ± 0.008	-47.0 ± 4.2
jachère - sec	1.52 ± 0.06	0.054 ± 0.009	-88.0 ± 5.7
mil - saturé	1.55 ± 0.05	0.306 ± 0.007	/
mil - humide	1.59 ± 0.02	0.169 ± 0.031	-43.5 ± 3.7
mil - sec	1.47 ± 0.02	0.095 ± 0.012	-70.5 ± 3.4

Tableau 5.5. Moyennes et écarts-type de densité apparente sèche, teneur volumique en eau et pression d'eau des échantillons prélevés au cylindre.

sol	$\theta_s$ (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	$\theta_r$ (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	$h_g$ (cm)	m
jachère	0.278	0	-30.8	0.433
mil	0.306	0	-31.6	0.421

Tableau 5.6. Paramètres ajustés de la fonction de rétention de Van Genuchten ( $\theta_r$  a été fixé à 0).

Ces résultats appellent deux remarques. Tout d'abord, on note pour les deux sols une nette diminution de la densité apparente sèche après la saison des pluies (-6% pour le mil, -10% pour la jachère). Cette diminution, significative si l'on considère la faible dispersion des valeurs obtenues au sein d'une même période, est surprenante pour un sol sableux. Nous n'avons pu lui trouver d'explication satisfaisante [ces valeurs de  $\rho_d$ , obtenues par une personne peu expérimentée, n'ont pas été prises en compte dans la suite]. On obtient finalement des densités apparentes de 1.57 pour le mil et 1.68 pour la jachère. En retenant la valeur de 2.65 pour la masse volumique de solide, les teneurs en eau à saturation représentent, pour les deux sols, 75 % de la porosité, ce qui est assez faible pour des sols sableux mais peut refléter la non saturation de la phase argileuse.

La seconde remarque tient à la contradiction entre ces résultats et ceux du paragraphe précédent. On note en effet une similitude assez remarquable entre les courbes de rétention des deux sols (Figure 5.10) qui diffèrent essentiellement par la valeur de  $\theta_s$ , celle-ci étant supérieure pour le mil. Ceci invalide l'hypothèse faite précédemment d'une réduction de la perméabilité pour ce sol due à un tassement des couches superficielles. Plus généralement, il est assez surprenant au vu des deux courbes de rétention que la conductivité du mil ne soit pas supérieure ou au moins égale à celle de la jachère. Nous pouvons invoquer ici une possible organisation différente de l'espace poral dans les deux sols, celle-ci étant due, pour le mil, à des causes anthropiques (sarclage) et/ou liées à la mise en culture. Il s'agit là d'hypothèses qu'il est difficile de valider sans une étude plus approfondie de ces deux sols, en laboratoire par exemple.



### 5.3.7. Validation des résultats

Afin de tester les résultats obtenus in situ, nous avons utilisé le code 3DFLOW (décrit au chapitre 2) avec les valeurs de conductivité issues de l'analyse des essais. Ne pouvant représenter ici la reproduction des 8 couples rayon-potential appliqués in situ (24 essais pour chaque sol), nous avons choisi un échantillon d'essais aussi représentatifs que possible. Pour ce faire, nous nous sommes appuyés sur les objectifs suivants :

① retenir des essais réalisés avec les deux rayons, 125 et 40 mm, afin de vérifier la reproduction correcte du rapport  $q_{\infty}/K$  (celui-ci variant fortement avec  $r$ , cf. équation de Wooding). Ceci permet de tester l'adéquation de la forme générale de  $K(h)$ .

② utiliser les potentiels extrêmes, afin de tester la forme de  $K(h)$  sur le domaine de pressions de l'infiltromètre.

Ces objectifs nous ont conduit à sélectionner 3 types d'essai (avec 3 répétitions disponibles pour chacun) :

①  $r = 125$  mm avec  $h_0 = -10$  mm,

②  $r = 40$  mm avec  $h_0 = -10$  mm,

③  $r = 125$  mm avec  $h_0 = -100$  mm.

Les simulations présentées ici en regard des courbes expérimentales sont celles correspondant à ces trois situations. Il nous a semblé plus intéressant de présenter, non pas les lames infiltrées, mais leurs dérivées par rapport au temps. En effet, la quantité d'eau infiltrée en début d'essai dans la couche de sable de contact "décale" la courbe  $I(t)$  vers le haut alors que les valeurs de flux sont, après cette phase initiale, de moins en moins sensibles à cet effet. En d'autres termes, c'est la reproduction correcte de la forme de la courbe d'infiltration qui nous paraît être un critère ayant valeur de test.

Dans un premier temps, nous avons introduit dans le code 3DFLOW le jeu complet des paramètres VGBC [équations (1.7) et (1.10)] obtenus in situ, à savoir,  $K_s$ , par infiltrométrie (tableau 5.4) et  $\{\theta_s, \theta_r, m, h_g\}$  par tensiométrie (tableau 5.6). Le paramètre  $\eta$  de Brooks et Corey n'étant pas connu, nous avons fixé sa valeur à celle du sable de Grenoble ( $\eta=6.73$  ; Fuentes et al., 1992) de texture comparable. Le cas de la jachère est difficile à traiter à cause de la rupture de pente de  $K(h)$  aussi avons-nous commencé par le mil. Les résultats, présentés Figure 5.11 montrent une nette surestimation du flux pour les trois couples rayon-potential. Celle-ci peut s'expliquer par le fait que les courbes de rétention présentées au paragraphe précédent ont été obtenues en conditions de drainage. En imbibition, la teneur en eau étant plus faible pour une pression donnée, le potentiel d'écoulement doit s'en trouver réduit. On note d'ailleurs que les flux simulés sont très supérieurs à la conductivité ce qui laisse penser que le terme latéral lié au potentiel d'écoulement est effectivement surestimé.

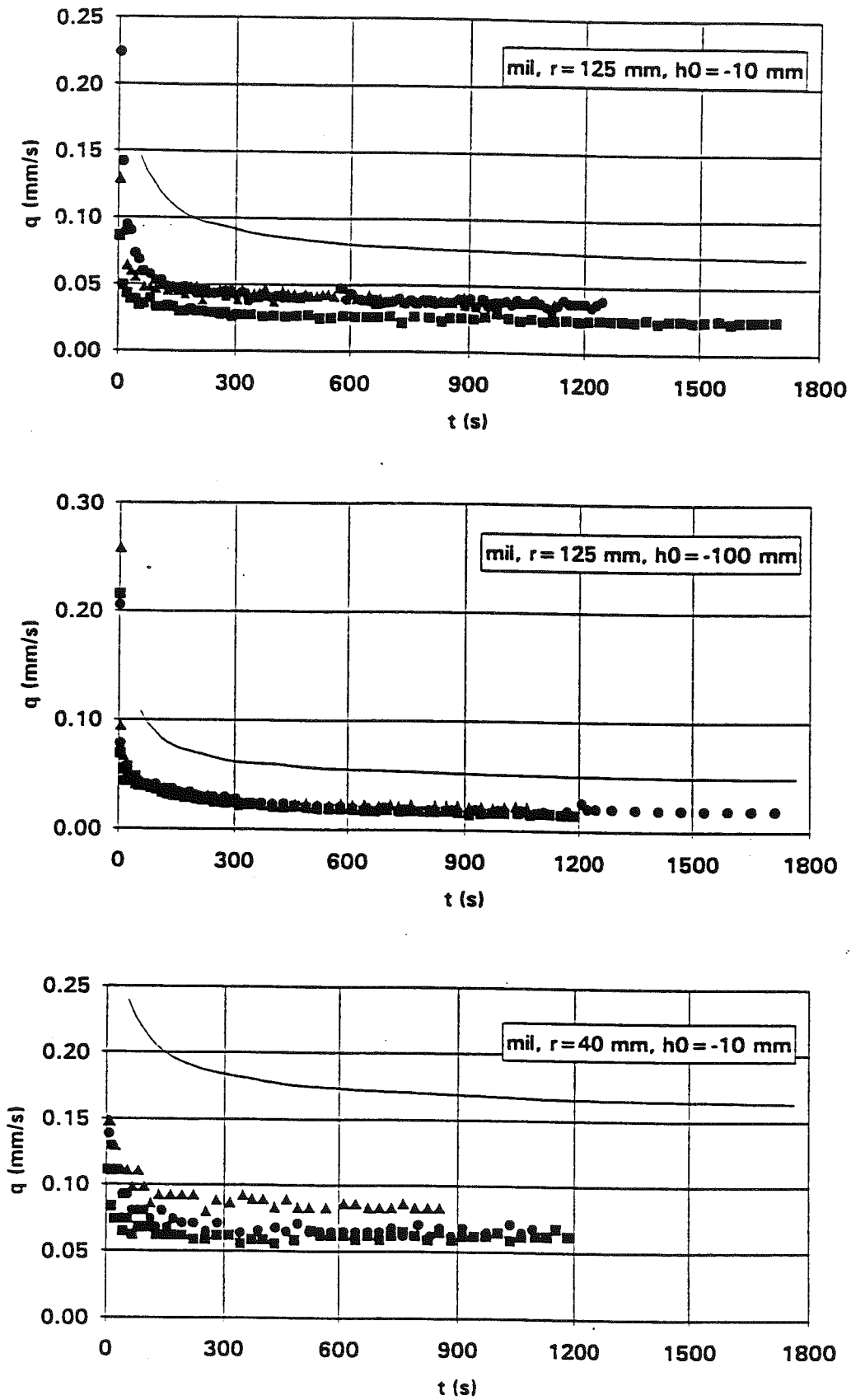


Figure 5.11. HAPEX-Sahel, mil : flux d'infiltration mesuré (symboles) et modélisé (ligne continue) avec les paramètres VGBC en drainage.

Les mesures de teneur en eau gravimétrique  $W$  effectuées à la fin des essais d'infiltration peuvent être comparées à la courbe de rétention de drainage après leur conversion en teneur en eau volumique (Figure 5.12). Nous avons retenu ici les valeurs de  $W$  obtenues en surface (0-1 cm environ) et lors du premier prélèvement (cf. § 2.2.2) ; il s'agit des valeurs les plus élevées de nos séries de mesures (effectuées à deux profondeurs et à deux instants différents). Il apparaît assez clairement que la courbe de rétention en drainage surestime la teneur en eau mesurée sauf à saturation. Les mesures gravimétriques obtenues par prélèvements de sol remanié sont bien entendu peu précises et donc assez critiquables. Elles sont néanmoins suffisamment cohérentes entre elles pour suggérer la non-adéquation de la courbe de rétention en drainage pour traiter le problème qui nous occupe ici. Il nous semble donc que l'hysteresis ne puisse être négligé dans la modélisation de l'infiltration dans des sols sableux tels que ceux du mil.

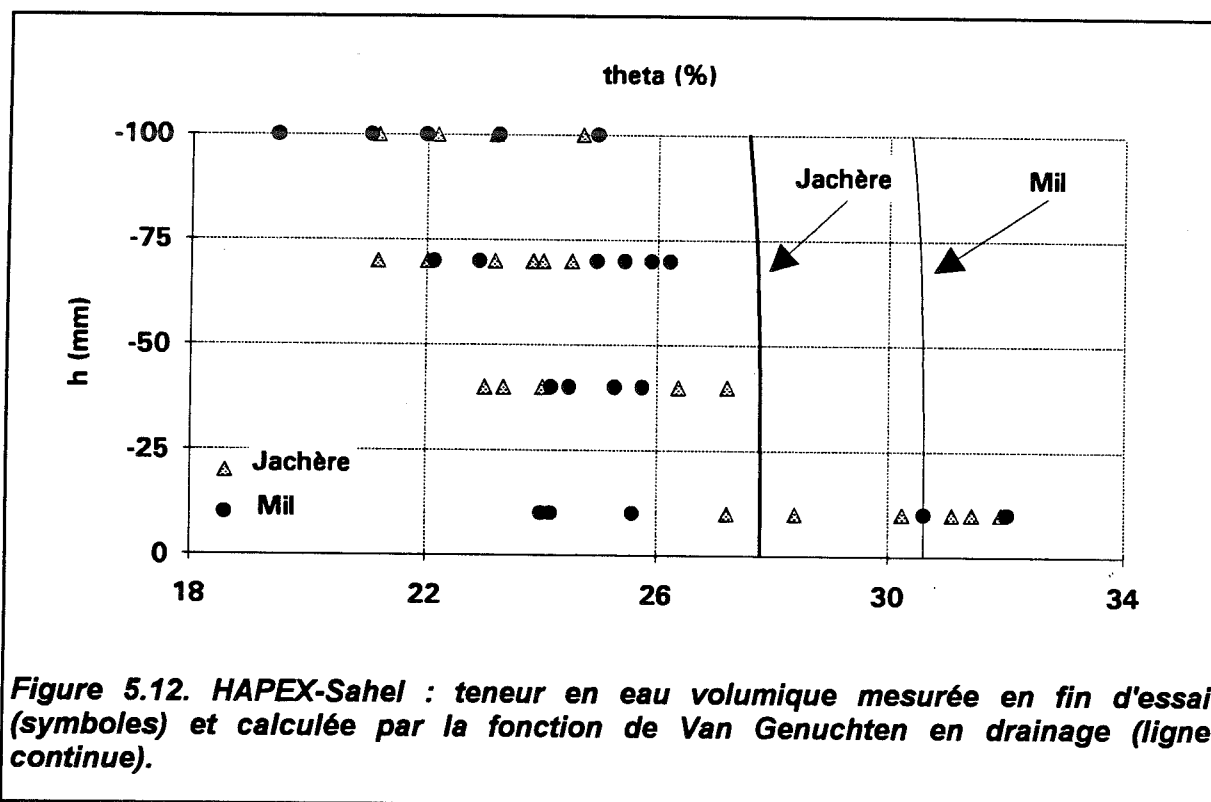


Figure 5.12. HAPEX-Sahel : teneur en eau volumique mesurée en fin d'essai (symboles) et calculée par la fonction de Van Genuchten en drainage (ligne continue).

Afin de tenter d'obtenir des essais simulés cohérents avec les essais in situ, il est tentant de modifier certains des paramètres du modèle. Parmi ceux-ci, il nous semble possible soit de modifier  $\eta$  [exposant de  $K(\theta)$ ] soit de diminuer la valeur de  $h_g$  [paramètre d'échelle de  $h(\theta)$ ] afin de prendre en compte l'hysteresis de la courbe de rétention. En effet, la teneur en eau à saturation n'est pas, en principe, affectée par l'hysteresis (Thony, 1970) et le paramètre  $m$  est lié à la granulométrie du sol (Haverkamp et Parlange, 1986). Ne souhaitant pas a priori modifier la valeur de  $\eta$  (pour laquelle aucune de nos mesures ne donne d'indication) et compte tenu de la surestimation manifeste du potentiel d'écoulement,

nous avons choisi de réduire la valeur de  $h_0$  à -13.5 cm (mil) et -10 cm (jachère), valeurs obtenues empiriquement, en laissant les autres paramètres inchangés.

Les résultats sont présentés Figures 5.13 et 5.14. La forme générale de l'évolution des flux est bien reproduite mais on remarque une surestimation pour  $h_0 = -10$  mm et une sous-estimation pour  $h_0 = -100$  mm. Par ailleurs, cette tendance à la surestimation pour  $h_0 = -10$  mm est très similaire avec les deux rayons. Il nous semble donc que le rapport des termes vertical et latéral de l'écoulement [ $K / (4\Phi/\pi r)$ ] soit correctement reproduit mais que les variations de  $K$  avec  $h$  soient exagérées par rapport aux essais in situ. La valeur du paramètre  $\eta$  (6.73) est donc probablement trop grande avec la nouvelle valeur de  $h_0$  choisie (-13.5 cm).

Il est possible, en jouant sur la seule valeur de  $h_0$ , de reproduire très correctement, soit les essais réalisés à -10 mm, soit ceux réalisés à -100 mm, mais pas ces deux séries d'essais à la fois. Nous n'avons pas cherché ici à ajuster empiriquement à la fois les valeurs de  $\eta$  et  $h_0$  jusqu'à obtenir la meilleure reproduction possible des trois conditions d'essai, ceci nous paraissant sortir du cadre d'une véritable validation. Nous pouvons néanmoins souligner ce qui nous semble être un problème lié à l'emploi du modèle VGBC pour la reproduction de résultats obtenus in situ : afin de rendre compte des différences de teneur en eau mesurée suivant le potentiel imposé, il est nécessaire de diminuer la valeur de  $h_0$  (la courbe de rétention  $h(\theta)$  s'écarte de la verticale). La fonctionnelle de Brooks et Corey avec une valeur élevée de  $\eta$  entraîne alors des différences de conductivité avec le potentiel qui deviennent plus grandes que celles qui sont observées.

Plus généralement, il n'est donc pas certain que le modèle VGBC puisse rendre compte à la fois des différences sensibles de teneur en eau finale mesurée et des différences peu importantes (à l'intérieur d'un même module) de flux d'infiltration avec  $h_0$ . En tout état de cause, il n'est pas possible, dans notre cas, de valider les résultats avec un modèle VGBC sans la connaissance du paramètre  $h_0$  en imbibition et/ou du paramètre  $\eta$  de Brooks et Corey. Il est spéculatif de penser qu'un jeu de paramètres VGBC permettant de reproduire nos résultats n'existe pas. Néanmoins, il semble difficile avec ce formalisme d'obtenir, dans la faible gamme de pressions de l'infiltromètre, à la fois :

- des variations sensibles de  $\theta$ ,
- des différences de conductivité de faible amplitude.

La difficulté nous semble venir, au moins en partie, du fait que le formalisme VGBC décrit principalement la texture des sols tandis que l'infiltromètre travaille dans une gamme de pression où les effets de structure peuvent être importants. Clothier et al. (1995) présentent d'ailleurs comme une spécificité de l'infiltromètre à disque la possibilité d'explorer les effets hydrodynamiques des macroporosités présentes in situ. Avec un sable exempt de structure que nous avons étudié en laboratoire (§ 6.7), la teneur en eau varie peu avec la pression et la forme de  $K(h)$  s'infléchit vers l'horizontale (Charpin et Roulier,

1995). La fréquente concavité vers le haut des courbes  $K(h)$  obtenues in situ (e.g. Reynolds et Elrick, 1991 ; Vauclin et Chopart, 1992 ; Jarvis et Messing, 1995) est un élément qui semble confirmer notre hypothèse.

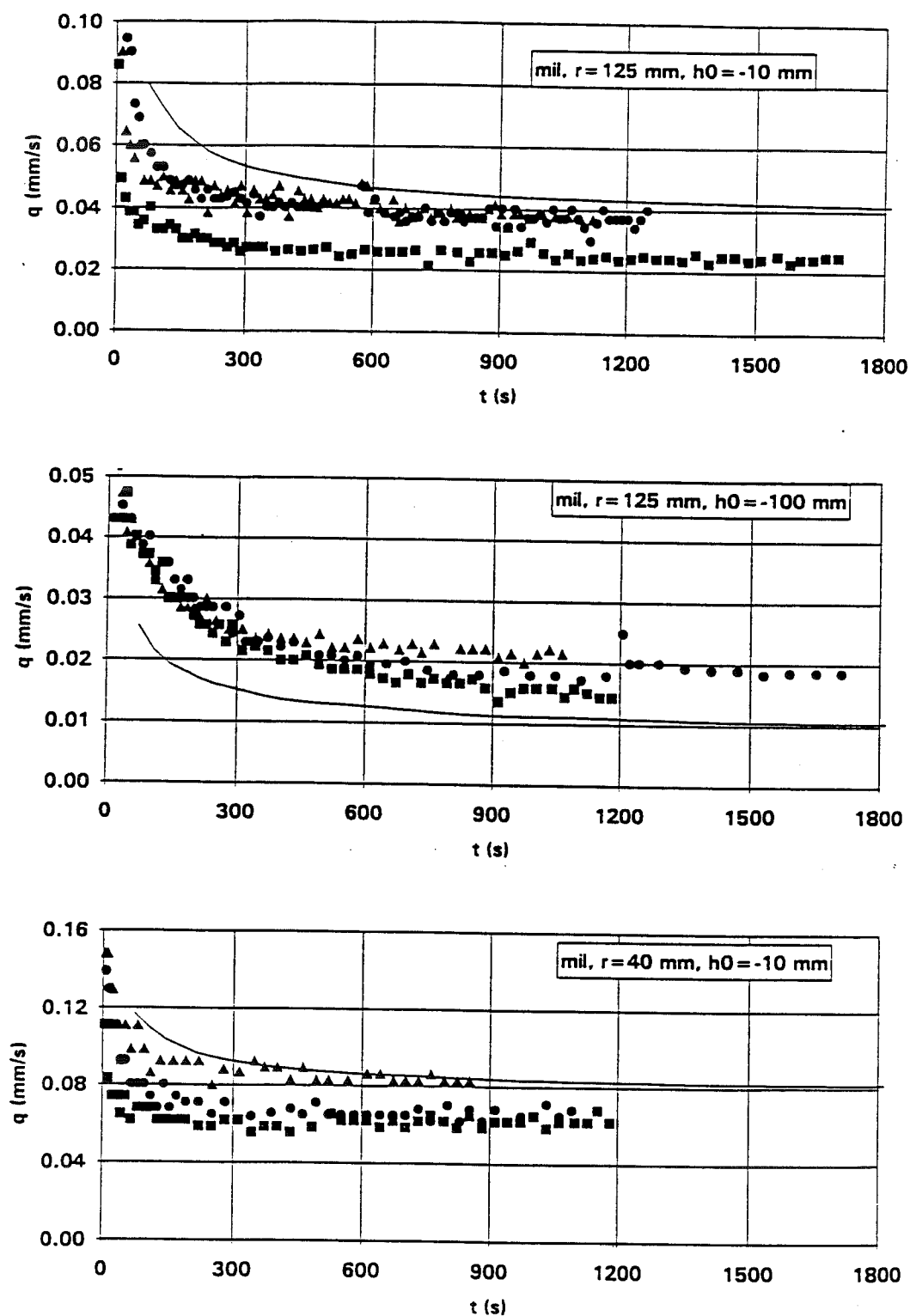


Figure 5.13. HAPEX-Sahel, mil : flux d'infiltration mesuré (symboles) et modélisé (ligne continue) avec une valeur modifiée du paramètre  $h_g$  de la fonction de Van Genuchten.

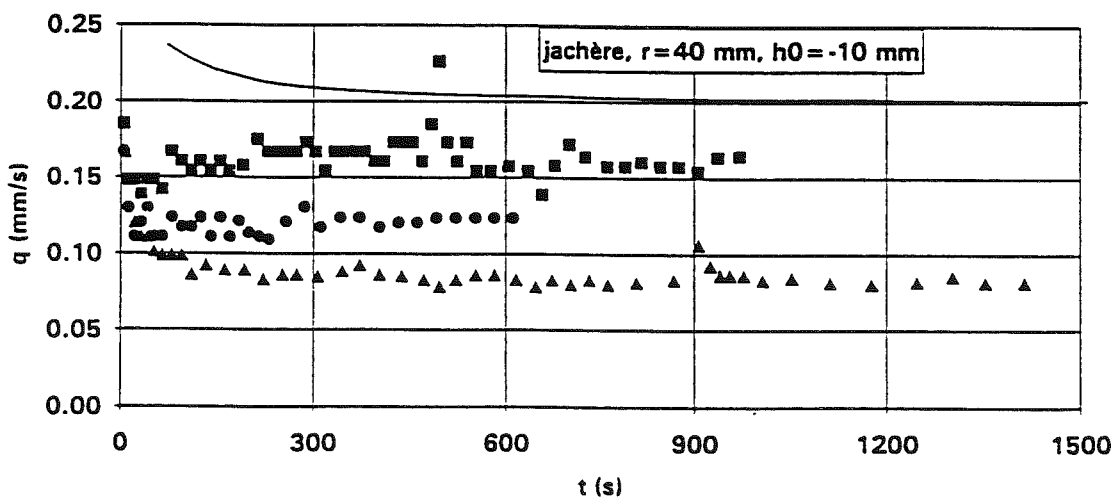
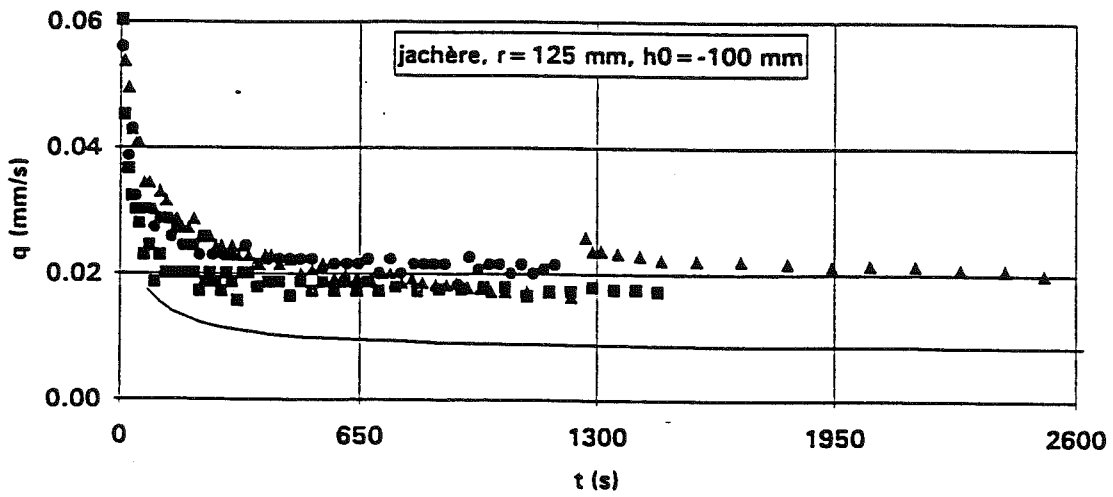
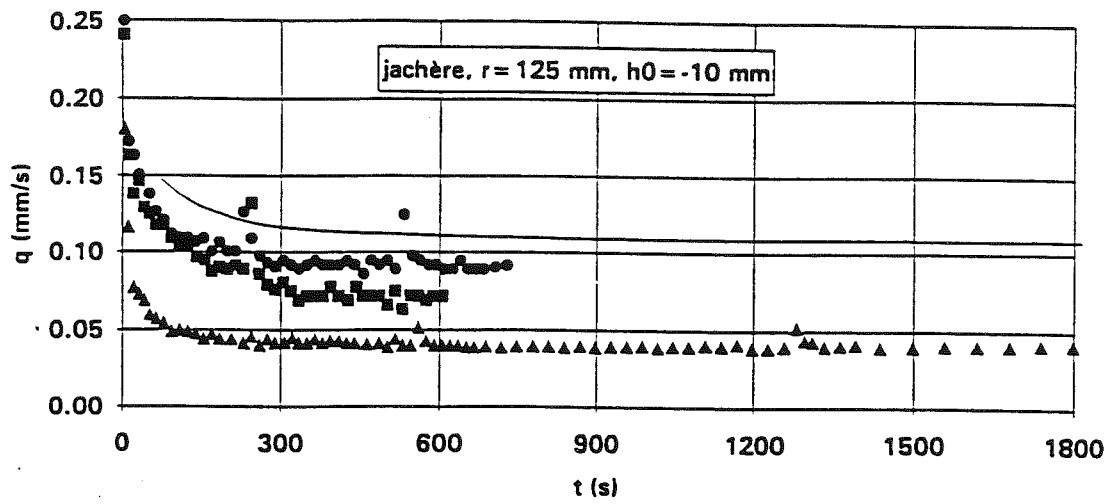


Figure 5.14. HAPEX-Sahel, jachère : flux d'infiltration mesuré (symboles) et modélisé (ligne continue) avec une valeur modifiée du paramètre  $h_g$  de la fonction de Van Genuchten.

#### 5.4. Etude géostatistique sur un sol nu et un maïs irrigué

Les essais ayant servi de base aux deux études présentées ci-dessous ont été effectués pendant la campagne de mesure EFEDA I (cf. § 5.2.1). L'intérêt est porté sur la variabilité spatiale, à l'échelle du champ, des propriétés hydrodynamiques du sol (et de la conductivité hydraulique en particulier) pour un sol nu (BAR 2, 29 points de mesure) et un maïs irrigué par un système d'arrosage en lignes de type "sprinkler" (BAR 5, 25 points). La variabilité spatiale des caractéristiques hydrodynamiques du sol constitue en effet un volet essentiel pour l'étude des interactions biosphère-atmosphère ; les deux champs BAR 2 et BAR 5 ont été choisis parce qu'ils étaient le siège de mesures micro-météorologiques (flux de chaleur latente et sensible) effectuées par le Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM Toulouse), pour le premier, et par le Département de Météorologie et de Climatologie de l'Université de Karlsruhe, pour le second.

Pour des raisons de temps, les mesures n'ont malheureusement été faites qu'avec le seul grand disque (S1,  $r=125$  mm) et en appliquant un seul potentiel ( $h_0=-50$  mm) ce qui exclut à la fois les méthodes multi-rayons et multi-potentiels pour l'analyse des essais. Seule la méthode mono-test (§ 3.5), fondée sur l'analyse combinée du régime permanent et de la sorptivité aux temps courts permet d'estimer la conductivité hydraulique. Nous présenterons au chapitre 6 une méthode d'estimation de la sorptivité reposant sur une équation analytique du régime transitoire. Ce sont les valeurs obtenues par cette méthode (§ 6.3.6) qui ont été utilisées ici pour calculer la conductivité par l'équation (3.35).

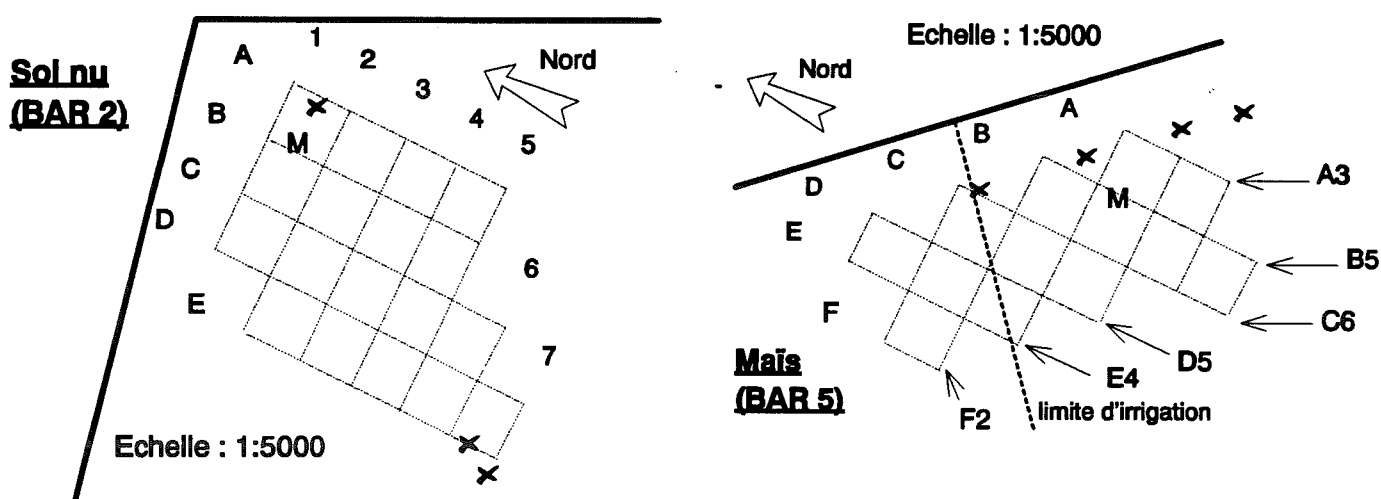


Figure 5.15. EFEDA : grilles de mesure du sol nu et du maïs irrigué. Les essais d'infiltration sont effectués aux intersections ; sont également portés les emplacements des tubes d'accès de sonde neutronique (X) et des mâts de mesure micrométéorologiques (M).

Sur l'ensemble de la surface de chaque champ, un maillage a été réalisé afin de sélectionner 25 (BAR 5) et 29 (BAR 2) points de mesure avec une inter-distance de 40 mètres (Figure 5.15). En chaque point, l'essai d'infiltration a été conduit jusqu'au régime permanent. Ont été mesurés de plus :

- l'humidité volumique initiale,  $\theta_i$ , et la densité apparente sèche,  $\rho_d$ , du sol par prélèvement d'échantillons au cylindre et pesée-séchage, et ce, aux profondeurs 0-5 et 5-10 cm,
- l'humidité gravimétrique finale,  $W_f$ , par prélèvement d'échantillons remaniés. La teneur volumique en eau correspondante,  $\theta_f$ , est calculée grâce à  $\rho_d$ .

Une différence importante entre les deux séries d'essai est à souligner : le sol nu étant très peu cohérent (densité voisine de 1), sa surface a pu être suffisamment aplanie pour éviter l'utilisation de sable de contact. Dans le cas du maïs, cette opération n'étant pas possible, l'apposition d'une couche de contact a été nécessaire. Des échantillons de sol tamisé ont été utilisés pour remplir ce rôle. Nous en parlerons à propos de l'analyse du régime transitoire de ces essais d'infiltration (chapitre 8).

Signalons enfin que ces essais ont été réalisés quand le maïs et son système racinaire étaient assez bien développés.

Nous rappelons ici que ces mesures ont été réalisées en dehors du cadre de notre travail.

#### 5.4.1. Lien entre les variables

Les résultats détaillés des mesures et analyses figurent en Annexe A1. Les moyennes et écarts-type sont donnés dans les tableaux 5.7 et 5.8 pour BAR 2 et BAR 5 respectivement. On notera la très faible densité du sol en surface (env. 1 g/cm<sup>3</sup> pour BAR 2, 1.15 g/cm<sup>3</sup> pour BAR 5).

	$\rho_d$ (g/cm <sup>3</sup> ) (0-5 cm)	$\rho_d$ (g/cm <sup>3</sup> ) (5-10 cm)	$\theta_i$ (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	$\theta_f$ (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	$q_\infty$ (cm/h)	S (cm/h <sup>1/2</sup> )	K (cm/h)
moyenne	0.970	1.070	0.049	0.333	4.71	2.52	3.42
écart-type	0.085	0.091	0.009	0.045	0.80	0.41	0.70
CV (%)	8.8	8.5	19.3	13.4	17.0	16.4	20.5

Tableau 5.7. Résultats pour le sol nu BAR 2.



	$\rho_d$ (g/cm <sup>3</sup> ) (0-5 cm)	$\rho_d$ (g/cm <sup>3</sup> ) (5-10 cm)	$\theta_i$ (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	$\theta_f$ (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	$q_\infty$ (cm/h)	S (cm/h <sup>1/2</sup> )	K (cm/h)
moyenne	1.145	1.183	0.128	0.370	2.60	1.93	1.68
écart-type	0.115	0.069	0.046	0.058	0.67	0.63	0.54
CV (%)	10.1	5.9	35.9	15.6	25.7	32.8	32.3

Tableau 5.8. Résultats pour le maïs irrigué BAR 5 (le signe / indique que la valeur n'a pu être calculée).

Si l'hypothèse d'homogénéité du sol n'est pas prise en défaut par les valeurs assez proches de densité à 0-5 et à 5-10 cm, il n'en va pas de même de l'hypothèse d'uniformité du profil d'humidité initiale.

$\theta_i$ (%)	0-5 cm	5-10 cm
BAR 2 (sol nu)	4.9 ± 0.9	10.9 ± 1.8
BAR 5 (maïs)	15.6 ± 3.7	21.9 ± 2.7

Tableau 5.9. Teneur en eau volumique initiale des sites BAR 2 et BAR 5 à deux profondeurs.

En effet, les prélèvements au cylindre effectués à la profondeur 0-5 cm fournissent des valeurs de teneur en eau volumique significativement plus faibles que celles obtenues à 5-10 cm (tableau 5.9). Ceci est dû, à l'évidence, à la demande évaporative assez forte lors de la période d'expérimentation (mois de juin). Il est assez remarquable que ce gradient d'humidité en surface se maintienne même pour un sol non-irrigué. Dans tous les cas néanmoins,  $\theta_i$  reste suffisamment faible pour que  $K(\theta_i) \ll K(\theta_f)$ .

L'effet de la mise en culture peut être évalué par la comparaison des résultats obtenus avec BAR 2 et BAR 5. On note une réduction significative de la conductivité hydraulique (50 %) et de la sorptivité (25 %, cette seconde variable étant également influencée par la teneur en eau initiale, plus forte dans le cas du maïs irrigué). Un effet d'hétérogénéisation notable apparaît à travers l'augmentation du coefficient de variation de ces deux variables (tableaux 5.7 et 5.8). Il apparaît donc que la mise en culture introduit une variabilité supplémentaire par rapport à la variabilité spatiale naturelle.

Par régression multiple, nous avons tenté d'expliquer les différences de flux entre les points de mesure par les variations de densité et d'humidités initiale et finale (il nous semble préférable de travailler sur  $q_\infty$  et non sur K ou S pour éviter d'ajouter l'effet éventuel des méthodes de calcul). La matrice de corrélation est très pauvre dans le cas du sol nu (BAR 2) et toutes les variables explicatives sont rejetées au seuil de 5%. Pour le maïs irrigué (BAR 5), seule la teneur en eau initiale,  $\theta_i$ , est retenue ( $r=-0.59$ ), le flux étant significativement plus faible quand  $\theta_i$  est plus élevé, ce qui va bien dans le sens attendu puisque  $\Phi$  diminue quand  $\theta_i$  augmente. La relation entre ces deux variables est néanmoins d'assez pauvre qualité (Figure 5.16). Dans le cas du sol nu, la corrélation est inexistante

entre  $q_{\infty}$  et  $\theta_i$  ( $r=-0.09$ ). Cette différence entre le sol nu et le maïs s'explique naturellement par les irrigations réalisées dans le second cas.

La question qui se pose alors est de savoir dans quelle mesure les différences de flux observées :

- sont dues à des imprécisions de mesure,
- découlent des différences de teneur en eau initiale,
- reflètent de réelles différences de propriétés hydrodynamiques du sol (que ne font pas apparaître les mesures de densité).

L'analyse géostatistique des données peut apporter des éléments de réponse à cette question.

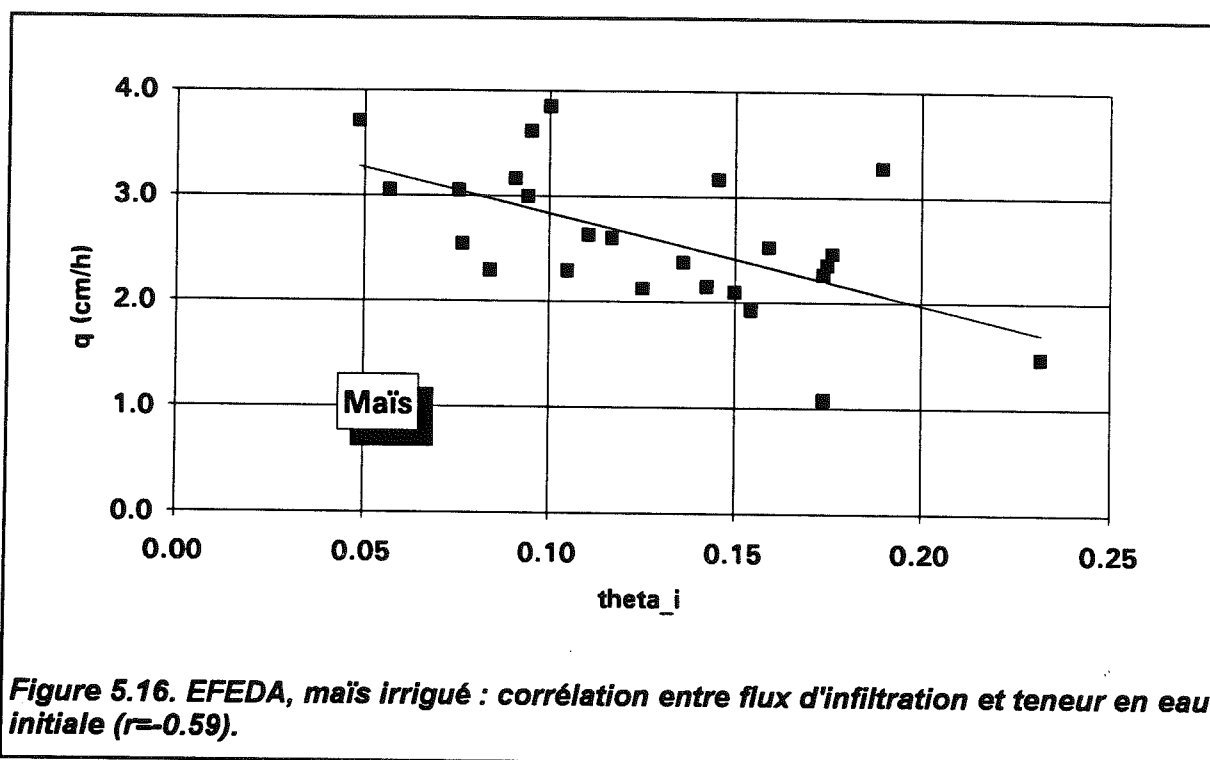
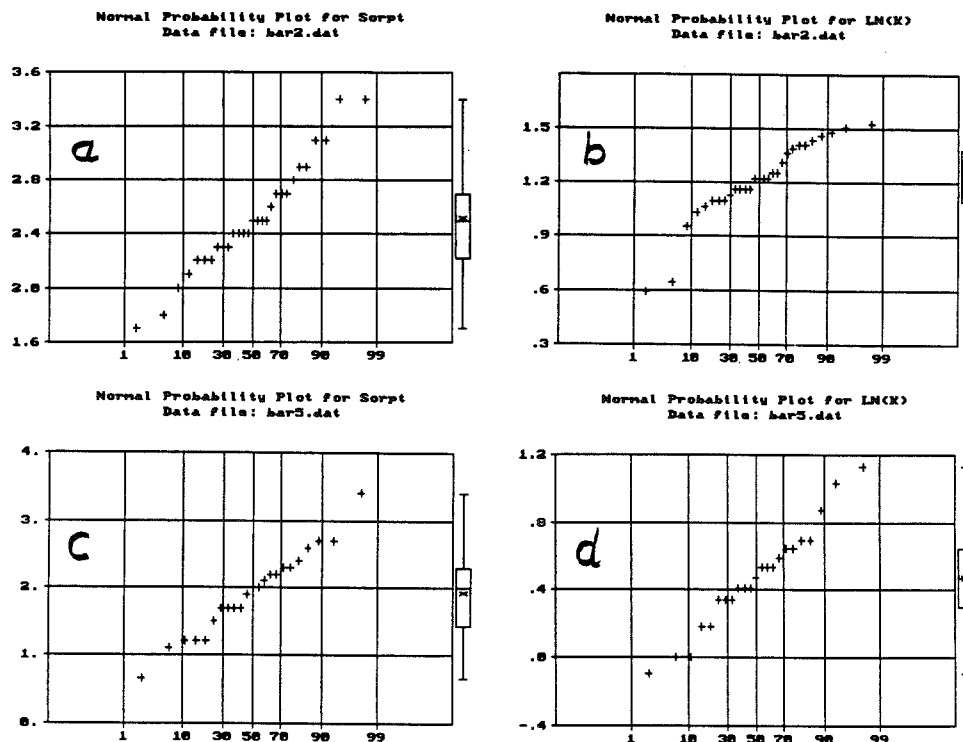
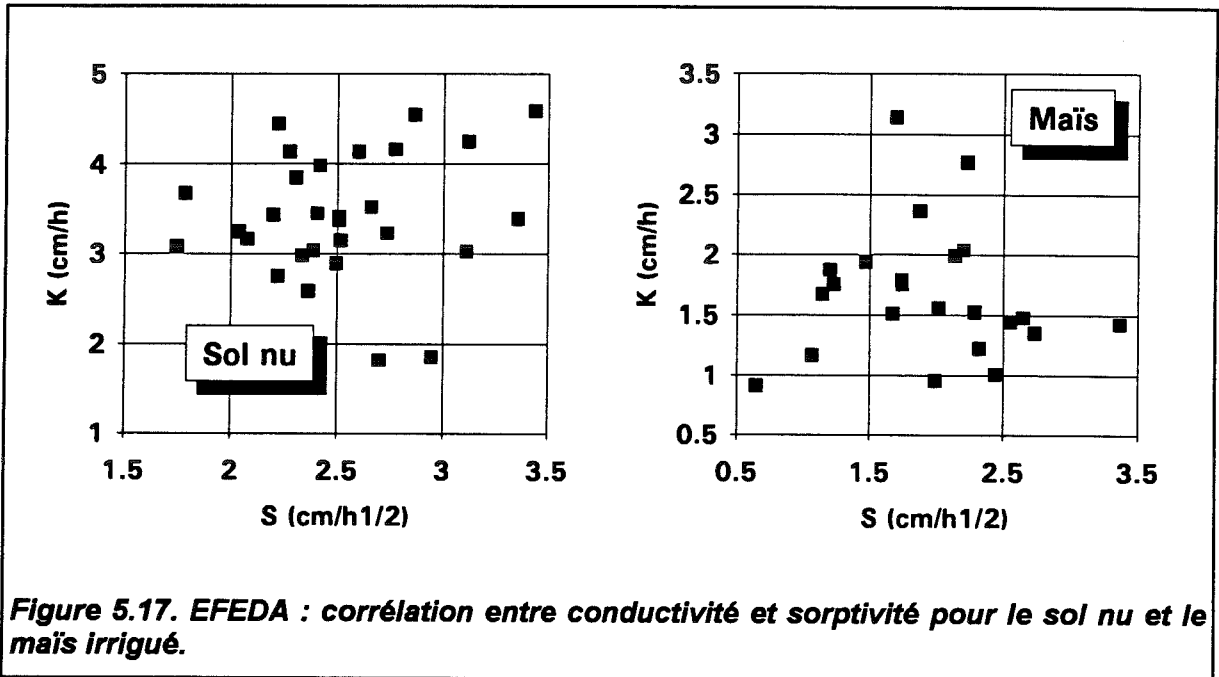


Figure 5.16. EFEDA, maïs irrigué : corrélation entre flux d'infiltration et teneur en eau initiale ( $r=-0.59$ ).

Enfin, nous avons recherché une éventuelle corrélation entre  $S$  et  $K$  afin de détecter un éventuel effet de surestimation de  $S$ . Celui-ci se traduirait par une pente négative de la droite de régression entre ces deux variables [voir équation (3.35)] alors que l'on observe généralement entre  $S$  et le coefficient  $A$  de Philip (très lié à  $K$ ) une pente positive (Sharma et al., 1980) ou une absence de corrélation (Talsma, 1969 ; Bonnell et Williams, 1986). Comme le montre la Figure 5.17, aucun lien significatif n'apparaît entre  $S$  et  $K$ , ce qui semble indiquer, par ailleurs, le fait que, pour ce sol tout au moins, conductivité et sorptivité apportent des informations distinctes.

Signalons enfin que, pour les deux champs, la sorptivité suit assez bien une distribution normale [bien que Brutsaert (1976) montre que  $S$  est, théoriquement, distribuée

de manière log-normale)], tandis que la conductivité est plutôt distribuée de manière log-normale, ce qui est habituel pour cette variable (Sisson et Wierenga, 1981 ; White et Sully, 1992 ; Mohanty et al., 1994 ; Vauclin et al., 1994). Ces distributions sont représentées Figure 5.18. Il est par conséquent plus approprié, pour la conductivité, de procéder à l'analyse géostatistique des valeurs de  $\ln(K)$ .



## 5.4.2. Analyse géostatistique

### 5.4.2.1. Flux en régime permanent

Les variogrammes bruts de  $q_{\infty}$  pour BAR 2 et BAR 5 sont portés Figures 5.19 et 5.20 respectivement. Les classes de distance ont été réalisées avec un incrément de 18 m, puis légèrement modifiées de manière à ce qu'aucune classe ne comporte moins de 12 couples. Cet incrément est la valeur qui permet de classer le côté et la diagonale de la maille dans deux catégories distinctes et contiguës.

Ces variogrammes font apparaître une augmentation de la variance avec la distance assez nette, plus marquée dans le cas du maïs. Pour nous affranchir d'éventuels effets de dérive, nous avons observé la corrélation entre le flux et les directions nord-sud, d'une part, est-ouest, d'autre part. Ce n'est que dans le cas du maïs que les flux présentent un gradient significatif avec une tendance à l'augmentation vers le nord et vers l'est (Figures 5.21a et 5.21b). L'hypothèse de stationnarité d'ordre 1 (Delhomme, 1978) n'est alors pas satisfaite. Il est raisonnable de suspecter l'irrigation d'être responsable de ces variations puisque, à la fois les apports d'eau et les mesures sont réparties, dans le temps et dans l'espace, de manière ordonnée et non pas aléatoire (les mesures ont été réalisées du 25 au 29 juin, période pendant laquelle le champ a été irrigué deux fois partiellement). L'analyse de la relation teneur en eau-axes principaux (Figures 5.21c et 5.21d) confirme cette hypothèse puisque  $\theta_j$  varie en sens inverse de  $q_{\infty}$ .

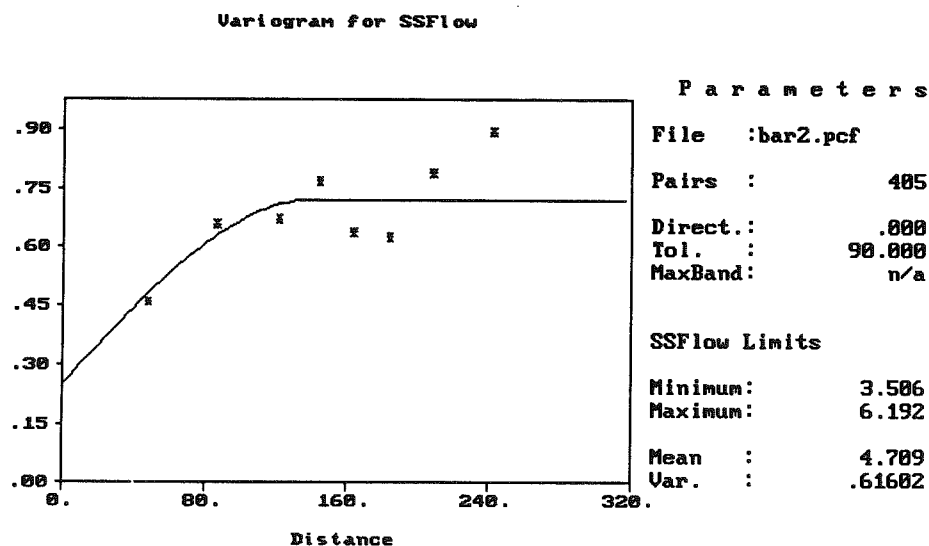


Figure 5.19. EFEDA, sol nu : variogramme brut du flux d'infiltration.

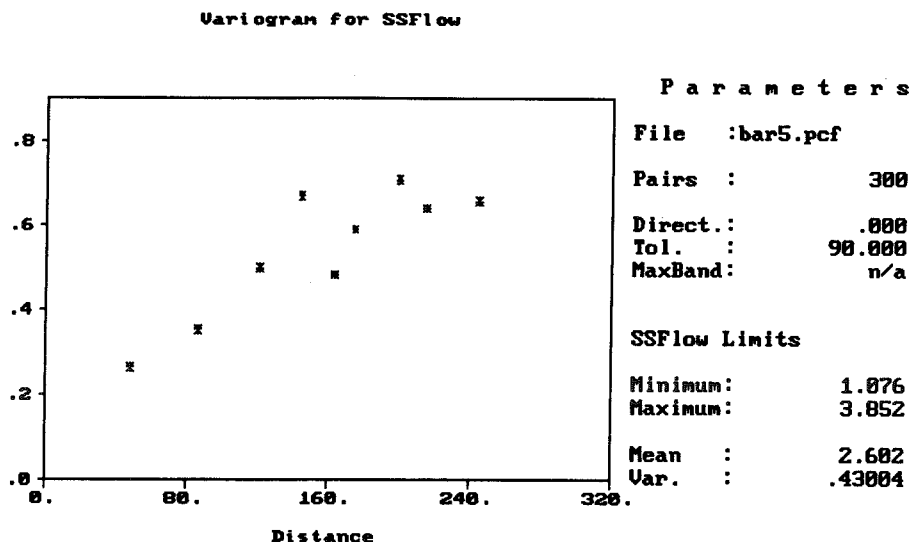
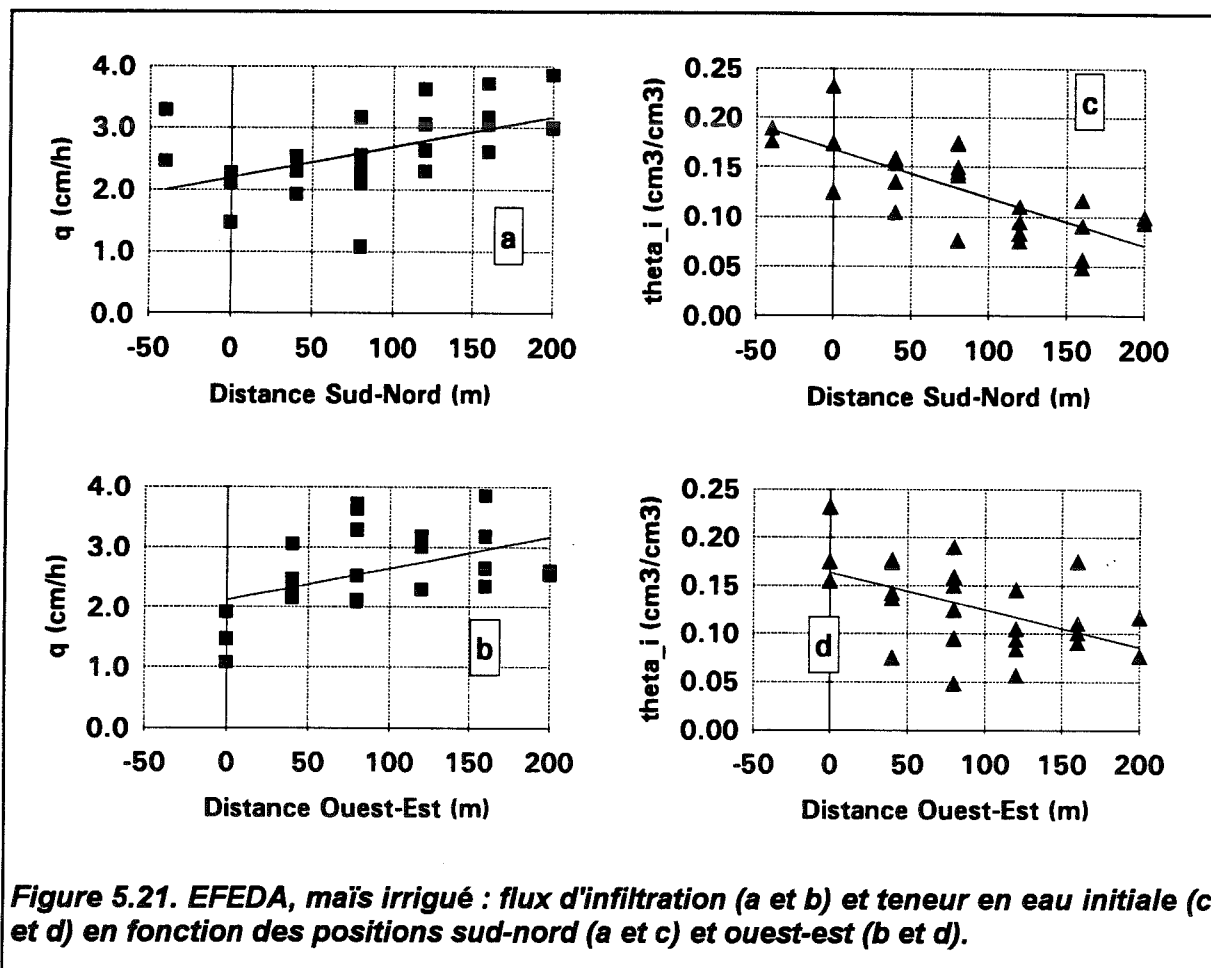
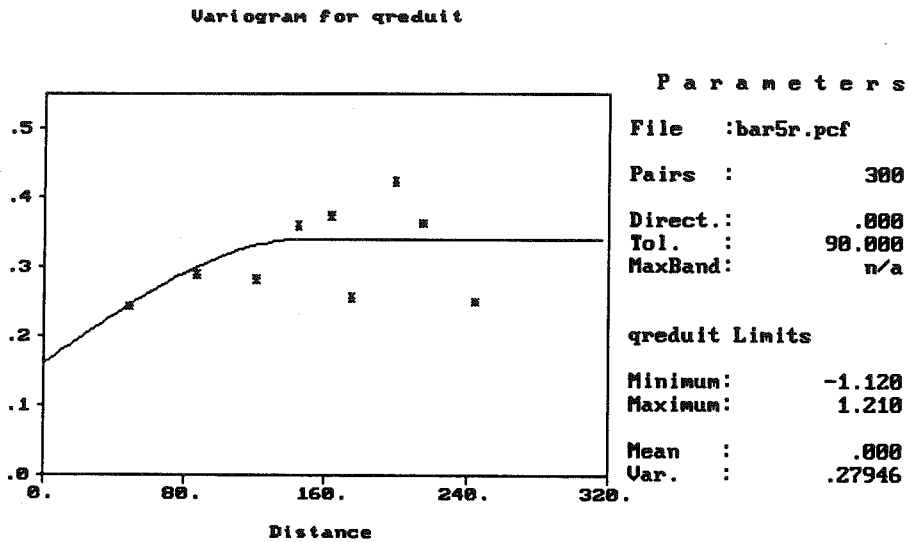


Figure 5.20. EFEDA, maïs irrigué : variogramme brut du flux d'infiltration.



Nous avons donc calculé, pour le maïs, les résidus de régression du flux expliqué par  $\theta_i$  et procédé à l'analyse géostatistique de ces résidus. Ceux-ci ne montrant plus aucune dérive avec les directions nord-sud et est-ouest, le variogramme porte sur l'ensemble des couples disponibles (Figure 5.22). L'utilisation des résidus rend le

diagramme assez bruité ce qui ne laisse pas apparaître de distance de corrélation très nette. Celle-ci peut être évaluée à 140 m environ, ce qui est l'ordre de grandeur de celle du sol nu (Figure 5.19). L'effet de la teneur en eau initiale sur le flux en régime permanent est donc assez clairement mis en évidence, mais les valeurs semblent assez bruitées par les imprécisions de mesure. Nous allons nous intéresser maintenant aux variables hydrodynamiques calculées, S et K.



**Figure 5.22. EFEDA, maïs irrigué : variogramme du résidu du flux d'infiltration avec la teneur en eau initiale.**

#### 5.4.2.2. Conductivité et sorptivité

Les valeurs de sorptivité présentées ici ont été calculées suivant la procédure décrite au paragraphe 6.3.6. Le calcul de la conductivité est fait, à partir de la valeur de S, par la méthode mono-test (§ 3.5). Alors que la conductivité hydraulique est un paramètre intrinsèque du sol (pour un fluide donné), indépendant de  $\theta_i$  en particulier, la sorptivité, elle, diminue quand  $\theta_i$  augmente. Nous nous proposons de vérifier que nos résultats sont en accord avec ces considérations.

##### 5.4.2.2.1. Sol nu

Dans le cas du sol nu (BAR 2), les différences de teneur en eau initiale entre les points du domaine sont faibles ( $< 0.01 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ , tableau 5.7). Aussi peut-on s'attendre à de faibles différences de sorptivité (CV=16 %). Le variogramme brut de S, présenté Figure 5.23, semble indiquer que les valeurs sont totalement décorrélatées à l'inter-distance

minimale (40 m). La conductivité, en revanche, fait apparaître une distance de corrélation d'environ 140 m (Figure 5.24), c'est-à-dire identique à celle que nous avons obtenue pour le flux en régime permanent (Figure 5.19). La similitude entre  $K$  et  $q_{\infty}$  est assez remarquable et indique que la sorptivité intervient pour une faible part dans le flux axisymétrique stabilisé. Cette hypothèse est confirmée par le fait que les parts moyennes respectives du terme de potentiel d'écoulement,  $\Phi$ , et de la conductivité dans la valeur de  $q_{\infty}$  sont de 28% et 72%. Ce résultat peut surprendre si l'on considère la faible teneur en eau initiale du sol nu qui maximise  $S$  et  $\Phi$ .

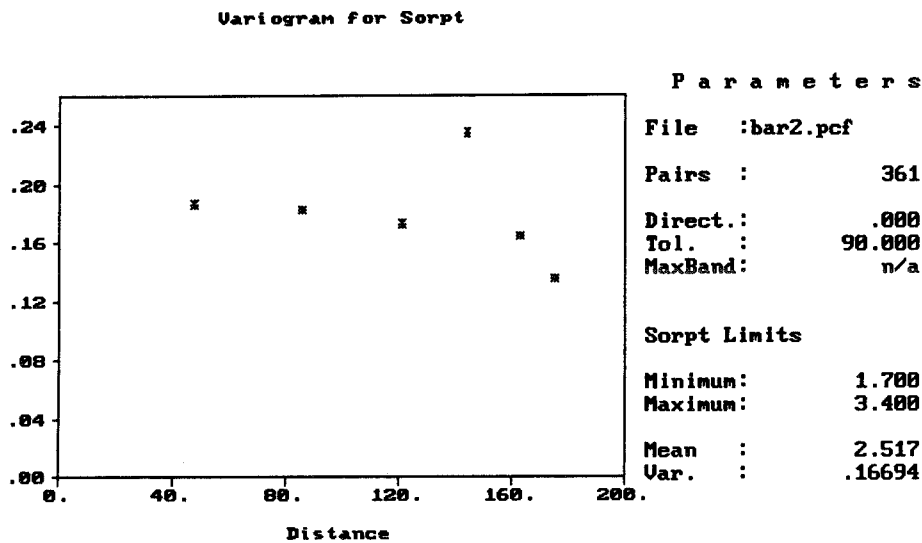


Figure 5.23. EFEDA, sol nu : variogramme brut de la sorptivité.

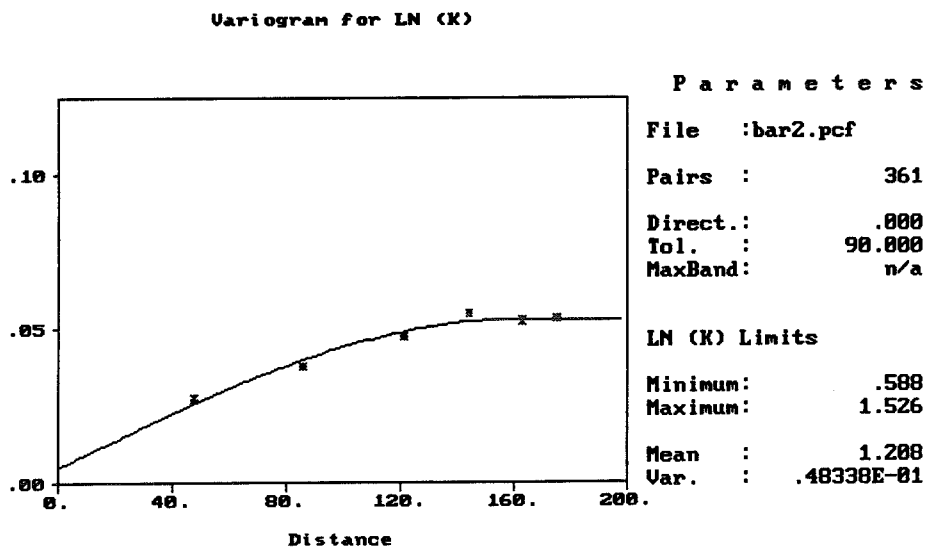


Figure 5.24. EFEDA, sol nu : variogramme brut de la conductivité (log).

### 5.4.2.2.2. Maïs irrigué

Dans le cas du maïs, à la fois  $\theta_i$  et S varient de manière plus importante que dans le cas du sol nu, ce qui résulte bien entendu, des irrigations. La situation est inversée par rapport au cas précédent, le variogramme brut de S étant porteur d'information (Figure 5.25) alors que celui de K correspond à celui d'une fonction aléatoire (Figure 5.26).

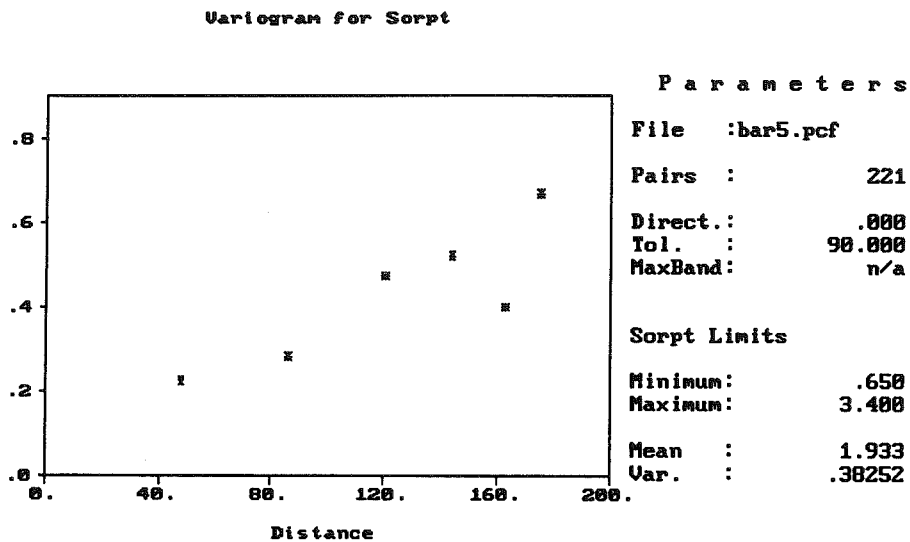


Figure 5.25. EFEDA, maïs irrigué : variogramme brut de la sorptivité.

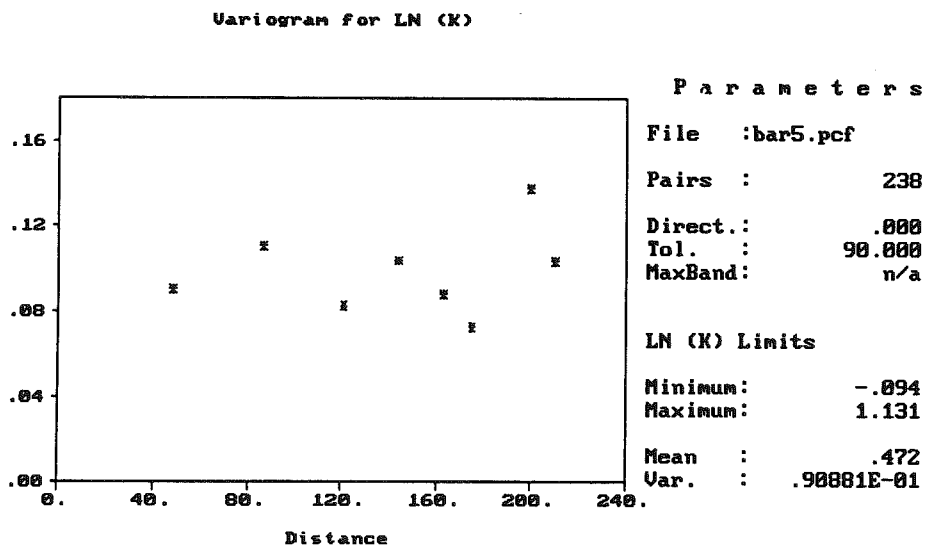
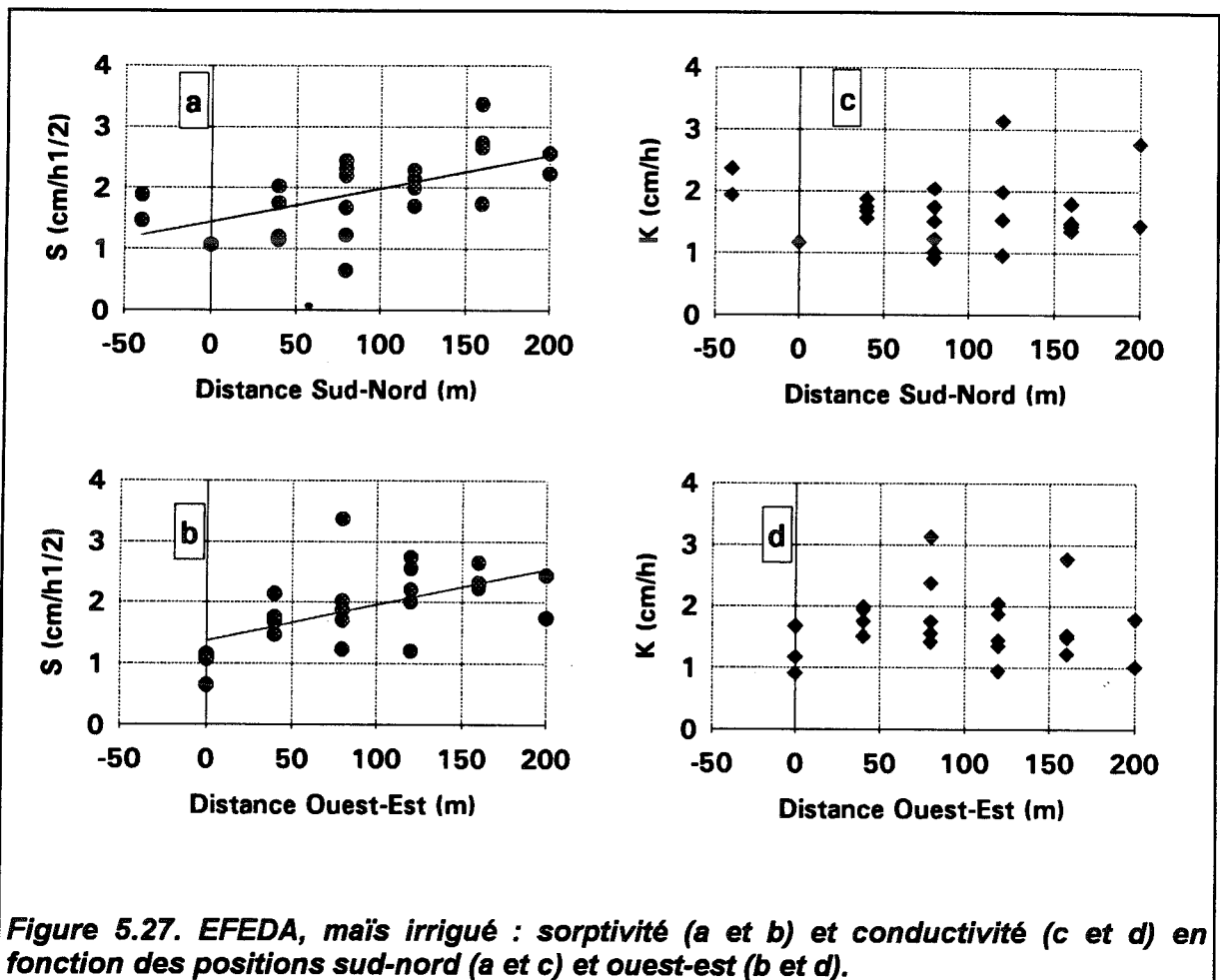


Figure 5.26. EFEDA, maïs irrigué : variogramme brut de la conductivité (log).



Tandis que  $K$  ne montre aucune dérive avec les axes sud-nord et ouest-est (les coefficients de corrélation  $r$  sont respectivement de  $-0.008$  et  $-0.013$ ),  $S$  montre un gradient significatif dans l'espace (ces mêmes coefficients atteignent respectivement  $0.58$  et  $0.57$ , Figure 5.27). Cette dérive doit donc être éliminée. Elle peut être expliquée par l'organisation spatiale de la teneur en eau initiale. En effet, les coefficients de corrélation de  $K$  et de  $S$  avec  $\theta_j$  sont respectivement de  $0.045$  et  $0.67$  (Figure 5.28). Notons que ces valeurs encadrent celle ( $0.59$ ) que nous avons trouvée entre  $q_{\infty}$  et  $\theta_j$ . L'effet de la teneur en eau initiale sur le flux en régime permanent est donc entièrement porté par la sorptivité et non par la conductivité, ce qui est en accord avec le sens physique de ces variables.



Nous proposons donc, afin d'éliminer la dérive dans l'espace de la sorptivité, de travailler sur les résidus de la régression de  $S$  par rapport à  $\theta_j$ . Ces résidus ne présentent plus de gradient significatif à l'échelle du champ, ce qui confirme que l'organisation spatiale de  $S$  est, en majeure partie, due à celle de  $\theta_j$ . Le variogramme obtenu présente une allure en cloche (Figure 5.29) assez typique des résultats de travail sur résidus (Delhomme, 1978). [Cette allure s'explique dans notre cas par un effet de biais dû à la présence de deux points particuliers (D5 et E4) qui sont voisins et correspondent respectivement aux

résidus minimal (-0.92) et maximal (0.84) de la sorptivité. Leur situation géographique (Figure 5.15) est telle que leur participation aux couples pris en compte pour une classe de distance donnée est maximale à  $d=160$  m (largeur du champ) puis décroît quand  $d$  augmente. Ils n'interviennent plus pour la distance maximale correspondant à la longueur du champ ( $d=240$  m)]. Aucune information claire ne peut être tirée de ce type de variogramme.

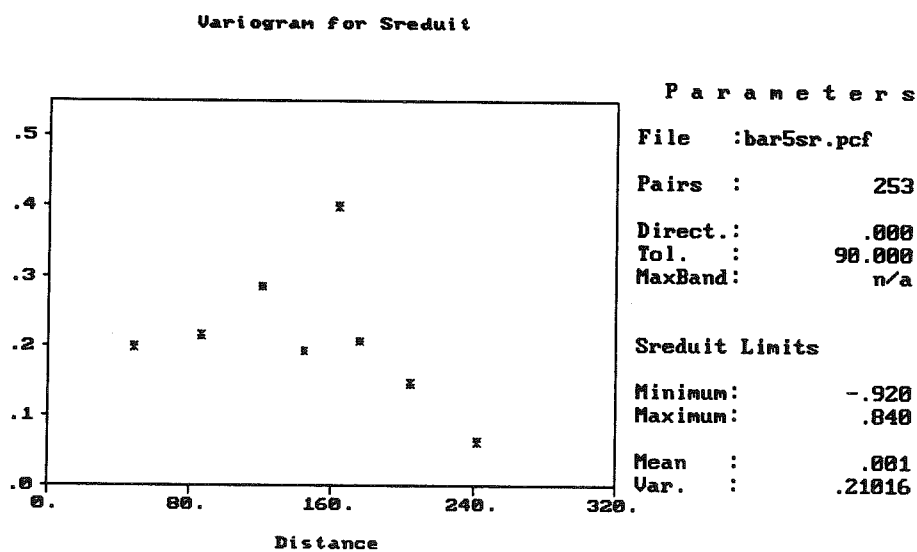
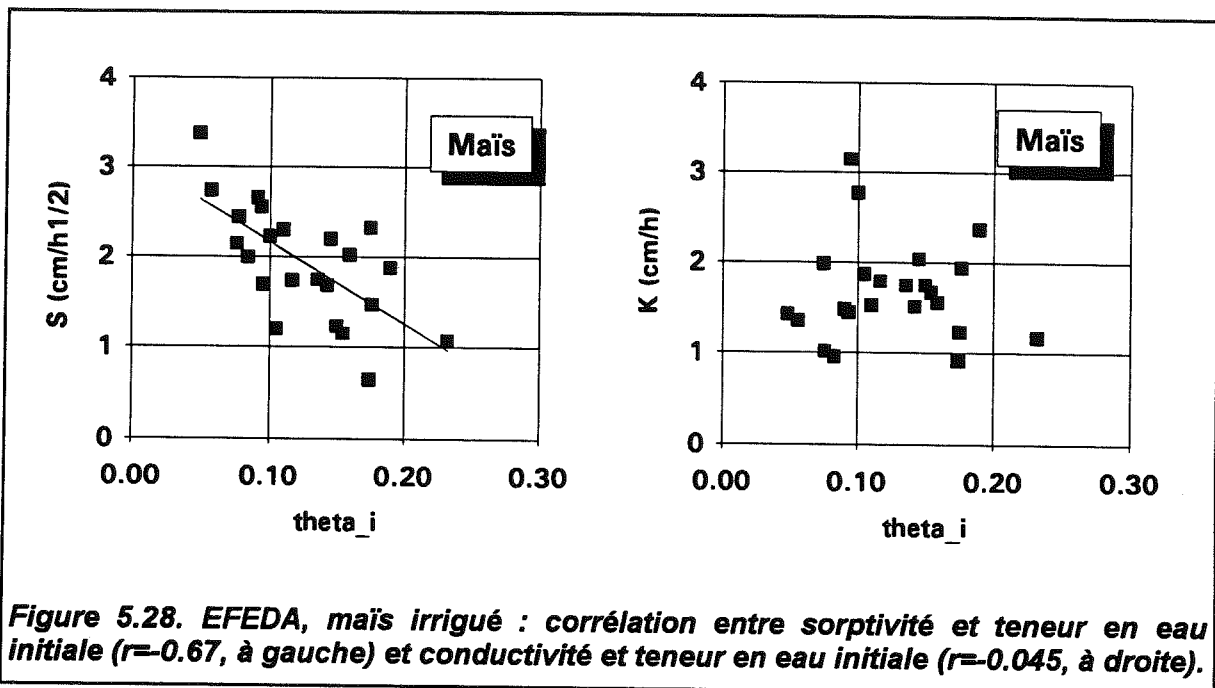


Figure 5.29. EFEDA, maïs irrigué : variogramme du résidu de la sorptivité avec la teneur en eau initiale.

### **5.4.3. Conclusions**

Un certain nombre d'effets de la mise en culture du sol ont été mis en évidence :

- réduction de moitié de la conductivité hydraulique (à 50 mm de succion),
- augmentation de la variabilité spatiale de la conductivité et de la sorptivité.

L'effet de la teneur en eau initiale du sol sur le flux d'infiltration axisymétrique est manifeste. La diminution de celui-ci pour les valeurs élevées de  $\theta_i$  reflète une diminution de la sorptivité tandis qu'aucun effet sur la conductivité n'est mis en évidence.

Enfin, aucun lien n'apparaît entre sorptivité et conductivité, d'une part, entre ces grandeurs et la densité apparente du sol, d'autre part.

### **5.5. Conclusions**

L'application in situ des méthodes multi-rayons et multi-potentiels donne des résultats cohérents. La seconde peut être appliquée sur des séries d'essais réalisées en des points différents ce qui offre l'avantage de permettre une comparaison directe avec la méthode MR. La validation des résultats obtenus in situ par l'utilisation d'un modèle numérique, tentée avec les essais HAPEx-Sahel sur mil et jachère n'est pas complète. La principale raison nous semble tenir à la non adéquation du formalisme de Van Genuchten-Brooks et Corey pour des sols en place, c'est-à-dire, pouvant présenter une structure.

Enfin, l'influence de la teneur en eau initiale sur le flux d'infiltration en régime permanent est manifeste. Conformément à ce que l'on peut attendre, une humidité initiale importante réduit la sorptivité, et donc le potentiel d'écoulement, tandis que la conductivité n'est pas affectée.

## CONCLUSIONS DE LA PARTIE I

Nous avons, au cours de cette première partie, présenté et critiqué un certain nombre de méthodes d'analyse des essais infiltrométriques. Qu'il s'agisse de la méthode multi-rayons (MR), multi-potentiels (MP) ou mono-test (MT), toutes reposent sur la solution de Wooding pour le régime permanent d'infiltration axisymétrique. Aucune de ces méthodes n'est sans points faibles : la nécessité de répétitions pour s'affranchir des effets de la variabilité spatiale (MR), la variabilité verticale des propriétés hydrodynamiques du sol (MP) ou la difficulté d'une bonne estimation de la sorptivité aux temps courts (MT). Néanmoins, nous avons pu montrer que les méthodes MR et MT sont à conseiller dans le cas de sols dont la conductivité est forte vis-à-vis de la sorptivité tandis que la méthode MP, robuste et non limitée aux  $\alpha$ -sols, est particulièrement avantageuse pour les sols à forte sorptivité. La méthode MP peut être appliquée lorsque les réalisations correspondant aux différents potentiels sont menées en des points différents, ce qui offre une intéressante possibilité d'application des méthodes MR et MP avec les mêmes essais.

Cependant, ces méthodes dans leur ensemble souffrent, lors de leur application in situ, des incertitudes inhérentes à l'obtention d'un véritable régime permanent d'infiltration. White et al. (1992) suggèrent, non sans un certain réalisme, que le temps nécessaire pour l'atteindre doit être inférieur à la limite de patience de l'expérimentateur. Le caractère peu réaliste, d'autre part, des hypothèses d'homogénéité du sol et d'uniformité de sa teneur en eau initiale est susceptible, dans nombre de situations pratiques, d'entraîner des difficultés d'analyse conduisant à "ignorer" certains essais.

**PARTIE II**

**METHODES FONDEES SUR L'ANALYSE DU REGIME TRANSITOIRE**

## Chapitre 6. EQUATIONS ET PARAMETRES DE L'INFILTRATION AXISYMETRIQUE EN REGIME TRANSITOIRE

### 6.1. Introduction

De nombreuses raisons ont motivé les recherches d'une description analytique de l'infiltration axisymétrique en régime transitoire. Les incertitudes quant à l'obtention d'un régime véritablement permanent, la durée nécessaire pour l'approcher avec certains sols et les hypothèses assez restrictives liées à l'application de la solution de Wooding (sol isotrope et homogène, profil initial d'humidité uniforme) sont les principales d'entre elles. D'après White et al. (1992), les hypothèses d'homogénéité du sol et d'uniformité de sa teneur en eau initiale constituent la limitation la plus grave à l'emploi des infiltromètres à disques dans la mesure où elles ne sont jamais réalistes in situ. Talsma (1974) montre que la différence entre mesures et prédictions augmente dans le cas de sols dont la conductivité diminue avec la profondeur. Notons également qu'il est peu satisfaisant pour l'expérimentateur de "perdre" l'information contenue pendant la phase transitoire de l'infiltration alors qu'intuitivement, il semble assez clair que la cinétique du phénomène est une signature des propriétés hydrodynamiques du sol étudié. Enfin, le développement de méthodes mettant en jeu de faibles épaisseurs de sol est d'un intérêt évident si l'on s'intéresse au profil de conductivité du sol suivant sa profondeur ; de tels profils en décroissance exponentielle de  $K$  avec  $z$  sont d'ailleurs à la base de modèles hydrologiques (e.g. TOPMODEL, Beven et Kirkby, 1979).

L'infiltration cumulée en fonction du temps, en conditions axisymétriques, peut être prédite par l'emploi d'un modèle numérique (e.g. Warrick, 1992 ; Warrick et Ojeda, 1993 ; Quadri, 1993 ; Quadri et al., 1994), ce qui exige la description hydrodynamique complète du sol. L'utilisation d'un tel modèle en vue de déterminer la conductivité hydraulique du sol par procédure inverse est rendue complexe par le nombre de paramètres mis en jeu (5 à 6 pour le modèle VGBC) et les problèmes de non unicité de la solution qui en résultent. En effet, seuls deux paramètres indépendants peuvent être ajustés sur une courbe d'infiltration cumulée (Haverkamp et al., 1989), celle-ci et sa dérivée par rapport au temps étant strictement monotones.

Alors que l'infiltration monodimensionnelle est aujourd'hui assez bien comprise et décrite analytiquement, il n'y avait, jusqu'à un passé récent que peu de publications relatives à l'infiltration tri-directionnelle, en régime transitoire, pour une source circulaire. Turner et Parlange (1974) ont calculé une expression analytique approchée pour le flux

latéral d'eau à la périphérie d'un écoulement monodirectionnel. Warrick et Lomen (1976) ont proposé une expression pour le potentiel d'écoulement  $\Phi$  applicable pour une source circulaire et un  $\alpha$ -sol [équation (1.11)]. Plus récemment, deux équations du régime transitoire d'infiltration ont été proposées pour les infiltromètres à disques, l'une par Warrick (1992), l'autre par Haverkamp et al. (1994).

La première a été obtenue de manière empirique par ajustement de paramètres sur les résultats de simulations numériques effectuées pour un grand nombre de sols et sur la base d'une diffusivité constante, intermédiaire entre  $D(\theta_i)$  et  $D(\theta_0)$ . Elle prend la forme :

$$I(t) = S_0 \sqrt{t} + \frac{0.885 b^{0.5} S_0^2}{r (\Delta\theta)^2} t \quad (6.1)$$

où  $I$  est le volume infiltré par unité de surface,  $S_0$  est la sorptivité,  $b$  est le paramètre de forme de la diffusivité [équation (1.44)] compris entre  $1/2$  et  $\pi/4$ ,  $r$  est le rayon de la source et  $\Delta\theta = \theta_0 - \theta_i$ . L'on devine que cette formulation ne peut être applicable que pour une durée assez limitée puisqu'elle ne fait pas intervenir directement la conductivité  $K_0$ .

L'équation proposée par Haverkamp et al. (1994), et que nous utiliserons largement dans la suite de ce mémoire, fait l'objet du paragraphe suivant.

## 6.2. Equation descriptive

En reprenant l'approche de Turner et Parlange (1974), Smettem et al. (1994) ont montré que le terme d'infiltration supplémentaire dû à l'effet de bord du disque par rapport à la lame infiltrée monodirectionnelle  $I_{1d}$  peut, en l'absence de gravité, s'écrire :

$$I_{3d} - I_{1d} = \frac{\sqrt{0.3} S_0^2}{r \Delta\theta} t \quad (6.2)$$

Signalons que cette équation a été obtenue pour un sol de type "Green et Ampt" (§ 1.3.1), c'est-à-dire pour lequel  $b=0.5$  [équation (1.44)]. On a alors, d'après l'équation (1.45) :

$$\Phi = \frac{S_0^2}{2 \Delta\theta} \quad (6.3)$$

En confrontant cette équation à des résultats expérimentaux, Smettem et al. (1994) remarquent que la valeur  $(0.3)^{1/2}$  sous-estime la quantité  $I_{3d} - I_{1d}$ , surtout pour les temps longs, et qu'une valeur empirique de 0.75 est plus appropriée. Ceci s'explique, d'après ces

auteurs, par le fait que la gravité a été négligée pour parvenir à l'équation (6.2) et que la valeur de 0.5 pour  $b$  est une borne inférieure. Ce qu'il nous semble important de souligner ici est le fait que la correction axisymétrique de la lame infiltrée  $l$  par rapport à la géométrie monodirectionnelle est représentée par un terme proportionnel au temps.

Dans le but d'établir une équation d'infiltration pour l'infiltromètre à disque, Haverkamp et al. (1994) réécrivent l'équation (6.2) sous la forme :

$$l_{3d} - l_{1d} = \frac{\gamma S_0^2}{r \Delta\theta} t \quad (6.4)$$

où  $\gamma$  doit prendre une valeur supérieure à  $(0.3)^{1/2}$  afin de prendre en compte les effets de la gravité et des approximations faites par Smettem et al. (1994). En combinant (6.4) avec l'équation d'infiltration implicite de Parlange et al. (1982) - obtenue pour un  $\alpha$ -sol mais dont le champ d'applicabilité semble plus large - Haverkamp et al. (1994) parviennent à établir l'équation d'infiltration suivante pour une géométrie axisymétrique :

$$\begin{aligned} 2 \frac{(K_0 - K_i)^2}{S_0^2} t = \frac{2}{1 - \beta} \frac{K_0 - K_i}{S_0^2} \left\{ l_{3d} - K_i t - \frac{\gamma S_0^2}{r \Delta\theta} t \right\} \\ - \frac{1}{1 - \beta} \ln \left\{ \left\{ \exp \left[ \frac{2\beta(K_0 - K_i)}{S_0^2} \right] \left[ l_{3d} - K_i t - \frac{\gamma S_0^2}{r \Delta\theta} t \right] + \beta - 1 \right\} \beta^{-1} \right\} \end{aligned} \quad (6.5)$$

où  $0.6 < \gamma < 0.8$  et où le paramètre  $\beta$ , dont la valeur est dans l'intervalle  $[0 ; 1]$ , est donné par :

$$\beta = 2 - 2 \frac{\int_{\theta_i}^{\theta_0} \left( \frac{K - K_i}{K_0 - K_i} \right) \left( \frac{\theta_0 - \theta_i}{\theta - \theta_i} \right) D(\theta) d\theta}{\int_{\theta_i}^{\theta_0} D(\theta) d\theta} \quad (6.6)$$

L'équation (6.5), valable de  $t=0$  à  $t \rightarrow \infty$ , étant d'une utilisation difficile dans la pratique, Haverkamp et al. (1994) en proposent une forme simplifiée, explicite, applicable pour un temps limité :

$$l_{3d} = S_0 t^{1/2} + \left[ K_i + \frac{\gamma S_0^2}{r \Delta\theta} + \frac{2 - \beta}{3} (K_0 - K_i) \right] t \quad (6.7a)$$

Pour des raisons d'ordre pratique, posons :



$$A = K_i + \frac{2 - \beta}{3} (K_0 - K_i) \quad (6.8a)$$

$$B = K_i + \frac{\gamma S_0^2}{r \Delta\theta} + \frac{2 - \beta}{3} (K_0 - K_i) \quad (6.9a)$$

En faisant tendre  $r$  vers l'infini, on retrouve l'équation de Philip (1.32) pour le cas monodimensionnel [ $l_{1d} = S_0 t^{1/2} + A t$ ]. L'effet de bord dû à la géométrie axisymétrique étant responsable d'un terme supplémentaire proportionnel au temps, l'équation d'infiltration tri-directionnelle prend une forme analogue à celle de l'équation de Philip :

$$l_{3d} = S_0 t^{1/2} + B t \quad (6.7b)$$

Dans toutes les situations théoriques, numériques et expérimentales que nous étudierons par la suite, la teneur en eau initiale du sol,  $\theta_i$ , sera suffisamment différente de  $\theta_0$  pour que la condition  $K_i \ll K_0$  soit très largement respectée. Les équations (6.8a) et (6.9a) se simplifient donc en :

$$A = \frac{2 - \beta}{3} K_0 \quad (6.8b)$$

$$B = \frac{\gamma S_0^2}{r \Delta\theta} + \frac{2 - \beta}{3} K_0 \quad (6.9b)$$

L'estimation d'un temps limite pour l'applicabilité de l'équation (6.7) est rendue difficile par la multiplicité des paramètres du sol mis en jeu et par la complexité de l'équation complète (6.5) dont elle constitue une forme simplifiée. Nous pouvons néanmoins faire ici une remarque sur le comportement à l'infini du flux correspondant qui nous renseigne sur la validité de l'équation (6.7) aux temps longs. La dérivation de l'équation (6.7b) par rapport au temps donne :

$$q = \frac{dl_{3d}}{dt} = \frac{S_0}{2 t^{1/2}} + B \quad (6.10)$$

Quand  $t \rightarrow \infty$ ,  $q \rightarrow B$ , or nous disposons, pour le régime asymptotique, de l'expression de Wooding que nous réécrivons ici sous sa forme combinée avec l'équation de White et Sully (1.45) :

$$q_{\infty} = K_0 + \frac{4 b S_0^2}{\pi r \Delta\theta} \quad (6.11)$$

Si l'identification de B [équation (6.9b)] à  $q_{\infty}$  [équation (6.11)] ne pose pas de problème pour les termes fonction du rayon (si  $b=0.55$  on obtient  $\gamma=0.7$ ), il y a en revanche incohérence pour les termes indépendants du rayon puisque l'on aboutit à l'identité entre A et  $K_0$ . Nous retrouvons ici un paradoxe analogue à celui rencontré au chapitre 1 à propos de l'équation de Philip à deux termes (1.32), l'équation (6.7) n'étant en fait pas applicable au voisinage du régime permanent. La précaution d'utilisation qui nous semble alors minimale est de limiter la durée retenue pour l'ajustement des paramètres  $S_0$  et B sur les données d'un essai d'infiltration, par l'équation (6.7b), à la partie précédant la stabilisation du flux.

Les équations (6.7b), (6.8b) et (6.9b) sont à la base des méthodes de détermination de  $K_0$  que nous proposons dans cette partie, fondées sur l'analyse du régime transitoire des essais infiltrométriques. Pour chacune de ces méthodes, nous aurons à déterminer, pour chaque essai, la valeur des paramètres  $S_0$  et B [pour alléger les notations, nous omettrons souvent dans la suite l'indice 0 pour S et K et l'indice 3d pour I]. L'équation (6.7b) peut être appelée "équation simplifiée du régime transitoire" ; elle sera notée ESRT dans la suite.

### **6.3. Détermination des paramètres S et B dans un cas sans sable de contact**

#### **6.3.1. Introduction**

Plusieurs procédures d'ajustement peuvent être appliquées pour déterminer la valeur des paramètres S et B de l'infiltration tri-directionnelle axisymétrique. Remarquons que le problème que constitue cette détermination est mal conditionné, les paramètres S et B ayant fortement tendance à compenser leurs effets respectifs sur la forme de la courbe d'infiltration cumulée. En effet, le premier étant coefficient de  $t^{1/2}$  et le second, coefficient de t, la diminution de l'un peut être contrebalancée par l'augmentation de l'autre. Il est donc nécessaire d'apporter un soin tout particulier au choix d'une technique d'ajustement, dans l'éventail de possibilités que nous nous proposons de présenter dans les paragraphes qui suivent. Nous étudierons ici le cas réel d'un essai d'infiltration réalisé sans couche de sable de contact puis, au paragraphe suivant, nous verrons les effets possibles de cette couche de contact à travers des exemples théoriques simples.

Soulignons ici le fait que la non indépendance des paramètres S et B ajustés est due au fait qu'ils sont respectivement coefficients de  $t^{1/2}$  et de t, variables à l'évidence non indépendantes, et non pas au fait que S intervienne dans l'expression de B [équation (6.9)]. Le paramètre B étant la somme de deux termes, l'un fonction de S et l'autre pas, le système contient deux degrés de liberté pour deux inconnues (S et K). La valeur ajustée de B n'est donc pas contrainte par la valeur ajustée de S.

La plupart des techniques d'ajustement des paramètres d'une fonction analytique sur un ensemble de points (correspondant généralement aux données expérimentales) reposent sur le critère de minimisation par moindres carrés. Le choix est donc fait, dès le départ, d'une variable explicative x et d'une variable expliquée y. Suivant la forme de la fonction retenue, on procède soit à une régression linéaire, soit à un ajustement non-linéaire (Marquart, 1963). Dans le cas de l'évolution d'une lame infiltrée, I, au cours du temps, t, il est clair que t, connu avec une marge d'erreur négligeable (erreur de lecture du chronomètre) joue le rôle de variable explicative pour I dont les valeurs sont entachées d'une erreur non négligeable (liée à la lecture du niveau d'eau dans un réservoir). Ce choix nous permet d'ajuster la fonction I(t) sous la forme donnée par l'équation (6.7b) pour déterminer S et B.

Nous allons prendre ici, à titre de données de test, les résultats d'une expérience d'infiltration axisymétrique en simple anneau réalisée dans le cadre de l'expérimentation EFEDA II (Haverkamp et al., 1994b). Il s'agit d'un essai d'infiltration sous charge et sans couche de sable de contact.

### **6.3.2. L'essai simple anneau (TOM 6)**

L'objectif de l'expérimentation EFEDA II, réalisée en Espagne sur le site d'EFEDA I (voir chapitre 5) pendant le mois de juin 1994, était d'apporter des réponses à certains problèmes apparus lors de l'analyse des données d'EFEDA I. Il s'agissait en particulier de tenter de boucler le bilan hydrique des zones cultivées en vigne (très abondantes dans cette région), les mesures micro-météorologiques ayant mis en évidence des flux de chaleur latente que ne pouvaient expliquer les très faibles variations d'humidité des couches superficielles du sol. L'objectif du LTHE était de comprendre le fonctionnement hydrodynamique d'une couche de sol calcaire, profonde de 35 à 150 cm, et de mettre en évidence son rôle probable de réserve d'eau pour la vigne.

Sur une surface de  $1.7 \times 4 \text{ m}^2$ , une fosse de 40 cm de profondeur a été creusée afin de mettre à jour la couche de sol calcaire à instrumenter (site TOM 6). Un anneau de 1 m de diamètre a été enfoncé dans le sol de 1.5 cm environ et les fissures ainsi créées, étanchées au mastic. Un dispositif d'alimentation en eau avec un contrôle de niveau dans

l'anneau a été mis en place afin d'imposer en permanence, à la surface du sol, une charge de 48 mm d'eau. L'infiltration a été poursuivie pendant une durée  $t_f=70$  heures pour un volume total infiltré de 780 litres et l'évolution de l'humidité du sol a été suivie par sonde neutronique et tensiomètres. Pendant toute cette durée, l'anneau et le sol environnant ont été protégés de l'évaporation par une bâche.

La courbe d'infiltration cumulée qui nous servira de test et sa dérivée par rapport au temps sont représentées Figure 6.1. Nous allons considérer deux durées différentes, la durée totale de l'essai ( $t_f=70$  heures) et une durée réduite,  $t_r$ , de 11 heures, correspondant à la première journée de mesure et à la fin de laquelle le flux n'est pas stabilisé.

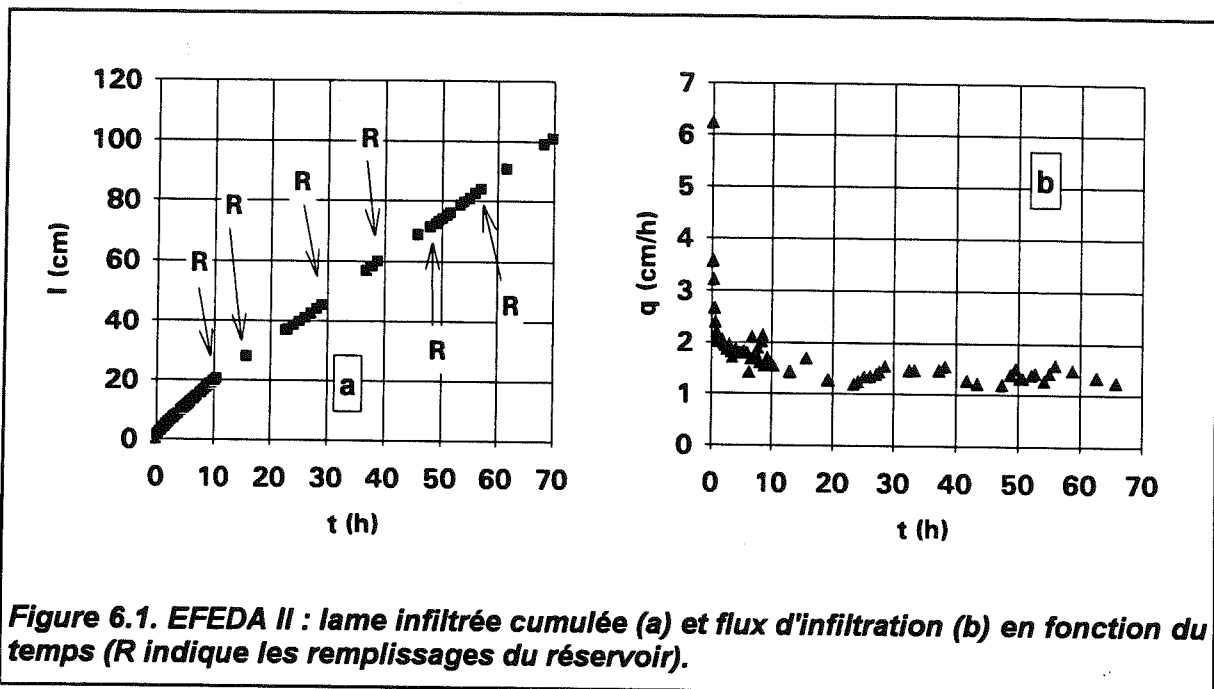


Figure 6.1. EFEDA II : lame infiltrée cumulée (a) et flux d'infiltration (b) en fonction du temps (R indique les remplissages du réservoir).

### 6.3.3. Ajustement sur données cumulées $I(t)$

La démarche la plus naturelle consiste à déterminer  $S$  et  $B$  en ajustant de façon non linéaire la fonction  $I(t)$  [équation (6.7b)] sur les données expérimentales (Bonnell et Williams, 1986 ; Bristow et Savage, 1987). Le critère d'optimisation (Marquart, 1963) est la minimisation de la somme des carrés des écarts entre valeurs calculées,  $\hat{I}$ , et observées,  $I$ . Cette technique s'avère adéquate si l'objectif est de prédire la quantité totale infiltrée [ $I(t_f)=I_f$ ]. En effet, les derniers points de la courbe ( $t$  proche de  $t_f$ ) prennent un poids plus important que ceux correspondant aux temps initiaux, pour un même écart relatif  $\hat{I}/I$ .

Ceci force la courbe ajustée à "se recalcr à droite" sur les points expérimentaux, même si elle s'en écarte dans la région centrale (Figure 6.2). Ceci se traduit par une forte dépendance des paramètres ajustés avec la durée prise en considération,  $t_f$  ou  $t_r$ . Les paramètres S et B ainsi calculés sont donnés dans le tableau 6.1.

durée considérée :	$t_f = 70$ h	$t_r = 11$ h
S (cm/h <sup>1/2</sup> )	2.34	1.75
B (cm/h)	1.16	1.42

Tableau 6.1. Paramètres ajustés sur  $I(t)$  [équation (6.7b)], pour deux durées.

L'ajustement nous semble être de meilleure qualité en prenant en compte la durée réduite  $t_r$ , ce qui ne surprend pas compte tenu de la condition de validité de l'équation (6.7) évoquée au paragraphe 6.2.

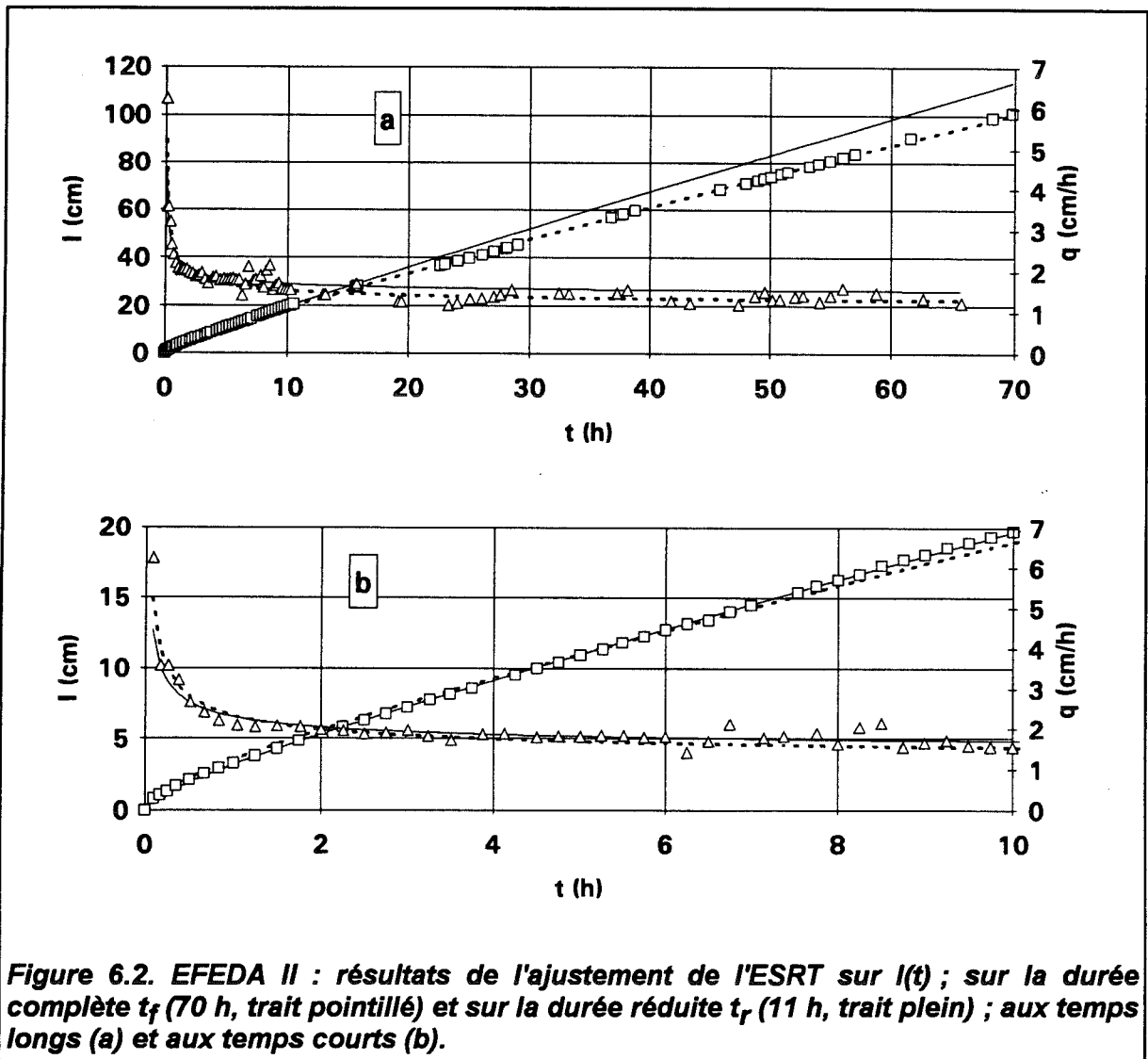


Figure 6.2. EFEDA II : résultats de l'ajustement de l'ESRT sur  $I(t)$  ; sur la durée complète  $t_f$  (70 h, trait pointillé) et sur la durée réduite  $t_r$  (11 h, trait plein) ; aux temps longs (a) et aux temps courts (b).

### 6.3.4. Ajustement sur données cumulées $I/t^{1/2}$

Une méthode assez similaire à la précédente a été proposée par Smiles et Knight (1976), pour la détermination de S, avec l'équation de Philip (1.32), dans le cas monodimensionnel [Remarquons que le problème de la détermination des coefficients de  $t^{1/2}$  et de t se pose de la même manière pour les équations (1.32) et (6.7b)]. L'idée est de diviser I par  $t^{1/2}$ , et de porter les valeurs ainsi obtenues en fonction de  $t^{1/2}$ . D'après l'équation (6.7b), l'allure obtenue doit être linéaire :

$$\frac{I}{t^{1/2}} = S + B t^{1/2} \quad (6.12)$$

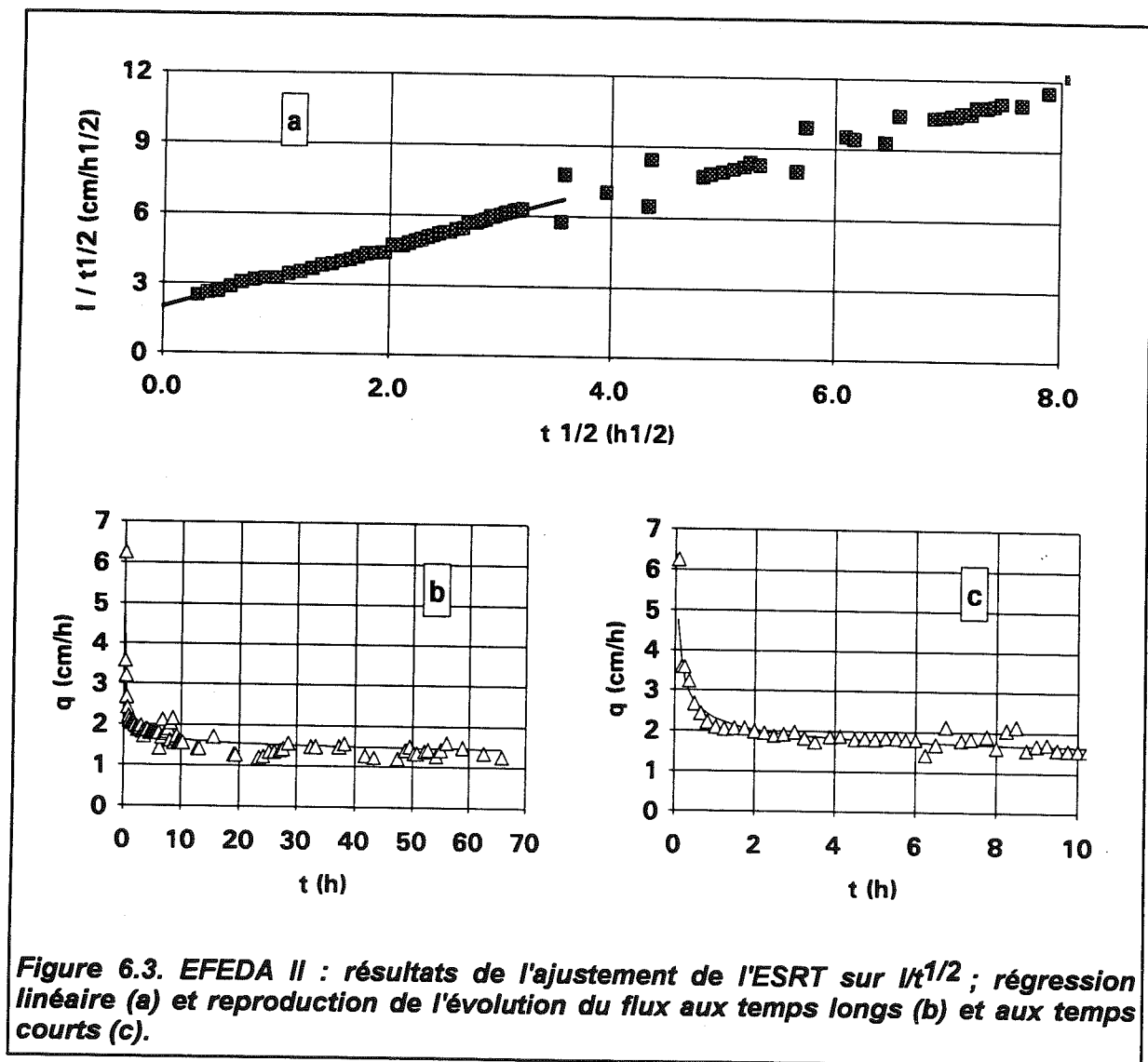


Figure 6.3. EFEDA II : résultats de l'ajustement de l'ESRT sur  $I/t^{1/2}$  ; régression linéaire (a) et reproduction de l'évolution du flux aux temps longs (b) et aux temps courts (c).

Les coefficients S et B peuvent alors être calculés par régression linéaire (Figure 6.3a), ce qui présente trois avantages :

- ① il est possible de juger "à l'oeil" du déroulement de l'essai et de sa représentativité par l'équation (6.7b) selon la qualité de la linéarité obtenue,
- ② les intervalles de confiance sur les coefficients estimés sont aisément calculables,
- ③ un poids comparable est affecté à tous les points de mesure.

La Figure 6.3a montre assez clairement la perte du comportement linéaire pour  $t^{1/2} > 3.3 \text{ h}^{1/2}$  ( $t > 11 \text{ h}$ ). Il n'est donc pas légitime de faire porter l'ajustement de l'équation (6.12) sur une durée supérieure à  $t_r$ , ce qui confirme les résultats obtenus précédemment avec  $l(t)$ . Les résultats figurent dans le tableau 6.2.

durée considérée :	$t_f = 70 \text{ h}$	$t_r = 11 \text{ h}$
S (cm/h <sup>1/2</sup> )	2.26	1.98
B (cm/h)	1.17	1.32

Tableau 6.2. Paramètres ajustés sur  $l/t^{1/2}$  [équation (6.12)], pour deux durées.

Les résultats en termes de prédiction du flux sont présentés Figures 6.3b et c. Ils confirment la capacité de l'équation (6.12) à déterminer très correctement les paramètres S et B. La tendance à la pondération "à droite" de cette deuxième méthode d'ajustement est beaucoup moins marquée que dans le cas précédent (il est vrai que nous avons utilisé ici la durée réduite  $t_r$ ).

Il nous semble donc que ce n'est pas tant le volume total infiltré en lui-même qui est apte à représenter les caractéristiques hydrodynamiques du sol, mais plutôt la forme de la courbe d'infiltration. Aussi est-il intéressant de travailler sur des données dérivées.

### 6.3.5. Ajustement sur données dérivées $dl/dt$

Les résultats de l'ajustement sur les valeurs de flux [équation (6.10)] sont donnés dans le tableau 6.3. Les valeurs de  $q$  expérimentales, correspondant à  $n$  couples de mesure  $l_i-t_i$ , sont calculées par différences centrées :

$$q_i = q(t_i) = \frac{l_{i+1} - l_{i-1}}{t_{i+1} - t_{i-1}} ; \quad i = 2 \dots n-1 \quad (6.13)$$

La reproduction de l'évolution du flux au cours du temps est bien entendu très bonne puisqu'il s'agit d'un ajustement direct mais, à l'inverse du cas de l'ajustement sur  $l(t)$ , les valeurs des paramètres sont très peu sensibles à la durée choisie.

durée considérée :	$t_f = 70$ h	$t_r = 11$ h
S (cm/h <sup>1/2</sup> )	2.44	2.47
B (cm/h)	1.21	1.19

Tableau 6.3. Paramètres ajustés sur  $dl/dt$  [équation (6.10)], pour deux durées.

Ceci s'explique par le fait que le critère d'ajustement utilise les moindres carrés et non les moindres distances. Les points initiaux, situés dans la partie à forte pente de  $q(t)$ , prennent alors un poids très important, la courbe ajustée étant "attirée" à la verticale de ces points. Or il s'agit généralement de valeurs expérimentales peu précises dans la mesure où le flux varie très rapidement en début d'essai. Nous verrons les effets néfastes de l'excès de pondération des points initiaux et du "sacrifice" des points situés à droite dans un cas avec couche de sable de contact au paragraphe 6.4.1.3.

### 6.3.6. Ajustement sur données dérivées $dl/d(t^{1/2})$

Dans l'optique de concilier les avantages des ajustements sur  $dl/dt$  et sur  $l/t^{1/2}$ , l'option que nous proposons consiste à dériver la lame infiltrée par rapport à la racine carrée du temps :

$$p = \frac{\partial l}{\partial t^{1/2}} = S + 2B t^{1/2} \quad (6.14)$$

Les valeurs expérimentales de  $\partial l / \partial t^{1/2}$  (noté  $p$  dans la suite), correspondant à  $n$  couples de mesure  $l_i-t_i$ , sont calculées par différences centrées :

$$p_i = \frac{l_{i+1} - l_{i-1}}{\sqrt{t_{i+1}} - \sqrt{t_{i-1}}} \quad ; \quad i = 2..n-1 \quad (6.15)$$

et affectées à des valeurs de racine carrée du temps calculées par moyennes géométriques,  $\tau_i^{1/2} = \sqrt{\sqrt{t_{i+1}} \cdot \sqrt{t_{i-1}}}$ , plus adaptées surtout si les incréments  $\Delta t$  ne sont pas réguliers.



Comme dans le cas 6.3.4, on doit obtenir une droite en portant  $\partial I / \partial t^{1/2}$  en fonction de  $t^{1/2}$ . Une régression linéaire sur les points obtenus permet de déterminer S et B (Figure 6.4a). Les résultats sont portés dans le tableau 6.4.

durée considérée :	$t_f = 70$ h	$t_r = 11$ h
S (cm/h <sup>1/2</sup> )	2.43	1.72
B (cm/h)	1.21	1.42

Tableau 6.4. Paramètres ajustés sur  $\partial I / \partial t^{1/2}$  [équation (6.14)], pour deux durées.

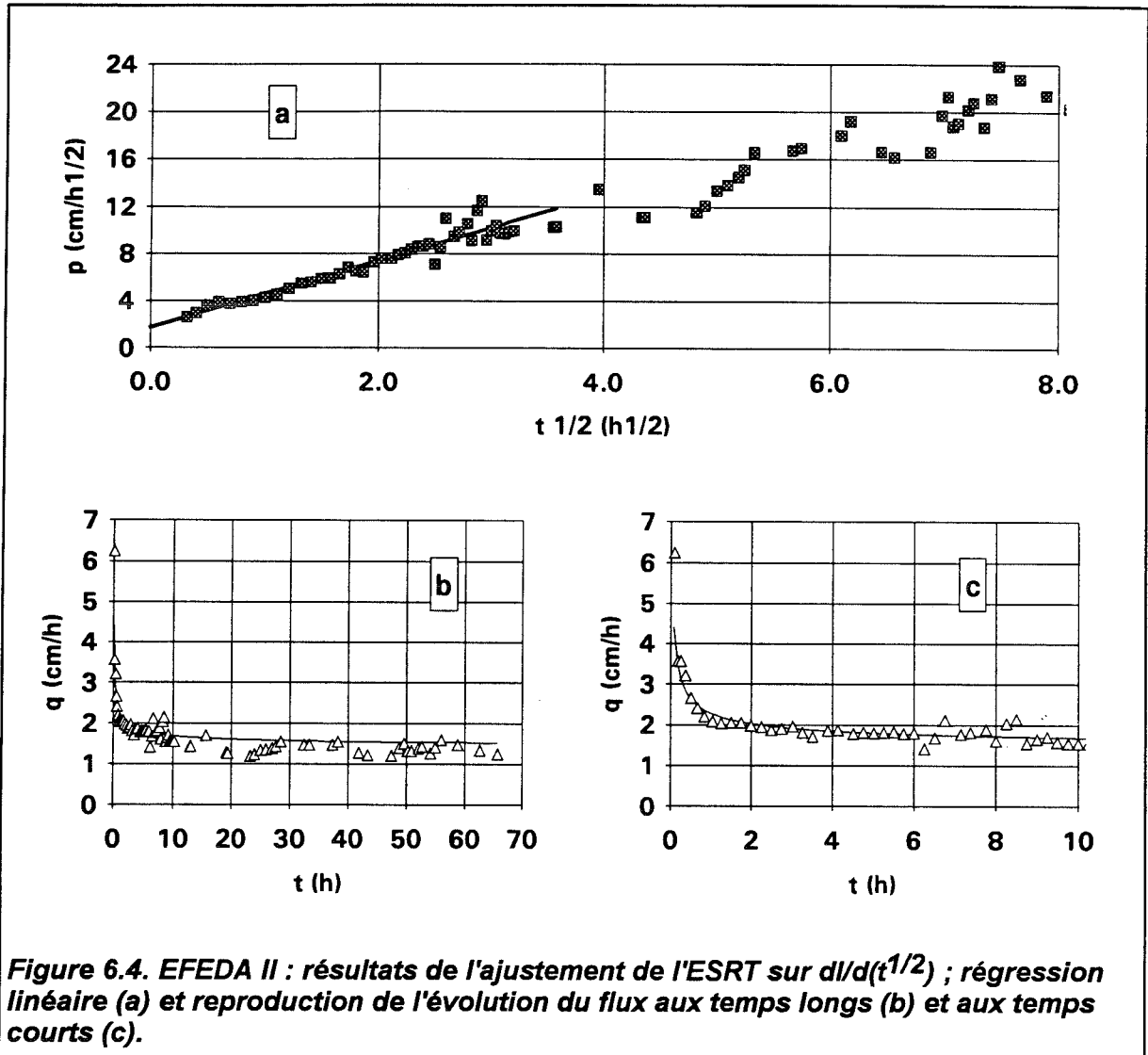


Figure 6.4. EFEDA II : résultats de l'ajustement de l'ESRT sur  $dl/d(t^{1/2})$  ; régression linéaire (a) et reproduction de l'évolution du flux aux temps longs (b) et aux temps courts (c).

Les points étant assez dispersés, ce qui s'explique par le fait qu'il s'agit de dérivées, les paramètres dépendent fortement de la durée prise en considération. Néanmoins, la Figure 6.4a montre assez clairement que l'ajustement sur la durée complète n'est pas légitime, la linéarité devenant pour le moins approximative. Comme dans le cas 6.3.4, le flux est correctement prédit sur les durées  $t_f$  et  $t_p$  (Figures 6.4b et 6.4c).

En conclusion, il nous semble qu'en l'absence de sable de contact, les méthodes d'ajustement sur  $I/t^{1/2}$  et sur  $\partial I / \partial t^{1/2}$  sont les plus adaptées à la détermination des paramètres S et B, celles utilisant I ou  $dI/dt$  étant pénalisées par des effets de pondération peu souhaitables. Les différences sensibles entre les diverses valeurs de S et B obtenues mettent en lumière la difficulté du problème posé, plusieurs jeux de paramètres conduisant à des résultats très proches en termes de lame infiltrée ou de flux d'infiltration. Nous nous proposons maintenant de réévaluer ces techniques dans le cas d'essais réalisés avec un infiltromètre, c'est-à-dire, le plus souvent, avec une couche de sable de contact dans laquelle s'effectue la phase initiale de l'infiltration.

#### **6.4. Le problème de la couche de sable de contact**

Comme nous l'avons dit au chapitre 2, la mise en place de l'infiltromètre in situ exige, dans la plupart des cas, de disposer une couche de sable de quelques millimètres d'épaisseur entre le disque et le sol. Son rôle est d'assurer entre eux le contact hydraulique essentiel à l'application uniforme du potentiel  $h_0$  à la surface du sol, celle-ci étant rarement parfaitement plane. Si l'effet de cette couche de contact sur le régime permanent d'infiltration est généralement négligé, il est clair que le régime transitoire risque d'en être plus ou moins affecté. Les simulations effectuées par Quadri (1993) semblent montrer que l'évolution du flux au cours du temps est effectivement modifiée de façon sensible.

##### **6.4.1. Approche analytique**

###### **6.4.1.1. Modification de l'équation d'infiltration**

Afin de prendre en compte l'effet de la couche de contact dans l'équation d'infiltration (6.7), nous proposons de la modifier en considérant la lame d'eau  $I_0$  infiltrée pendant une durée  $t_0$  dans le sable :

$$I = I_0 + S(t - t_0)^{1/2} + B(t - t_0) \quad (6.16)$$

I étant la lame infiltrée effectivement observée et t, la durée écoulée depuis le départ du chronomètre. Cette équation est applicable pour  $t > t_0$  c'est-à-dire qu'elle décrit le processus d'infiltration dans le sol lui-même. La couche de contact est donc responsable de deux effets :

- ① un décalage en quantité infiltrée, l'opérateur mesurant I et non  $I - I_0$ ,
- ② un décalage en temps, la durée mesurée étant égale à t et non pas à  $t - t_0$ .

Les équations pour  $l/t^{1/2}$  et pour  $p$ , recalculées à partir de l'équation (6.16), deviennent respectivement :

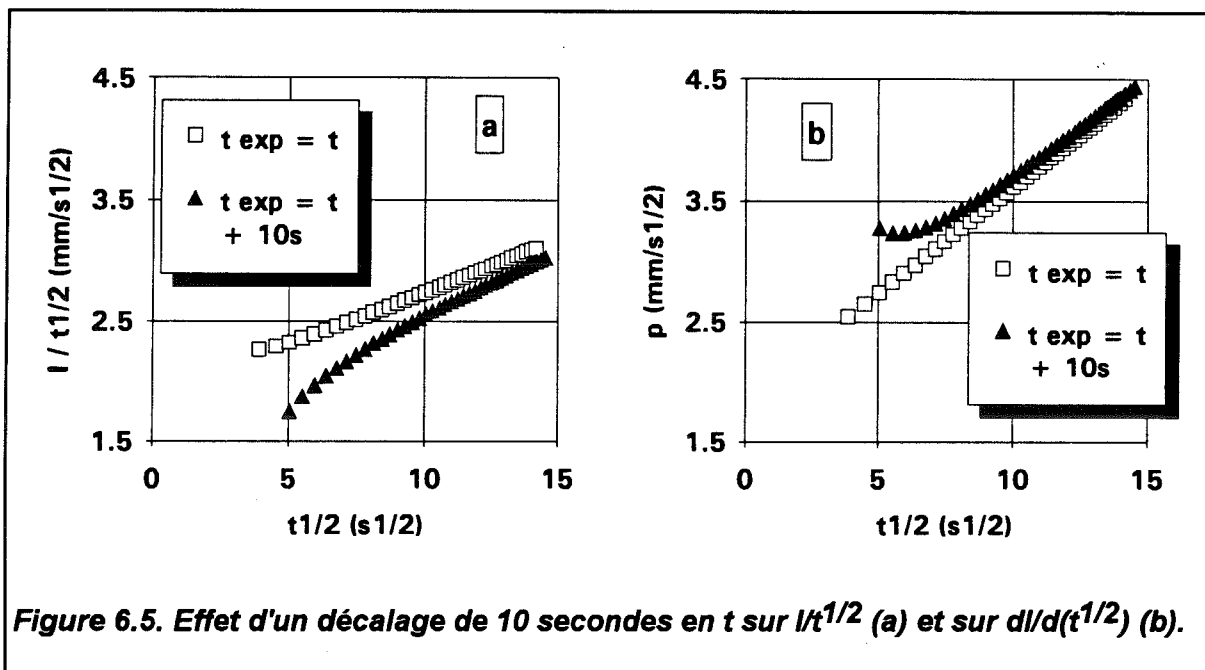
$$\frac{l}{t^{1/2}} = \frac{l_0}{t^{1/2}} + S \left( \frac{t-t_0}{t} \right)^{1/2} + B \left( \frac{t-t_0}{t^{1/2}} \right) \quad (6.17)$$

et

$$\frac{\partial l}{\partial t^{1/2}} = S \left( \frac{t}{t-t_0} \right)^{1/2} + 2B t^{1/2} \quad (6.18)$$

#### 6.4.1.2. Décalage en temps

La représentation du phénomène par l'équation (6.16) est assez simpliste dans la mesure où elle revient à considérer que les processus d'infiltration dans la couche de sable et dans le sol ont lieu successivement sans recouvrement. En réalité, il est probable que l'eau commence à s'infiltrer dans le sol avant que le sable ne soit saturé. Nous reviendrons plus loin sur l'effet de cette approximation. Nous allons considérer ici le cas théorique d'une avance de déclenchement du chronomètre et son effet sur l'allure des points de mesure pour les méthodes de détermination vues au paragraphe 6.3.



Nous allons prendre l'exemple d'une série  $l-t$  obtenue en appliquant l'équation (6.7) pour le sable de Grenoble (caractéristiques données au chapitre 3, tableau 3.1) avec  $r=125$  mm,  $\theta_i \approx 0$ ,  $h_0=0$  et  $\gamma=0.75$  ( $\beta=0.511$  avec ces données). Les valeurs de  $t$  sont ensuite artificiellement incrémentées d'une valeur fixe,  $t_0$ , choisie égale à 10 secondes, durée qui, par expérience, nous semble être un ordre de grandeur possible du temps d'infiltration dans la couche de sable. Alors que les courbes de lame infiltrée et de flux sont simplement décalées à droite, les droites  $l/t^{1/2}=f(t^{1/2})$  et  $p=f(t^{1/2})$  [équations (6.12) et (6.14)] sont déformées (Figure 6.5). Dans le premier cas, les valeurs de  $l/t^{1/2}$  sont sous-estimées puisque  $t$  est surestimé, dans le second, les valeurs de  $p$  sont surestimées car les différences  $\sqrt{t_{i+1}} - \sqrt{t_{i-1}}$  sont, elles, sous-estimées. La déformation est moins marquée dans le second cas du fait que l'on travaille avec des différences [voir équations (6.17) et (6.18)].

#### 6.4.1.3. Décalage en quantité infiltrée

Le sable choisi pour servir de couche de contact sous l'infiltromètre étant généralement de conductivité et sorptivité élevées (par rapport à celles du sol), l'effet de  $l_0$  dans l'équation (6.16) a toutes chances d'être plus important que celui de  $t_0$ . Il est clair [équations (6.17) et (6.18)] que la méthode fondée sur  $l/t^{1/2}$  risque d'être fortement perturbée par le terme d'infiltration initial dans le sable  $l_0$  tandis que les dérivées  $\partial l / \partial t^{1/2}$  ne le sont pas. Néanmoins, ceci n'est vrai que dans l'hypothèse de processus d'infiltration dans le sable et dans le sol ne se recouvrant pas dans le temps. En réalité, ces deux phénomènes se superposent très probablement en partie. Nous allons donc nous intéresser ici au cas théorique d'un flux d'infiltration évoluant progressivement de sa valeur dans le sable,  $q_a$ , à sa valeur dans le sol,  $q_b$ .

Nous avons retenu pour les caractéristiques du sable, celles du sable de Grenoble (GS) et pour le sol à caractériser, celles du "Silt Loam G.E.3" (SL, voir chapitre 3). Leurs conductivité et sorptivité à saturation sont rappelées ici dans le tableau 6.5. Les sorptivités sont calculées par l'expression de Parlange (1975) [équation (1.38)]. Enfin, nous avons pris un rayon de 125 mm et une constante  $\gamma$  égale à 0.75.

sol :	GS	SL
S (mm/s <sup>1/2</sup> )	1.86	0.782
K (mm/s)	4.3E-2	5.7E-4

Tableau 6.5. Paramètres de l'équation d'infiltration (6.7) pour "Grenoble Sand" (GS) et "Silt Loam" (SL).

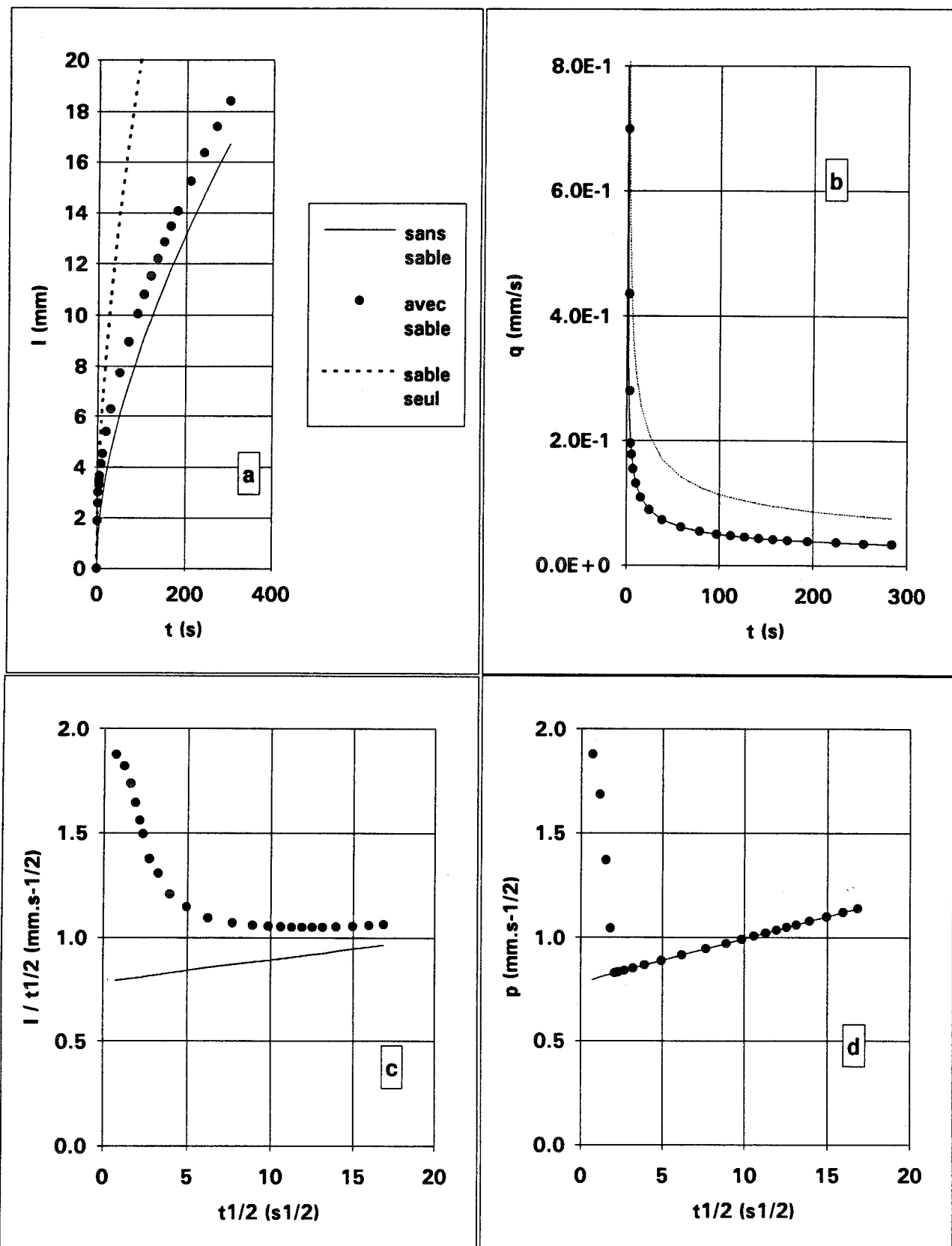


Figure 6.6. Effet théorique d'une couche de contact sur la lame infiltrée cumulée (a), sur le flux (b), sur  $I/t^{1/2}$  (c) et sur  $dl/d(t^{1/2})$  (d) ; infiltration dans le sable seul (trait pointillé), dans le sol sans couche de sable (trait plein) et dans le sol avec couche de sable (points).

Le rapport des sorptivités du sable et du sol étant de 2.4, cette association ne constitue pas un cas extrême. L'évolution du flux  $q_a$  (monodimensionnel) dans le sable est calculée par l'équation de Philip (1.33), celle du flux axisymétrique  $q_b$  dans le sol (sans sable), par l'équation (6.7). Un flux réel,  $q$ , est ensuite calculé suivant le principe donné dans le tableau 6.6.

Il est clair que les coefficients du tableau 6.6 sont assez arbitraires mais ils nous paraissent refléter une situation réaliste, la quantité  $I_0$  ainsi infiltrée dans le sable étant de 1.7 mm, ce qui correspond, par exemple, à une couche de sable de 3.8 mm d'épaisseur et de porosité 0.45.

t (s)	flux "réel" q
0 à 1	$q_a$
1 à 2	$0.8xq_a + 0.2xq_b$
2 à 3	$0.5xq_a + 0.5xq_b$
3 à 4	$0.2xq_a + 0.8xq_b$
> 4	$q_b$

Tableau 6.6. Principe de calcul du flux q perturbé par la couche de sable

Les évolutions de la lame infiltrée, du flux, et des rapports  $I/t^{1/2}$  et  $\partial I / \partial t^{1/2}$  sont représentées Figure 6.6. Comme il était prévisible, la courbe d'infiltration cumulée (Figure 6.6a) est décalée vers le haut, tandis que la perturbation du flux est à peine décelable (Figure 6.6b). L'ajustement des paramètres S et B sur  $I(t)$  ou sur  $q(t)$ , sans tenir compte de la couche de sable, donne des résultats fortement erronés (tableau et Figure 6.7) ruinant toute utilisation ultérieure en vue de l'estimation de la conductivité. Les coefficients B obtenus sont négatifs, ce qui est dû à un effet de compensation de la forte surestimation de S (fréquente dans le cas d'essais réels).

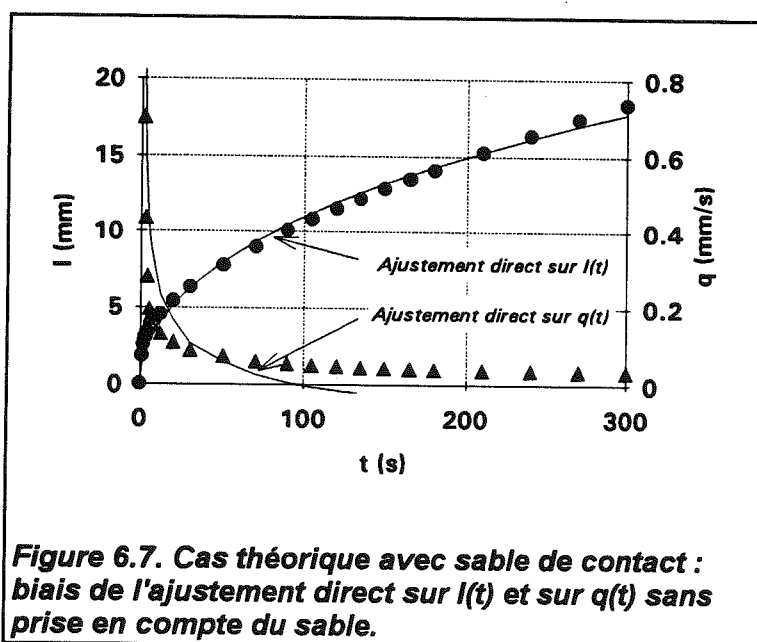


Figure 6.7. Cas théorique avec sable de contact : biais de l'ajustement direct sur  $I(t)$  et sur  $q(t)$  sans prise en compte du sable.

La valeur de S obtenue dans le cas de l'ajustement sur  $q(t)$  est même supérieure à celle du sable ; ce paradoxe apparent s'explique par le fait que le passage progressif de la sorptivité du sable à celle du sol exagère la décroissance de  $q(t)$  (Figure 6.7), dont le poids est entièrement porté par le terme en  $t^{-1/2}$  de l'équation (6.10) (donc par S).

L'ajustement direct sur  $l(t)$  ou  $q(t)$  est donc tout à fait exclu, à moins d'une connaissance précise - et donc d'une mesure in situ - de la quantité  $l_0$  (celle-ci peut être faite indirectement en mesurant la quantité de sable, de porosité connue, interposée entre le disque et le sol, mais cette estimation de  $l_0$  n'est pas précise).

Les larges erreurs faites sur S et B s'expliquent par l'importance du terme  $l_0$  dans le cas de l'ajustement sur  $l(t)$  et par la très forte pondération sur les points initiaux - représentatifs du sable et non du sol - dans cas de l'ajustement sur  $q(t)$ . Les valeurs de  $l/t^{1/2}$  sont inexploitable (Figure 6.6c), ce qui, là encore, s'explique par l'importance du terme en  $l_0$  dans l'équation (6.17).

	S (mm/s <sup>1/2</sup> )	B (mm/s)
fit sur $l(t)$ :	1.20	- 1.02E-2
fit sur $q(t)$ :	2.28	- 1.23E-1
valeurs vraies :	0.815	1.15E-2

Tableau 6.7. Paramètres obtenus par ajustement sur  $l(t)$  [équation (6.7b)] et sur  $q(t)$  [équation (6.10)]; cas avec sable de contact.

Seule la méthode d'ajustement sur  $\partial l / \partial t^{1/2} = f(t^{1/2})$  s'avère utilisable (Figure 6.6d), à condition d'éliminer les points de la partie initiale décroissante. Notons enfin que ni  $l(t)$  ni  $q(t)$  ne révèlent, par leur allure monotone, l'existence d'une phase initiale particulière du régime d'infiltration. Même si l'on souhaite prendre en compte la couche de sable, aucun élément ne permet, sur ces courbes, de déterminer le nombre de points à éliminer en début d'essai. La représentation de l'essai sous la forme  $p(t^{1/2})$ , en exagérant les anomalies survenant pendant le processus d'infiltration, agit donc comme un révélateur de l'applicabilité ou non de l'équation en somme d'un terme en  $t^{1/2}$  et d'un terme en  $t$ . En ce sens, elle constitue, pour les essais infiltrométriques, un test sévère.

#### 6.4.2. Approche numérique

Les problèmes posés par la couche de sable ont été évoqués dans la thèse de Quadri (1993). Cet auteur s'est intéressé à la comparaison entre les évolutions du flux d'infiltration dans les cas avec et sans couche de contact et ce, par simulation numérique. Il parvient ainsi à montrer que le flux d'infiltration est significativement plus important et ce, sur toute la durée du processus, dans une configuration avec sable de contact. Cet effet assez surprenant s'explique par le fait que Quadri a limité son étude au cas d'un seul couple potentiel imposé-épaisseur de sable, ces deux valeurs étant prises à 5 mm. L'effet observé est donc celui d'une différence de potentiel imposé et non l'effet de la couche de sable en elle-même. L'écart de potentiel entre les deux situations, environ 5 mm, est à corriger du gradient dans la couche de contact [1 à 2 mm selon Quadri (1993)]. C'est-à-dire

que dans la configuration sans sable, la pression à la surface du sol est de -5 mm, tandis qu'avec couche de contact, elle est de -1 à -2 mm. Dans la pratique, la différence d'élévation de l'appareil par rapport au sol responsable de cet effet peut être corrigée par l'expérimentateur au niveau du vase de Mariotte, surtout lorsque l'on travaille aussi près de la saturation. Si le potentiel imposé est, en valeur absolue, grand devant l'épaisseur du sable, cette correction devient superflue. Les effets qu'il nous semble plus intéressant d'observer sont, pour un même potentiel à la surface du sol :

① celui de la résistance hydraulique introduite par la couche de sable, effet qui est susceptible au contraire de diminuer le flux d'infiltration, surtout pendant la phase transitoire,

② celui du retard d'infiltration effective dans le sol.

Le temps de saturation de la couche de sable a été évalué analytiquement par Quadri (1993) à moins d'une seconde, sur la base du premier terme de l'équation d'infiltration de Philip, c'est-à-dire, d'un transfert fondé sur la sorptivité seule du matériau ( $S=1.87 \text{ mm/s}^{1/2}$ ). Si cet ordre de grandeur est tout-à-fait correct du point de vue analytique (la gravité joue certainement un rôle négligeable), il nous semble pourtant peu réaliste dans la mesure où les effets d'amorce du processus d'infiltration, de piégeage d'air éventuel et de contact entre disque et sable ne sont pas pris en compte (cf. § 6.4.4). Or, si ces effets peuvent être négligés à l'échelle de temps d'un essai infiltrométrique complet, il n'en va certainement pas de même à l'échelle de la seconde. Nous verrons au paragraphe suivant que le temps de saturation du sable est très probablement plus important. Il nous semble que dans l'objectif d'une estimation de ce temps, l'approche numérique n'est pas l'outil adéquat.

En revanche, les simulations numériques de Quadri (1993) lui ont permis d'observer l'évolution du potentiel  $h_{int}$  à l'interface sable-sol. Parmi les exigences de l'expérimentateur, figure en effet celle d'un potentiel  $h_0$  transmis aussi rapidement que possible à l'interface sable-sol. Toujours pour une épaisseur de 5 mm, Quadri montre que pendant une phase initiale d'environ 100 secondes,  $h_{int}$  augmente très rapidement vers sa valeur asymptotique puis évolue par la suite très lentement. Il semble néanmoins, d'après la figure IV-32 fournie par cet auteur, que pendant la phase initiale, l'écart entre les pressions au sommet et à la base de la couche de contact ne soit que de l'ordre du centimètre.

Enfin, Quadri (1993) a testé numériquement l'effet d'un dépassement extérieur de 2.5 cm de la surface de sable par rapport à celle du disque et montré qu'une telle erreur de protocole expérimental pouvait avoir des conséquences assez désastreuses sur l'estimation de la conductivité. Ceci renforce l'intérêt d'utiliser un gabarit à la taille du disque (comme nous l'avons proposé au chapitre 2) lors de la dépose du sable de contact. Notons que



cette erreur peut être estimée très simplement en considérant que la couche de contact, très conductive, est pratiquement transparente vis-à-vis de l'écoulement dans le sol, c'est-à-dire que le potentiel imposé à la base du disque est à peu près transmis à la base de la couche de contact. Ainsi, le potentiel est imposé sur une surface effective plus grande que celle de l'infiltromètre. Une couche de sable dépassant de 2.5 cm le pourtour du disque entraîne une surestimation du flux surfacique de 45% pour le rayon 125 mm et de 160% pour le rayon 40 mm. Cette surestimation différentielle suivant le rayon est très susceptible d'entraîner, si l'on applique la méthode multi-rayons, une valeur de K négative, ce que Quadri obtient d'ailleurs numériquement. [Soulignons qu'à moins d'une erreur grossière de manipulation, un dépassement de 2.5 cm est tout-à-fait irréaliste].

Le problème de la couche de contact a fait l'objet du stage de Fournier (1994). Cet auteur a modifié un code numérique d'infiltration axisymétrique mis au point par B.E. Clothier en y introduisant la possibilité d'interposer une couche de sable entre le disque et le sol. En effectuant des simulations avec trois sols de textures diverses, Fournier conclut que les flux simulés avec et sans sable sont à peine discernables.

#### **6.4.3. Approche expérimentale**

Afin de tenir compte d'un certain nombre de phénomènes difficilement modélisables (effets d'amorce du processus d'infiltration, piégeage d'air éventuel, contact entre disque et sable), nous avons procédé à l'étude en laboratoire de l'infiltration dans une couche de sable identique à celle mise en place in situ. Le matériau utilisé ici est le sable ayant servi de couche de contact pour les essais réalisés dans le cadre de l'expérimentation HAPEX-Sahel. Ne disposant pas au Niger d'un sable de type Fontainebleau de granulométrie homogène, nous avons utilisé un sable disponible sur place (noté SN dans la suite) de granulométrie assez hétérogène. Les particules de taille supérieure à 0.5 mm sont éliminées par tamisage.

L'approche que nous avons testée en laboratoire consiste à épandre sur un support une couche de sable SN d'épaisseur comparable à celle des conditions de terrain et de procéder à un essai d'infiltration dans cette couche. Le support utilisé est une plaque percée de nombreux orifices afin de ne pas faire obstacle à l'air. Une toile poreuse (diamètre des pores, 25  $\mu\text{m}$ ) est interposée entre le sable et le support afin que le sable ne s'échappe pas par ces orifices. Le sable est versé de façon approximativement uniforme à l'intérieur d'un gabarit à la taille du disque et la couche est aplanie à la taloche, par étapes, jusqu'à obtenir une surface tout-à-fait plane. Notons que cette opération tend à réorganiser les particules de manière non homogène et à faire émerger les plus grosses, ce qui n'est

pas favorable au contact hydraulique, surtout à faible potentiel (ainsi, à -180 mm de pression imposée, l'infiltration ne s'amorce pas).

En procédant à cette opération à l'intérieur de récipients de volume connu et en tassant le sable de façon similaire, nous avons pu estimer sa densité à 1.65 environ.

L'infiltromètre à disque est ensuite déposé sur la couche de sable en ayant soin de reproduire les gestes effectués sur le terrain dans le cadre d'essais réels. Les volumes infiltrés sont notés jusqu'à ce que l'infiltration s'arrête, le potentiel du sable ayant atteint la valeur imposée par l'appareil. Le disque est alors retiré en prenant garde de ne pas apporter d'excès d'eau (voir chapitre 2) et la teneur en eau du sable est mesurée par prise d'échantillons puis pesée-séchage (nous aurons besoin de cette grandeur pour l'analyse des essais sur croûtes, partie III).

A l'évidence, la condition limite inférieure étant celle d'un flux nul, cette approche ne correspond pas à la situation réelle où la couche de sable recouvre un milieu poreux perméable. Elle constitue un cas extrême, sans doute voisin de celui d'un essai d'infiltration sur sol très peu perméable [ce type d'essai a d'ailleurs été réalisé avec les infiltromètres à disque, e.g. Vauclin et al., 1993 ; Angulo Jaramillo et al., 1994b]. Nous avons choisi d'utiliser 200 g de sable SN pour le disque de rayon 125 mm ce qui correspond à une épaisseur de 2.5 mm, et avons procédé à 3 répétitions pour 4 potentiels, -10, -40, -70 et -100 mm (valeurs retenues pour les essais HAPEX-Sahel).

Les durées totales d'infiltration,  $t_s$ , sont fortement dépendantes du potentiel  $h_0$  (Figure 6.8a). Elles vont de 50 secondes pour  $h_0 = -10$  mm jusqu'à plus de 5 minutes pour  $h_0 = -100$  mm. L'importance de ces durées s'explique par le très faible volume d'eau infiltré en fin d'essai alors que l'équilibre de pression est atteint de manière asymptotique. Il est plus opportun de considérer ici le temps au bout duquel 80%, par exemple, du volume d'eau a été infiltré, les 20 % restants, très "étalés" dans le temps, ayant peu d'effet dans le cas d'un essai réel. On obtient alors des durées "effectives" d'influence de la couche de sable qui varient de 5 secondes à 2 minutes suivant le potentiel.

Les teneurs en eau à l'équilibre sont représentées Figure 6.8b. Là encore, on observe une forte dépendance vis-à-vis du potentiel  $h_0$ , la teneur en eau variant de 0.36 à 0.22. Ces valeurs sont compatibles avec la densité apparente estimée à 1.65 qui correspond à une porosité de 0.38 pour une densité de solide de 2.65. [la densité de solide peut en fait être supérieure en présence d'oxydes de fer, fréquents dans les sols tropicaux et qui expliqueraient la coloration rouge du sable que nous avons utilisé]. Cette dépendance de  $\theta$  quasiment linéaire en  $h$  ainsi que la valeur élevée de la densité apparente indiquent assez bien l'hétérogénéité du matériau que nous avons utilisé.

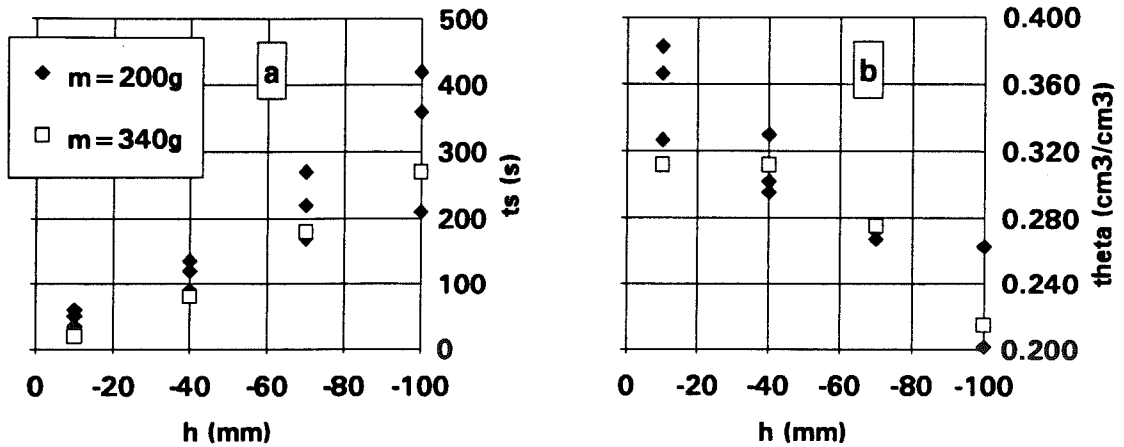


Figure 6.8. Infiltration dans une couche de sable SN : temps de saturation  $t_s$  (a) et teneur en eau finale (b) en fonction du potentiel imposé.

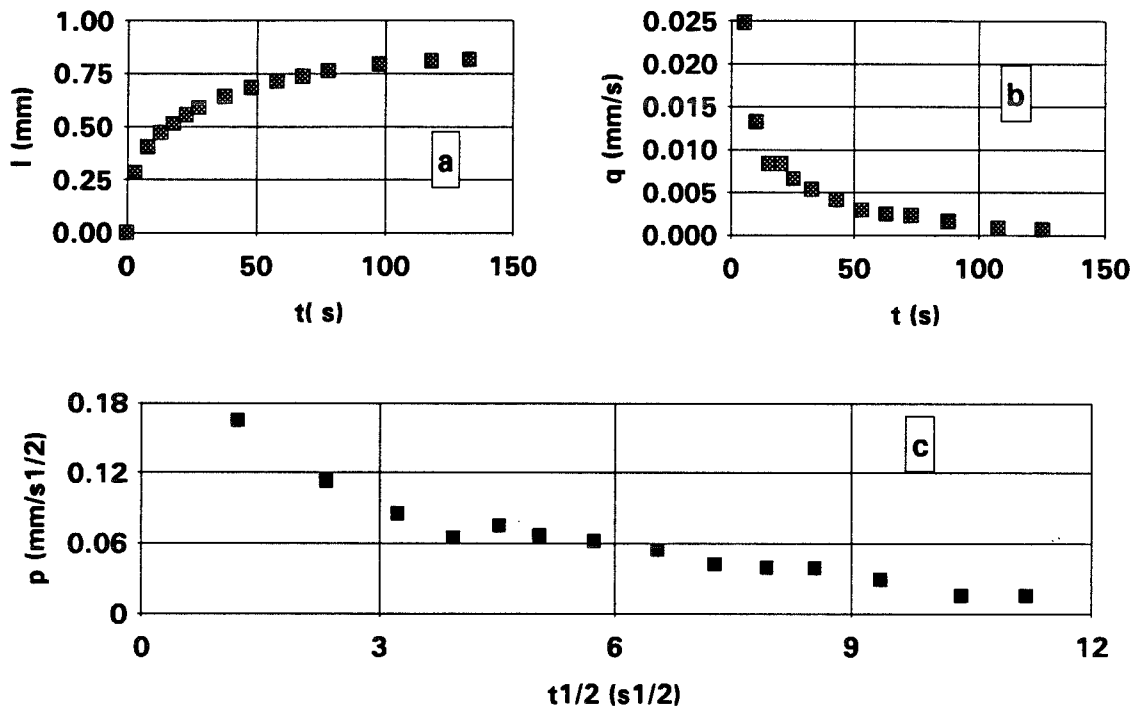


Figure 6.9. Infiltration dans une couche de sable SN : lame infiltrée cumulée (a), flux d'infiltration (b) et  $dl/d(t^{1/2})$  (c).

Ces valeurs de temps d'influence et de teneur en eau ont été obtenues pour une quantité de sable fixée arbitrairement à 200 g. Nous avons procédé à des essais identiques avec des quantités de 340 g, soit une couche de 4.2 mm d'épaisseur. S'il semble normal que la teneur en eau ne soit pas modifiée (Figure 6.8b), il est plus surprenant en revanche de constater que la durée totale d'infiltration est pratiquement inchangée (Figure 6.8a). Il

semble donc que, sur sol peu conducteur et avec ce sable de contact, le facteur important ne soit pas la quantité de matériau utilisé mais le potentiel appliqué.

La Figure 6.9 présente l'évolution de  $l$ ,  $q$  et  $p$  en fonction du temps pour l'un des essais réalisés ( $h_0 = -40$  mm). Bien qu'un tiers seulement du volume total soit infiltré pendant le premier pas de temps de 5 secondes (Figure 6.9a), la représentation sous la forme  $p(t^{1/2})$  permet de visualiser le fait que ce laps de temps est suffisant pour que le front d'imbibition atteigne la base imperméable de la couche de sable. En effet, cette courbe est monotone décroissante (Figure 6.9c) alors qu'elle doit être croissante tant que le niveau imperméable n'est pas atteint.

Ceci indique que la couche de contact est effectivement très rapidement "traversée" par le front d'infiltration mais que sa saturation complète peut demander un temps considérablement plus long. L'hypothèse de processus d'infiltration distincts et successifs dans le sable et dans le sol n'est donc pas légitime, avec ce matériau tout au moins.

Nous venons de voir le cas d'une couche de contact surmontant un milieu imperméable. Le cas représentant l'autre extrême consiste à considérer la cinétique d'infiltration dans une couche de sable d'épaisseur semi-infinie. Le processus peut alors être décrit analytiquement en ne considérant, sur un laps de temps court, que la seule sorptivité du matériau (de l'ordre de  $2 \text{ mm/s}^{1/2}$  par exemple). Le temps de saturation d'une épaisseur de sable donnée est alors approximativement proportionnel au carré de cette épaisseur ( $l \approx S \cdot t^{1/2}$ ).

Schématiquement, on peut donc distinguer deux situations limites :

- a. la couche de contact recouvre un matériau très peu perméable et  $t_s$  ne dépend pas de l'épaisseur de la couche,
- b. la couche de contact recouvre un matériau très perméable et  $t_s$  varie comme le carré de l'épaisseur de la couche.

On voit donc que, dans la pratique, la durée pendant laquelle le processus d'infiltration dans le sol est significativement perturbé par l'imbibition dans la couche de sable de contact ne pourra être raisonnablement prédite de manière simple, dans la mesure où elle dépend fortement des propriétés hydrodynamiques du sol sous-jacent. Nous nous en tiendrons par conséquent à une estimation empirique fondée sur la forme de la courbe  $p(t^{1/2})$ .

#### 6.4.4. Discussion et conclusions

Les effets néfastes de la couche de sable de contact, généralement ignorés lors de l'analyse du régime permanent, doivent être pris en compte pour une étude du régime transitoire d'infiltration. Les décalages en temps et surtout en volume infiltré que cette couche est susceptible d'induire semblent condamner les techniques d'ajustement des paramètres  $S$  et  $B$  autres que celle reposant sur les dérivées de  $I$  par rapport à  $t^{1/2}$ . La diminution du potentiel  $h_0$  imposé à l'interface sable-sol, approximativement égale à l'épaisseur  $e$  de sable, doit être corrigée si l'on travaille à un potentiel proche de cette épaisseur.

Le temps d'influence de la couche de contact ne nous semble pas pouvoir être estimé à partir de simulations numériques. La principale raison à cet inadéquation est liée au recouvrement dans le temps des phases d'infiltration dans le sable et dans le sol. En d'autres termes, on ne peut, dans une couche de matériau d'épaisseur inférieure au centimètre, faire l'hypothèse d'un processus d'infiltration "piston". Plusieurs phénomènes peuvent être invoqués pour expliquer l'importance de ce recouvrement :

- l'existence de pores de tailles très différentes au sein du matériau si celui-ci n'est pas de granulométrie homogène,
- la mise en contact "difficile" du disque et du sable (à faible potentiel surtout), en particulier si la base du disque n'est pas parfaitement plane et si les pores les plus gros se trouvent à la surface,
- le piégeage d'air au centre de la couche de contact, l'imbibition s'amorçant préférentiellement sur les bords du disque [ceci a été également observé par d'autres expérimentateurs, J.-P. Gaudet, comm. pers.]

Il semble donc assez illusoire de prédire des quantités  $I_0$  et  $t_0$  [équations (6.16) à (6.18)] représentant avec précision le phénomène observé, ces quantités étant dépendantes du sol sous-jacent à la couche de sable. L'importance du choix d'un "bon" sable de contact (e.g. S31 plutôt que SN) n'en est que renforcée.

Afin de pouvoir procéder à une détermination des paramètres  $S$  et  $B$  (par la méthode décrite au paragraphe 6.3.6) lors de l'analyse d'un essai d'infiltration perturbé par une couche de contact, nous proposons de procéder comme suit :

- ① On suppose connus la masse de sable de contact ainsi que sa densité et sa teneur en eau au potentiel  $h_0$  imposé, ce qui permet d'estimer la quantité d'eau infiltrée dans cette couche ( $I_0$ ). L'abscisse sur la courbe  $I(t)$  du point d'ordonnée  $I_0$  donne une estimation acceptable du terme  $t_0$  dans l'équation (6.18) (la forte pente initiale de  $I(t)$  est favorable à la qualité de cette estimation).

② On fait l'hypothèse qu'il existe un temps d'influence,  $t_i$ , supérieur à  $t_0$ , au bout duquel l'évolution dans le temps de la lame infiltrée avec sable de contact est parallèle à celle que l'on aurait obtenue en l'absence de sable de contact (Figure 6.6a), mais décalée de  $t_0$ . Le flux d'infiltration n'est alors plus perturbé de manière significative.

③  $t_i$  peut être raisonnablement bien estimé par l'abscisse du minimum de la courbe  $p(t^{1/2})$  (voir Figure 6.6d). Les mesures qui précèdent cet instant, perturbées par la couche de contact, ne sont pas prises en compte dans l'analyse de  $p(t^{1/2})$ . Ainsi, on attribue à la seule influence du sable de contact la décroissance initiale de cette courbe. [Nous argumenterons cette position par l'observation des nombreux essais in situ et en laboratoire dont nous disposons. Signalons ici que tous les essais réalisés avec couche de contact présentent ce minimum de  $p(t^{1/2})$  tandis que tous ceux réalisés sans couche de contact en sont exempts].

④ L'importance du terme  $t_0$  dans l'équation (6.18) diminue suffisamment vite, par rapport à l'erreur faite sur l'estimation de sa valeur, pour que la détermination des coefficients S et B ne soit pas compromise.

La vérification de la légitimité de ces hypothèses mériterait, à notre sens, la conception et la réalisation d'une étude expérimentale en laboratoire consacrée à cet objectif. Nous n'avons pu l'entreprendre dans le cadre de notre travail. La principale difficulté d'une telle étude réside dans la nécessité d'une identification, au cours du temps, des volumes infiltrés dans la couche de contact et dans le sol.

### 6.5. Poids relatifs des termes de l'équation simplifiée du régime transitoire (ESRT)

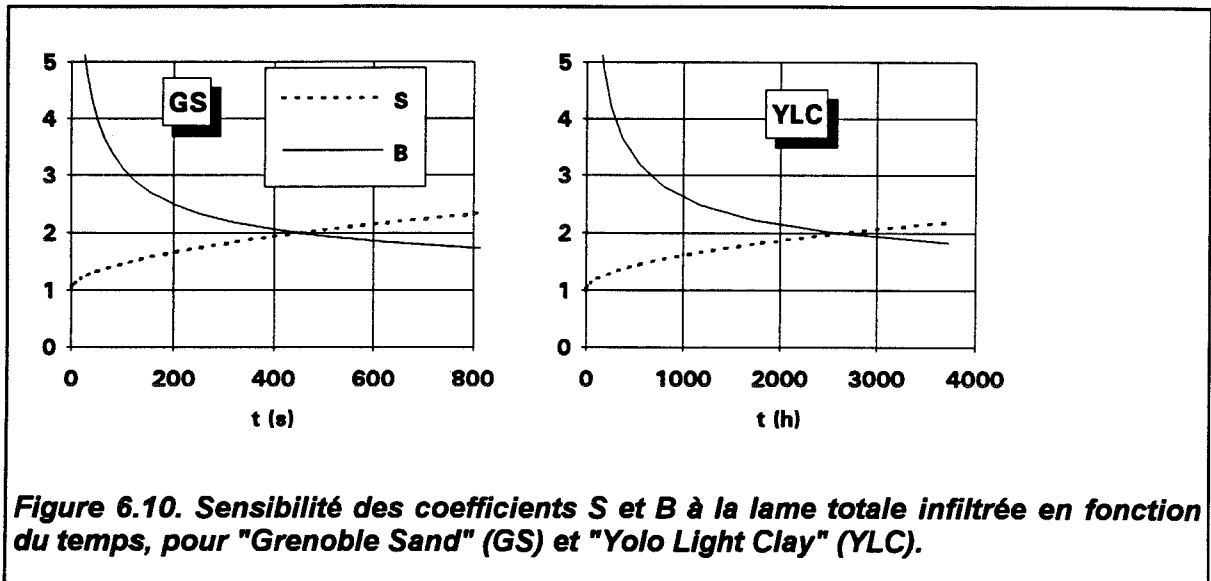
L'importance relative des termes en  $t^{1/2}$  et en  $t$ , qui dépend bien entendu de la durée d'infiltration prise en considération, peut être déterminée par une analyse de sensibilité. La sensibilité de l'estimation des coefficients S et B aux variations de I dans l'ESRT peut être estimée par les rapports respectifs des dérivées logarithmiques :

$$\frac{I dS}{S dI} = 1 + \frac{B}{S} t^{1/2} \quad (6.19)$$

$$\frac{I dB}{B dI} = 1 + \frac{S}{B} \frac{1}{t^{1/2}} \quad (6.20)$$

Bien entendu, la sensibilité de S à I croît avec le temps, à mesure que le poids du terme en  $t^{1/2}$  dans l'ESRT diminue et inversement, la sensibilité de B à I décroît. Les variations de ces sensibilités au cours du temps sont représentées, pour GS et YLC, Figure 6.10. Il apparaît que le premier terme de l'ESRT ( $S t^{1/2}$ ) représente la part majoritaire du volume

total infiltré pendant une durée d'environ 400 secondes pour GS, 2500 heures pour YLC. Une estimation précise de S n'est donc pas illusoire.



**Figure 6.10. Sensibilité des coefficients S et B à la lame totale infiltrée en fonction du temps, pour "Grenoble Sand" (GS) et "Yolo Light Clay" (YLC).**

Une forte valeur de S, pour une valeur de K donnée, n'augmente pas nécessairement l'importance du terme  $[S t^{1/2}]$  par rapport au terme  $[B t]$  puisque S intervient, par son carré, dans l'expression de B [équation (6.9b)]. L'importance du premier terme sera maximale quand le rapport S/B est maximal, avec :

$$\frac{S}{B} = \frac{S}{\frac{\gamma S^2}{r \Delta \theta} + A} \quad (6.21)$$

La valeur de S qui maximise ce rapport, est donnée par :

$$\frac{\partial}{\partial S} \left( \frac{S}{B} \right) = 0 \quad (6.22)$$

L'ordonnée à l'origine de la droite  $p(t^{1/2})$  est alors maximale par rapport à sa pente. Il est facile de vérifier que la valeur optimale de S,  $S_{opt}$ , ainsi définie s'exprime par :

$$S_{opt} = \sqrt{\frac{r \Delta \theta A}{\gamma}} \quad (6.23)$$

La condition (6.23) fournit une relation théorique optimale entre S et A, pour un rayon donné, en vue de la détermination de S par ajustement sur un essai d'infiltration. Par le paramètre  $\beta$ , elle se ramène à une condition entre S et K. Notons que la relation (6.23),

obtenue en dérivant  $S/B$  par rapport à  $S$  à  $r$  constant, ne fournit pas une valeur de  $r$  optimale pour  $S$ ,  $A$  et  $\Delta\theta$  donnés : l'expression de  $B$  [équation (6.9b)] montre clairement que  $S/B$  est d'autant plus grand que  $r$  est grand. L'emploi d'un grand rayon de source permet donc, avec n'importe quel sol, d'optimiser la précision de l'estimation de  $S$ .

La Figure 6.11 montre un exemple des variations avec  $S$  du rapport  $S/B$  pour les paramètres  $A$  et  $\Delta\theta$  de GS avec  $h_0=0$ . Remarquons que la chute de ce rapport quand  $S$  diminue en deçà de  $S_{opt}$  est très rapide alors que la pente est assez douce quand  $S > S_{opt}$ . Les régions situées à gauche et à droite de la droite joignant les maximums des courbes correspondant aux différents rayons peuvent être respectivement qualifiées de domaines "gravitaire" et "capillaire latéral" selon le terme dominant du paramètre  $B$ . L'équation de la droite frontière est donnée par la combinaison des équations (6.21) et (6.23) :

$$\left(\frac{S}{B}\right)_{\max} = \frac{S_{opt}}{2A} \quad (6.24)$$

Elle correspond à une importance égale entre les termes "vertical gravitaire" [ $A \cdot t$ ] et "latéral capillaire" [ $(\gamma \cdot S^2)/(r \cdot \Delta\theta) \cdot t$ ] de l'ESRT ( $B=2A$ ).

Pour un sol donné, il est donc intéressant de savoir dans quel domaine on se trouve. Le tableau 6.8 compare la sorptivité "vraie" calculée par l'expression de Parlange (1975) [équation (1.38)] à la valeur théorique optimale  $S_{opt}$  (pour  $r=125$  mm et pour  $\theta_i \approx 0$ ) pour un certain nombre de sols dont les paramètres VGBC sont donnés dans Fuentes et al. (1992).

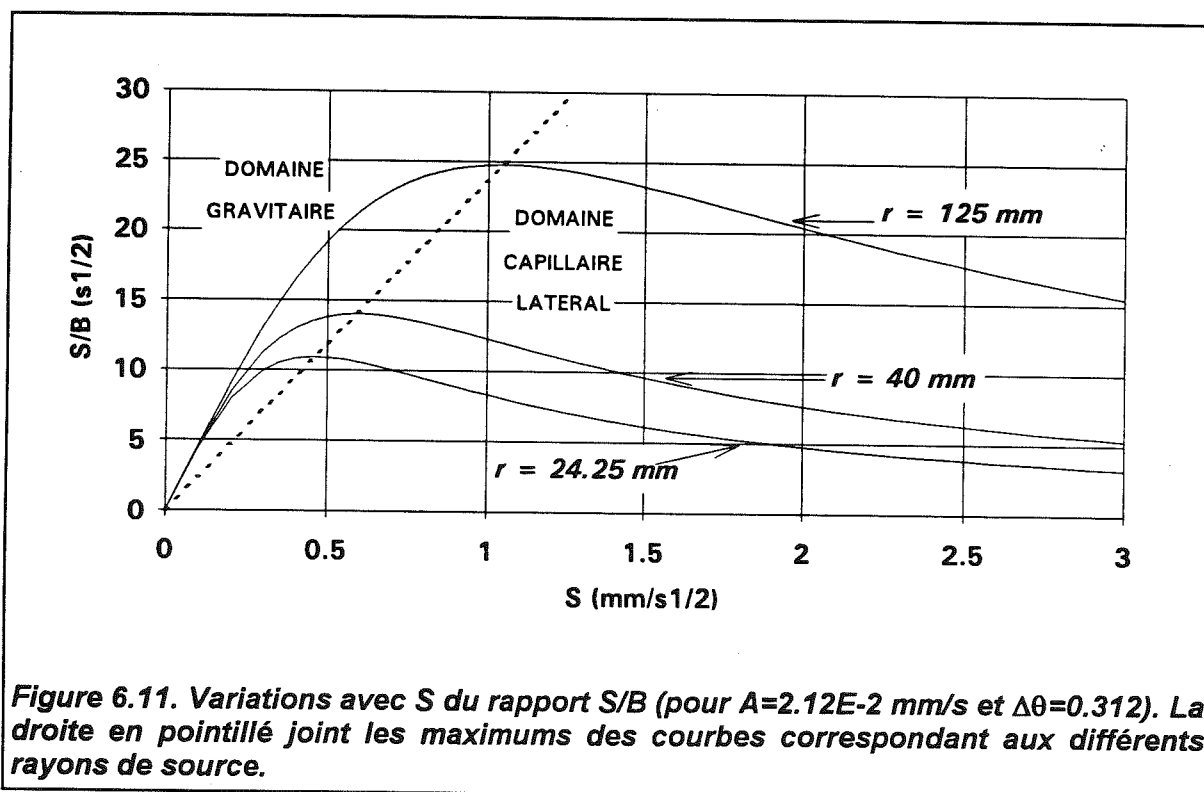


Figure 6.11. Variations avec  $S$  du rapport  $S/B$  (pour  $A=2.12E-2$  mm/s et  $\Delta\theta=0.312$ ). La droite en pointillé joint les maximums des courbes correspondant aux différents rayons de source.



	$h_0=0$		$h_0=-150$ mm	
	S (mm/s <sup>1/2</sup> )	S <sub>opt</sub> (mm/s <sup>1/2</sup> )	S (mm/s <sup>1/2</sup> )	S <sub>opt</sub> (mm/s <sup>1/2</sup> )
Grenoble Sand (GS)	1.86	1.05	0.66	0.47
Yolo Light Clay (YLC)	0.189	0.061	0.139	0.046
Silt Loam G.E.3 (SL)	0.78	0.124	0.74	0.121
Guelph Loam (GL)	1.11	0.303	0.90	0.279
Beit Nefota Clay (BN)	0.114	0.012	0.110	0.012
Sellingen Loam (Se)	0.49	0.190	0.32	0.126
Columbia Silt (CS)	0.44	0.127	0.35	0.106

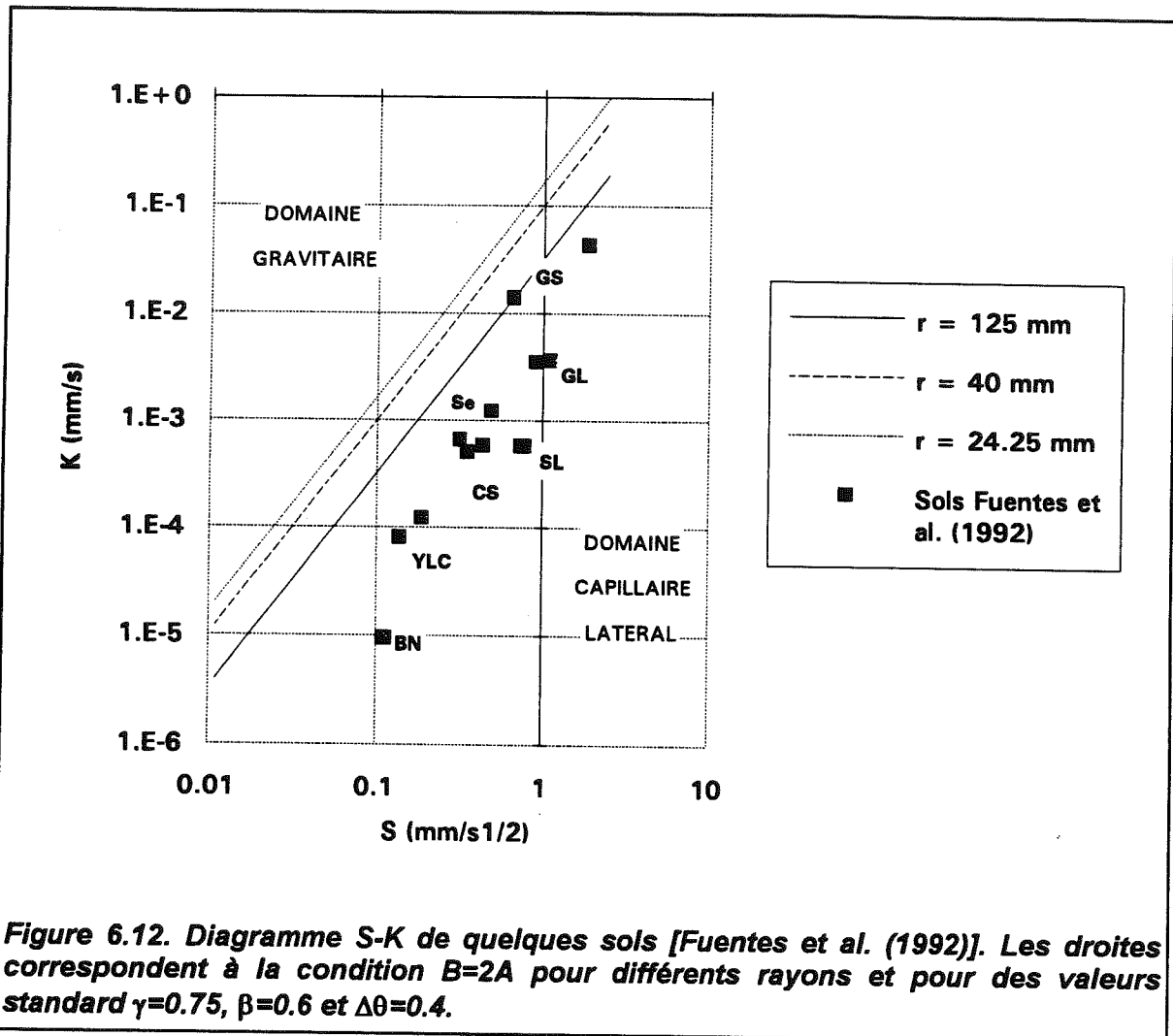
Tableau 6.8. Sorptivité réelle [S, équation (1.38)] et théorique optimale [S<sub>opt</sub>, équation (6.23)] pour quelques sols et deux valeurs de potentiel imposé, avec  $r=125$  mm.

Il apparaît que, pour la plupart des sols décrits par le formalisme VGBC, la sorptivité est supérieure à sa valeur optimale pour  $r=125$  mm. Ces sols se trouvent donc dans le domaine capillaire latéral de la Figure 6.11 où le rapport S/B chute assez lentement quand S augmente. Il est donc légitime de chercher à déterminer S par l'analyse des temps courts de l'infiltration et ceci doit être fait avec un disque de rayon maximal.

En revanche, nous sommes en droit, à ce stade, d'être pessimistes sur nos chances ultérieures de déterminer A, et donc K, avec précision. En effet, ces résultats indiquent que le terme gravitaire [A t] de l'ESRT sera en général dominé, non pas tant par le terme [S t<sup>1/2</sup>], dont l'importance relative décroît avec le temps, mais par le terme latéral  $[(\gamma S^2)/(r \Delta\theta) t]$  dont l'importance est dans un rapport constant avec [A t], ces deux termes étant linéaires en t. Une longue durée d'infiltration augmente donc peu la part de la conductivité dans le processus. Ceci est à rapprocher de nos résultats du chapitre 4 concernant le faible poids du terme gravitaire K dans l'expression du flux en régime permanent de Wooding (cf. § 4.3.1). Nous avons vu que cet effet était plus marqué avec YLC qu'avec GS. Nous pouvons expliquer cette différence grâce aux valeurs de sorptivité du tableau 6.8, indiquant que le rapport S/S<sub>opt</sub> est, suivant le potentiel, de 1.4 à 1.8 pour GS et de 3 à 3.1 pour YLC.

La Figure 6.12 présente, en fonction de S et de K (et pour des valeurs "standard" arbitraires  $\gamma=0.75$ ,  $\beta=0.6$  et  $\Delta\theta=0.4$ ) les frontières des domaines gravitaire et capillaire latéral - correspondant à la condition (6.23) - pour les rayons des disques disponibles au LTHE. Nous avons porté sur ce graphique les sols du tableau 6.8 (aux potentiels  $h_0=0$  et -150 mm) qui appartiennent tous au domaine capillaire latéral. Ce graphique, néanmoins, n'est qu'approximatif puisqu'il ne prend pas en compte les différences de  $\beta$  et de  $\Delta\theta$  suivant les sols et les potentiels. Malgré tout, il permet, du point de vue des ordres de grandeur, de

visualiser le fait que, pour une gamme de sols "standard", l'augmentation de la conductivité par rapport à la sorptivité se fait suffisamment vite pour que l'on se rapproche de la frontière quand K et S augmentent ensemble. En effet, la frontière correspondant à un rayon donné (linéaire en log-log) reflète une relation de proportionnalité entre K et  $S^2$  ; il semble (Figure 6.12) que l'exposant soit plutôt compris entre 2 et 3 [Youngs (1981) propose même une relation de proportionnalité entre  $K_S$  et  $S^4$ ].



Une approche plus précise consiste à considérer, pour chaque couple sol-potentiel, le jeu de paramètres complet, S, K,  $\beta$  et  $\Delta\theta$  (avec  $\gamma=0.75$ ) et de déterminer le rayon minimal  $r_m$  nécessaire pour se situer dans le domaine gravitaire. D'après l'équation (6.23) :

$$r_m = \frac{3 \gamma S^2}{(2 - \beta) K \Delta\theta} \quad (6.25)$$

Les valeurs de  $r_m$  sont données dans le tableau 6.9. Elles sont très supérieures aux rayons d'infiltromètres utilisables dans la pratique et ce, presque indépendamment du potentiel  $h_0$ .

	$h_0=0$	$h_0=-150$ mm
Grenoble Sand (GS)	390	240
Yolo Light Clay (YLC)	1210	1130
Silt Loam G.E.3 (SL)	5000	4700
Guelph Loam (GL)	1660	1310
Beit Nefota Clay (BN)	11100	10800
Sellingen Loam (Se)	920	880
Columbia Silt (CS)	1670	1540

Tableau 6.9. Rayon minimal  $r_m$  (mm) [équation (6.25)] pour quelques sols et deux valeurs de potentiel imposé.

Il semble donc qu'avec la plupart des sols obéissant au formalisme VGBC, en régime transitoire comme en régime permanent, la mesure directe de la conductivité avec un infiltromètre à disque est rendue difficile par le fait que le phénomène mis en jeu est principalement lié à l'effet latéral de la capillarité et non à l'effet vertical de la gravité. In situ, le problème se pose probablement de manière moins cruciale avec des sols "structurés" pour lesquels le rapport  $K/S$  est habituellement plus important. D'autre part, les mesures in situ ne sont pas effectuées sur un sol parfaitement sec, ce qui peut, si la teneur en eau initiale est importante, réduire sensiblement la sorptivité pour une valeur de conductivité inchangée.

Le problème est alors de savoir si le formalisme VGBC, d'une part, et l'échantillon de sols que nous avons retenu, d'autre part, sont représentatifs des sols "en place", souvent structurés, que l'on rencontre in situ. Nous nous attacherons par conséquent à confronter nos résultats au diagramme de la Figure 6.12 dans la suite de notre étude (chapitre 8).

## 6.6. Validation de l'ESRT sur essais simulés

### 6.6.1. Détermination des paramètres $S$ et $B$

Nous avons pu voir au paragraphe 6.3.2 un exemple d'essai d'infiltration axisymétrique, réalisé in situ, correctement décrit par une équation à deux termes, l'un en  $t^{1/2}$ , l'autre en  $t$ . Cela ne nous offre pourtant pas la garantie d'applicabilité de l'ESRT puisque les valeurs réelles des paramètres  $S$  et  $B$  ne sont pas connues. Tout au plus peut-on dire, pour cet essai, qu'il existe des coefficients  $S$  et  $B$  ad hoc pour appliquer l'ESRT sous la forme (6.7b). Entre ces paramètres d'ajustement obtenus de manière empirique et les valeurs correspondant aux "véritables" sorptivité et conductivité du sol, la différence

peut être notable. Il est donc indispensable de vérifier que les coefficients S et B ajustés sont raisonnablement proches des expressions théoriques intervenant dans l'ESRT.

Dans cet objectif, nous nous proposons ici de travailler sur des essais simulés, pour lesquels la conductivité, la sorptivité et le paramètre  $\beta$  sont connus a priori. Nous avons donc utilisé à nouveau le code 3DFLOW (cf. chapitre 2) avec les deux sols déjà retenus pour les essais simulés du chapitre 4, "Grenoble Sand" (GS) et "Yolo Light Clay" (YLC). Les essais ont été simulés avec  $h_i = -10^8$  m, pour des rayons  $r$  de 125, 40 et 24.25 mm et des potentiels appliqués  $h_0$  de 0, -10, -40, -70, -100 et -150 mm. Les valeurs théoriques des paramètres S, K,  $\beta$ , A et B (avec  $\gamma=0.75$ ) sont donnés dans les tableaux 6.10 et 6.11 [pour des raisons de commodité, nous notons  $B_x$  le paramètre B correspondant à un rayon de  $x$  mm]. Les sorptivités sont calculées par l'expression de Parlange (1975) [équation (1.38)].

$h_0$ (mm)	0	-10	-40	-70	-100	-150
S (mm/s <sup>1/2</sup> )	1.86	1.78	1.55	1.29	1.02	0.660
K (mm/s)	4.27E-2	4.27E-2	4.12E-2	3.60E-2	2.78E-2	1.42E-2
$\beta$	0.51	0.55	0.68	0.79	0.86	0.94
A (mm/s)	2.12E-2	2.06E-2	1.81E-2	1.45E-2	1.06E-2	5.02E-3
$\Delta\theta$ (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	0.312	0.312	0.310	0.304	0.293	0.265
$B_{125}$ (mm/s)	8.77E-2	8.16E-2	6.46E-2	4.74E-2	3.19E-2	1.49E-2
$B_{40}$ (mm/s)	2.29E-1	2.11E-1	1.63E-1	1.17E-1	7.71E-2	3.58E-2
$B_{24.25}$ (mm/s)	3.64E-1	3.35E-1	2.58E-1	1.84E-1	1.20E-1	5.59E-2

Tableau 6.10. Valeurs théoriques des paramètres de l'ESRT pour "Grenoble Sand".

$h_0$ (mm)	0	-10	-40	-70	-100	-150
S (mm/s <sup>1/2</sup> )	0.189	0.185	0.175	0.165	0.155	0.139
K (mm/s)	1.23E-4	1.23E-4	1.20E-4	1.12E-4	1.02E-4	8.16E-5
$\beta$	0.91	0.94	1.0	1.0	1.0	1.0
A (mm/s)	4.47E-5	4.35E-5	4.00E-5	3.73E-5	3.40E-5	2.72E-5
$\Delta\theta$ (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	0.495	0.495	0.494	0.490	0.485	0.473
$B_{125}$ (mm/s)	4.78E-4	4.58E-4	4.12E-4	3.71E-4	3.31E-4	2.72E-4
$B_{40}$ (mm/s)	1.40E-3	1.34E-3	1.20E-3	1.08E-3	9.63E-4	7.93E-4
$B_{24.25}$ (mm/s)	2.28E-3	2.18E-3	1.96E-3	1.76E-3	1.57E-3	1.29E-3

Tableau 6.11. Valeurs théoriques des paramètres de l'ESRT pour "Yolo Light Clay".

Le choix d'une durée d'infiltration,  $t_f$ , pour les essais simulés est délicat. Elle doit être aussi courte que possible afin que l'ESRT soit applicable et suffisamment longue pour que

l'ajustement des paramètres S et B sur la droite  $p(t^{1/2})$  soit fait avec précision. D'autre part, le volume de sol échantillonné doit être assez grand pour être représentatif. Si des considérations expérimentales peuvent aider à trouver un compromis (e.g. épaisseur de sol qu'il est souhaitable de prendre en compte, homogénéité, uniformité du profil initial d'humidité), ce choix ne peut être qu'arbitraire dans le cadre d'essais simulés. Suivant l'idée de Smettem et al. (1995), nous avons estimé la durée correspondant approximativement au temps nécessaire pour imbiber une épaisseur de sol  $e=150$  mm, suivant l'expression :

$$t_{\text{exp}} = \frac{e^2 (\Delta\theta)^2}{S^2} \quad (6.26)$$

Ce qu'il nous semble important de souligner ici est que  $t_f$  doit être sensiblement inférieur à  $t_{\text{grav}}$  [équation (1.46)] qui est l'échelle de temps nécessaire pour approcher le régime permanent d'infiltration.

La condition de non application de l'ESRT au voisinage du régime asymptotique (cf. § 6.2) s'en trouve alors respectée. En choisissant  $t_f = t_{\text{exp}}$ , cette condition est mieux respectée à saturation que pour  $h_0 = -150$  mm (tableau 6.12). Dans ce second cas et pour GS,  $t_{\text{exp}}$  est même supérieur à  $t_{\text{grav}}$ . Afin d'uniformiser les temps d'essai pour un sol donné (ce qui facilite les comparaisons ultérieures), nous avons fixé  $t_f$  pour tous les potentiels à la valeur de  $t_{\text{exp}}$  obtenue pour  $h_0 = 0$ , soit 0.18 h pour GS et 43 h pour YLC.

	$t_{\text{exp}}$ (h)	$t_{\text{grav}}$ (h)
GS, $h_0=0$	0.18	0.53
GS, $h_0=-150$ mm	1.01	0.60
YLC, $h_0=0$	43	645
YLC, $h_0=-150$ mm	72	806

Tableau 6.12. Temps expérimental,  $t_{\text{exp}}$  [équation (6.26)] et temps gravitaire,  $t_{\text{grav}}$ , pour deux potentiels  $h_0$  et pour "Grenoble Sand" (GS) et "Yolo Light Clay" (YLC).

Enfin, les résultats de l'ajustement sur  $p(t^{1/2})$  sont sensibles, par effet de pondération, à l'échantillonnage des points de mesure (ici, simulés) dans le temps. Afin d'avoir des points répartis de façon homogène, nous avons ré-échantillonné les valeurs issues de la simulation en incréments réguliers de  $t^{1/2}$  [il s'agit d'une situation plus conforme à la réalité dans la mesure où, sur le terrain, l'incrément de temps entre les lectures de niveau du réservoir augmente assez considérablement à mesure que le flux diminue].

Les résultats de simulation sont présentés Figure 6.13, sous la forme  $p=f(t^{1/2})$  [équation (6.14)], pour les deux sols, pour les rayons extrêmes (125 et 24.25 mm) et pour  $h_0=0$ . La linéarité est excellente dans tous les cas ce qui autorise une détermination sans ambiguïté des paramètres S et B pour chaque essai (des résultats analogues sont obtenus avec les autres potentiels et avec le rayon intermédiaire). Les estimations des paramètres S et B, obtenues par régression linéaire de p sur  $t^{1/2}$  [équation (6.14)] sont comparées avec les valeurs vraies Figures 6.14 (GS) et 6.15 (YLC). [Les valeurs numériques et les erreurs relatives sont données en Annexe A2]. On note, pour la sorptivité, une tendance nette à la sous-estimation (-9 à -15 % pour GS ; +2 à -8 % pour YLC). Par effet de compensation, le paramètre B est, pour sa part, plutôt surestimé pour GS (+5 à +17%) mais estimé quasiment sans erreur (+1.5 à -2.6 % pour YLC). Les résultats s'améliorent aux faibles potentiels mais les différences de sur- ou sous-estimation suivant le rayon sont peu marquées. Nous tenterons d'expliquer ces écarts au paragraphe suivant.

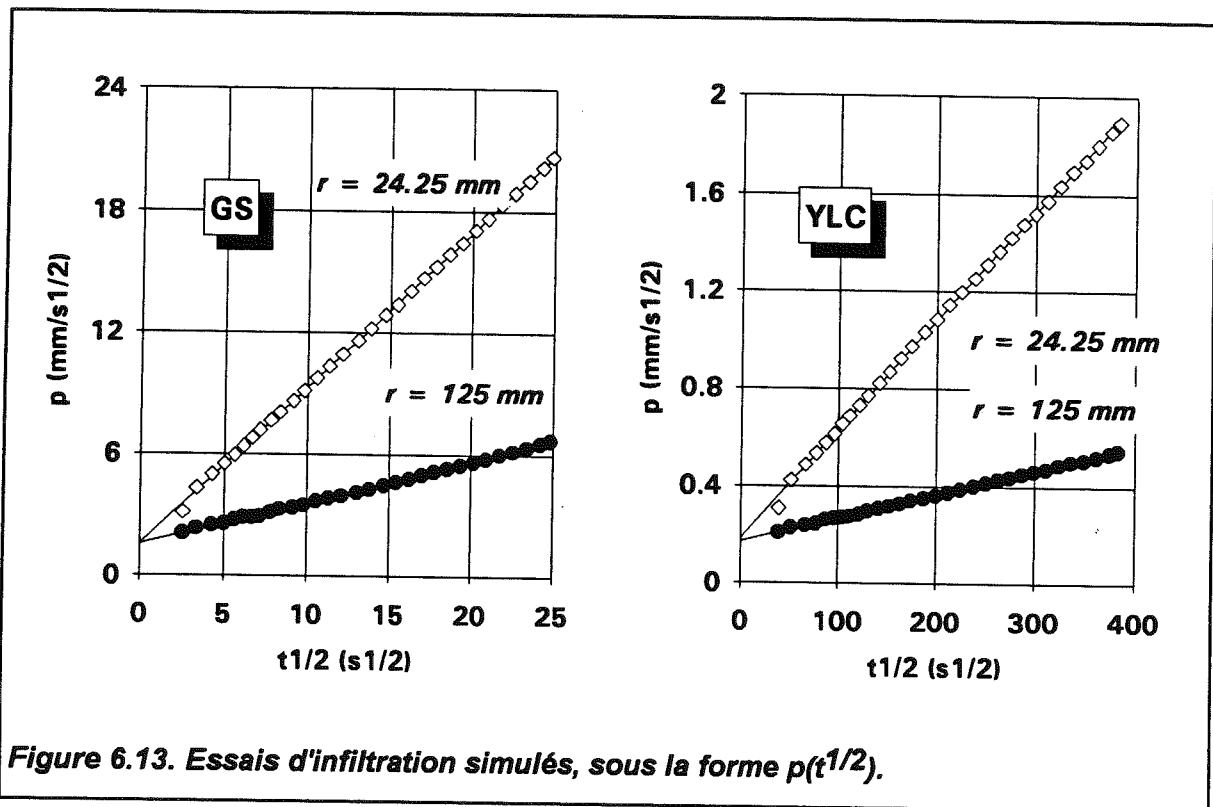


Figure 6.13. Essais d'infiltration simulés, sous la forme  $p(t^{1/2})$ .

Il est important de noter ici que ces résultats valident le fait que le terme en  $t^{1/2}$  de l'ESRT est approximativement indépendant du rayon de la source. Les différences entre les estimations de S obtenues avec les différents rayons sont au maximum de 5 % pour GS et de 10 % pour YLC, tandis que les différences entre les valeurs de B des différents rayons sont d'un facteur 2 à 4. Ceci confirme le résultat de Smettem et al. (1994) selon lequel la lame infiltrée  $l_{3d}-l_{1d}$  liée à l'effet de bord axisymétrique est bien représentée par un terme proportionnel au temps.

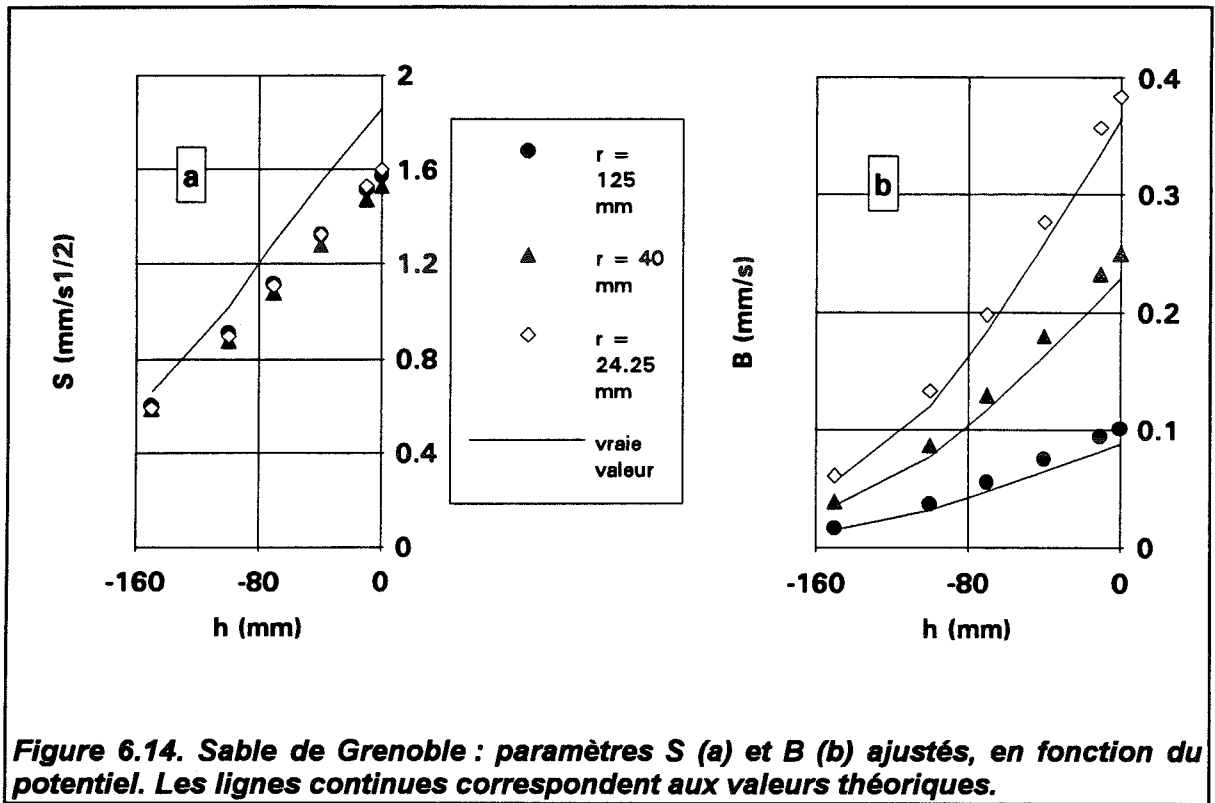


Figure 6.14. *Sable de Grenoble* : paramètres  $S$  (a) et  $B$  (b) ajustés, en fonction du potentiel. Les lignes continues correspondent aux valeurs théoriques.

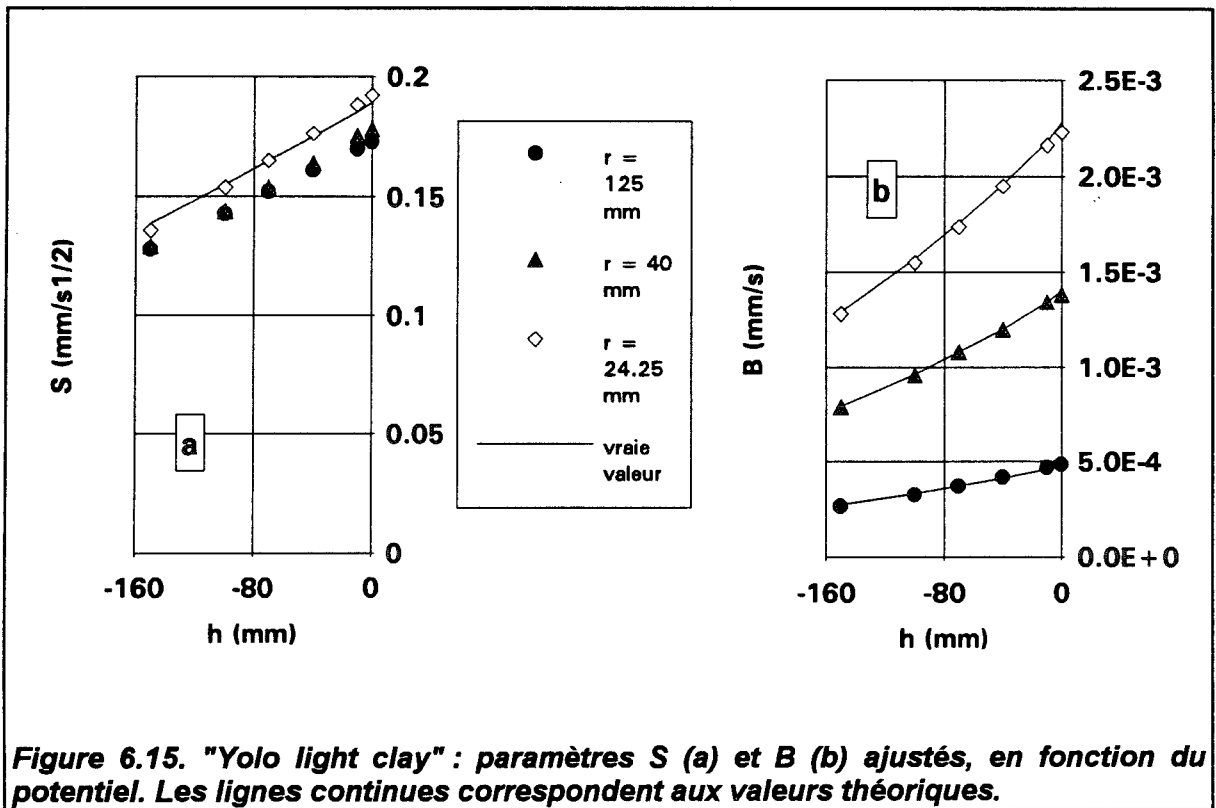


Figure 6.15. *"Yolo light clay"* : paramètres  $S$  (a) et  $B$  (b) ajustés, en fonction du potentiel. Les lignes continues correspondent aux valeurs théoriques.

### 6.6.2. Effet de la durée d'infiltration prise en compte

Compte tenu de l'analyse présentée au paragraphe 6.5, l'estimation de  $S$  devrait être meilleure pour GS que pour YLC. Nous avons vu en effet que la sorptivité de GS est très proche de la valeur optimale,  $S_{opt}$  [équation (6.23)], à laquelle l'estimation de l'ordonnée à l'origine de la droite  $p=f(t^{1/2})$  est d'une précision maximale. Si la précision de l'estimation de  $S$  est fonction du sol, le biais de cette estimation est fonction de la durée d'infiltration prise en compte. En effet, les paramètres de  $t^{1/2}$  et de  $t$  de l'ESRT sont dépendants de la durée  $t_f$  de l'essai, comme dans le cas de l'équation monodimensionnelle (1.32) de Philip (Parlange, 1977 ; Haverkamp et al., 1988). Ceci s'explique naturellement par le fait que l'ESRT et l'équation à deux termes de Philip ne sont valables, comme nous l'avons déjà signalé, que pour une durée limitée. Par conséquent, plus  $t_f$  augmente, plus les coefficients  $S$  et  $B$  risquent de s'écarter de leurs valeurs théoriques. La raison pour laquelle la sous-estimation de  $S$  est plus marquée pour GS que pour YLC semble donc tenir au fait que la valeur de  $t_f$  choisie est beaucoup plus proche de  $t_{grav}$  dans le premier cas que dans le second (cf. tableau 6.12).

Le choix d'une durée  $t_f$  doit par conséquent être le résultat d'un compromis entre la précision des estimations et le risque de biais, qui tous deux augmentent avec  $t_f$ . Nous allons nous intéresser, dans le cas des essais simulés avec GS et YLC, à l'amplitude des variations de  $S$  et  $B$  avec  $t_f$  et à la recherche de ce compromis s'il existe. Le rayon ( $r=125$  mm) et le potentiel ( $h_0=0$ ) choisis constituent le cas le plus défavorable.

La Figure 6.16 montre la dépendance des paramètres ajustés vis-vis de la durée  $t_f$  considérée. Cette dépendance est plus marquée dans le cas de GS pour lequel la valeur de  $t_{grav}$  est proche de la durée  $t_f$  maximale (celle retenue pour la simulation). L'écart entre sorptivités calculée et vraie augmente ainsi de -7% à -15% avec GS mais de -5% à -7% seulement avec YLC. Pour le coefficient  $B$ , ces erreurs évoluent de -7% à -8% (GS) et de -3% à +0.5% respectivement. On a donc des estimations à la fois moins biaisées et moins dépendantes de  $t_f$  avec YLC. La Figure 6.16 illustre assez clairement l'effet de compensation entre les deux coefficients, effet qui, comme nous l'avons dit, conditionne mal le problème de leur détermination.

La précision des estimations de  $S$  et  $B$  est fournie par les résultats de la régression linéaire. Bien entendu, les écarts-type d'estimation diminuent quand  $t_f$  augmente (Figure 6.17) puisque la droite "s'appuie" sur des points extrêmes plus espacés. Néanmoins, le gain en précision, s'amortit assez rapidement, après 200 s pour GS, après 15 heures pour YLC. Ces durées de "gain efficace" sont suffisamment petites pour que l'on puisse conclure qu'il est préférable de faire porter la régression sur une durée d'essai aussi courte que possible, le risque de biais des estimations étant un facteur plus limitant que le gain en précision.



Cette recommandation rejoint celle faite, pour le cas monodimensionnel et l'équation (6.12), par Parlange (1977).

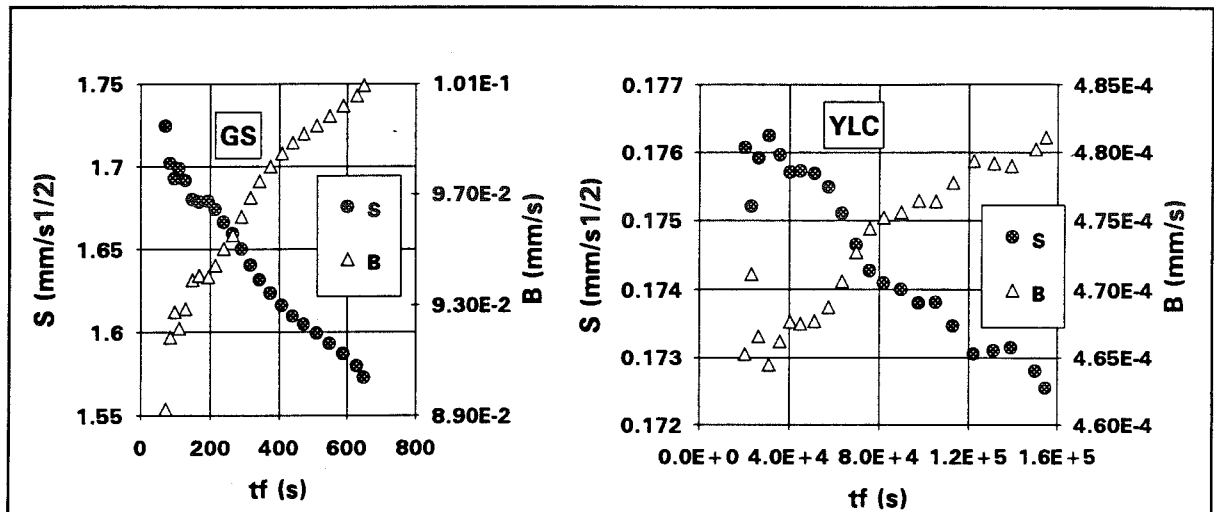


Figure 6.16. Ajustement des paramètres  $S$  et  $B$  sur essais simulés : effet de la durée  $t_f$  considérée, pour "Grenoble Sand" (GS) et "Yolo Light Clay" (YLC).

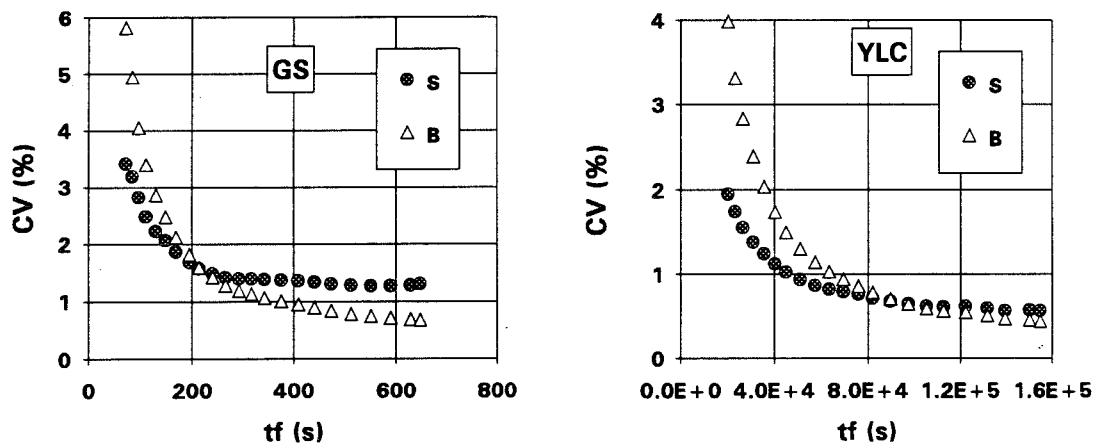


Figure 6.17. Ajustement des paramètres  $S$  et  $B$  sur essais simulés : précision des estimations (écart-type d'estimation/valeur estimée) suivant la durée  $t_f$  considérée, pour "Grenoble Sand" (GS) et "Yolo Light Clay" (YLC).

Nous avons attribué l'augmentation de l'erreur sur  $S$  et  $B$  quand  $t_f$  augmente à ce que l'ESRT n'est applicable que pour une durée limitée. Le fait que  $S$  et  $B$  soient systématiquement, le premier sous-estimé et le second surestimé, indique que la "droite"  $p(t^{1/2})$  est en réalité légèrement concave. Cette concavité, à peine visible sur la Figure 6.13, est due au fait que le terme monodimensionnel du flux d'infiltration tend vers  $K$  et non vers  $A$  (§ 6.2). Il est possible de la mettre en évidence en observant les résidus de régression sur les points  $p(t^{1/2})$ . On note (Figure 6.18) que les points initiaux et finaux sont

sous-estimés par la droite de régression tandis que les points centraux sont surestimés, ce qui trahit la courbure des points expérimentaux. Dans la pratique, on pourra donc s'attacher à réaliser l'ajustement sur les points  $p(t^{1/2})$  sur une durée telle que cette concavité ne soit pas apparente. On voit donc que la technique de régression linéaire sur  $p(t^{1/2})$  permet de juger de la qualité de l'ajustement réalisé et d'estimer le risque de sous-estimation de S et de surestimation de B.

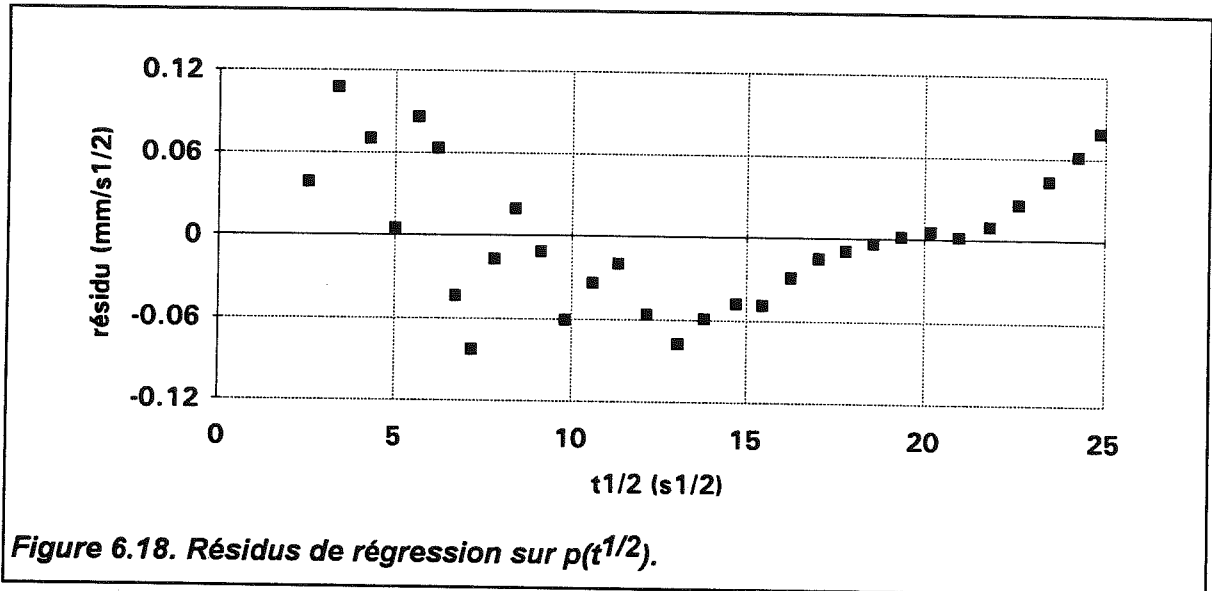


Figure 6.18. Résidus de régression sur  $p(t^{1/2})$ .

### 6.6.3. Comparaison des ESRT théorique et ajustée

Deux raisons peuvent être invoquées pour expliquer les erreurs commises sur l'estimation des coefficients S et B :

- ① la technique d'ajustement sur  $p(t^{1/2})$  est biaisée,
- ② l'ESRT n'est pas exactement vérifiée.

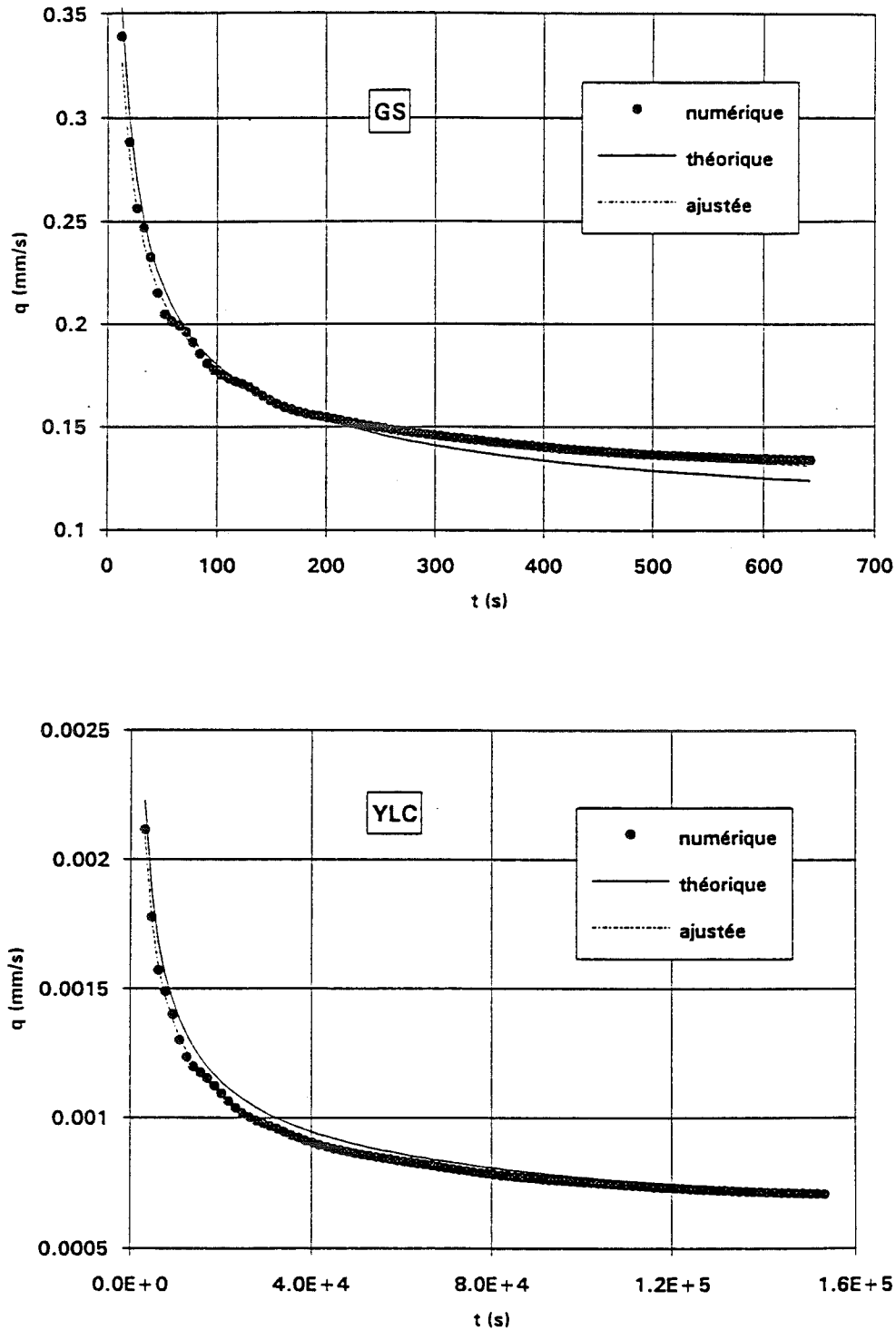
Afin de discerner laquelle est la cause dominante, il est intéressant de comparer sur un même graphique les évolutions du flux d'infiltration :

- simulé numériquement,
- calculé avec les paramètres S et B théoriques (tableaux 6.10 et 6.11),
- calculé avec les paramètres S et B ajustés sur  $p(t^{1/2})$ .

La Figure 6.19 montre que ces trois estimations sont très proches les unes des autres. Néanmoins et comme il était prévisible, l'ESRT théorique sous-estime, le flux aux temps longs, surtout avec GS pour lequel on s'approche davantage de  $t_{grav}$ . Inversement, le volume infiltré est surestimé aux temps courts et ce, pour les deux sols. [Cette surestimation fait actuellement l'objet de recherches : il semble que la constante  $\gamma$  de l'ESRT (6.7a) passe par une courte phase de croissance avant d'atteindre une valeur palier

de 0.75 environ, P.J. Ross, comm. pers.]. Ces deux effets vont bien dans le sens d'une sous-estimation de S et d'une surestimation de B.

Le flux calculé par l'ESRT ajustée est pratiquement indiscernable du flux obtenu numériquement ce qui met la technique d'ajustement hors de cause (les résultats sont meilleurs qu'en pratiquant l'ajustement direct sur les valeurs de flux).



**Figure 6.19. Comparaison entre flux d'infiltration par simulation numérique (points), par ESRT théorique (trait plein) et par ESRT ajustée (trait pointillé).**

C'est donc plus dans le caractère approché de l'ESRT que dans la technique d'ajustement utilisée qu'il faut rechercher les causes des erreurs commises sur la détermination de S et B. Plus généralement, on note, comme nous l'avons signalé au paragraphe 6.3.1, que plusieurs couples (S,B) peuvent donner des résultats très proches en terme de prédiction du flux (et a fortiori en termes de quantité infiltrée). Insistons donc, à nouveau, sur la nécessité du soin à apporter à la détermination de ces paramètres, et sur la prudence à observer dans leur interprétation.

### **6.7. Etude expérimentale de l'indépendance de l'estimation de S d'avec la géométrie de la source**

Nous avons vu, par l'analyse des tests effectués sur essais simulés (§ 6.6.1), que le premier terme de l'ESRT (et donc le coefficient S) était, en première approximation, indépendant du rayon de la source utilisée. Nous verrons au chapitre 8 que cette hypothèse se vérifie assez bien pour des essais réalisés in situ avec deux rayons de disque. Néanmoins, nous avons souhaité examiner la validité de cette hypothèse dans le cadre plus sévère d'une comparaison entre essais à géométries axisymétrique (3D) et monodimensionnelle (1D). Les valeurs de sorptivité déterminées in situ en géométrie axisymétrique sont en effet destinées à être utilisées pour des applications à configuration monodimensionnelle, l'infiltration de l'eau de pluie par exemple. Il est donc essentiel de vérifier que le terme en  $t^{1/2}$  est effectivement identique dans ces deux cas.

Nous avons procédé à cette comparaison avec deux sols ; un limon sablo-argileux provenant d'un site de culture de maïs à la Côte St André (CSA) près de Grenoble ; et un sable de granulométrie très homogène (S31), aujourd'hui utilisé au LTHE en tant que sable de contact pour l'infiltromètre à disque. Le premier est un sol à agrégats pour lequel les domaines poreux textural et structural peuvent être discernés. La fraction grossière (graviers de taille supérieure à 5 mm) est éliminée par tamisage en ayant soin de ne pas casser les agrégats. Le second sol constitue un matériau homogène, exempt de structure. Les essais sur CSA ont été menés au LTHE par une tierce personne (Angulo Jaramillo et al., 1995) ; ceux réalisés sur S31 ont été conduit par nos soins avec l'aide de deux stagiaires du LTHE dont nous avons encadré le travail (Charpin et Roulier, 1995).

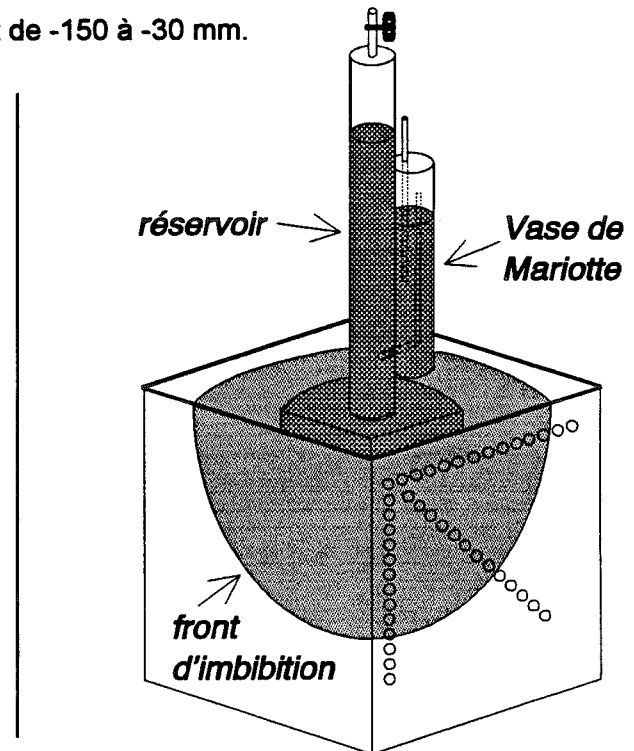
#### **6.7.1. Matériel et méthodes**

Les essais à géométrie 1D sont menés sur des colonnes de sol de 50 mm de diamètre intérieur (celui du disque utilisé est de 48.5 mm) et de 210 mm de longueur. La base de la colonne est ouverte afin de ne pas faire obstacle à l'écoulement de l'air. Les

essais 3D sont réalisés à l'aide d'un infiltromètre conçu par B.E. Clothier et dont la base est un quart de disque ( $r=60$  mm). Celui-ci est déposé dans l'un des coins d'une boîte carrée de section  $150 \times 150$  mm et de hauteur 180 mm (Figure 6.20).

Les valeurs de potentiel imposé vont de  $-150$  à  $-30$  mm.

**Figure 6.20. Schéma de l'infiltromètre quart-de-disque de BE Clothier.**



La mise en place du sol doit bien entendu être identique dans la boîte et dans la colonne. Le sol CSA, légèrement humide ( $\theta_i \approx 0.13 \pm 0.02$ ) est homogénéisé à l'aide d'une tige rigide jusqu'à obtenir une densité apparente de  $1.29 \pm 0.04$ . Les agrégats restent intacts au cours de cette opération. La mise en place du sable S31 est plus délicate : il est en effet nécessaire d'éviter la création de chemins d'écoulement préférentiel au sein du matériau. De plus, la densité apparente doit être uniforme et identique d'un essai à l'autre. Nous avons utilisé la technique proposée par Elmaloglou (1980), consistant à verser les particules sableuses dans un cylindre à la base duquel sont placées deux grilles métalliques, croisées à 45 degrés et espacées de 10 cm. Le tamis ainsi constitué est placé à environ 6 cm au-dessus du fond de la colonne (resp. de la boîte) et remonté à mesure que le lit sableux se déplace vers le haut. Ce dispositif permet, d'une part, d'homogénéiser le remplissage et, d'autre part, de conférer aux particules une énergie cinétique approximativement constante. Ce type de tamis n'existant que pour la colonne, nous avons conçu et fait réaliser un tamis similaire à section carrée pour la boîte.

Finalement, un matériau homogène (à l'échelle de la dimension du disque utilisé) peut être mis en place, de manière répétitive lors de chaque essai et à l'identique dans la colonne et dans la boîte. En revanche, le matériau sableux obtenu ne peut être considéré comme isotrope. Lors de l'infiltration, on voit en effet apparaître un litage en fines couches humides qui trahit le roulement des particules lors du remplissage. Cet effet est réduit par

l'utilisation du tamis mais il n'est pas véritablement éliminé. La cause principale nous semble être liée aux effets de rebond des particules sur les parois.

Dans le cas du sable S31, la densité apparente est de  $1.43 \pm 0.05$  en colonne,  $1.38 \pm 0.03$  dans la boîte. La teneur en eau initiale est voisine de 0, ce qui maximise la sorptivité.

### 6.7.2. Résultats

Les coefficients S et B dans le cas de la boîte [équation (6.7b)], S et A dans le cas de la colonne [équation (1.32)] ont été déterminés suivant la méthode que nous avons proposée au paragraphe 6.3.6. Signalons que la méthode de Smiles et Knight (1976) sur données cumulées (§ 6.3.4) donne, dans le cas du sable S31, des résultats très proches, une couche de contact n'étant pas nécessaire avec ce matériau.

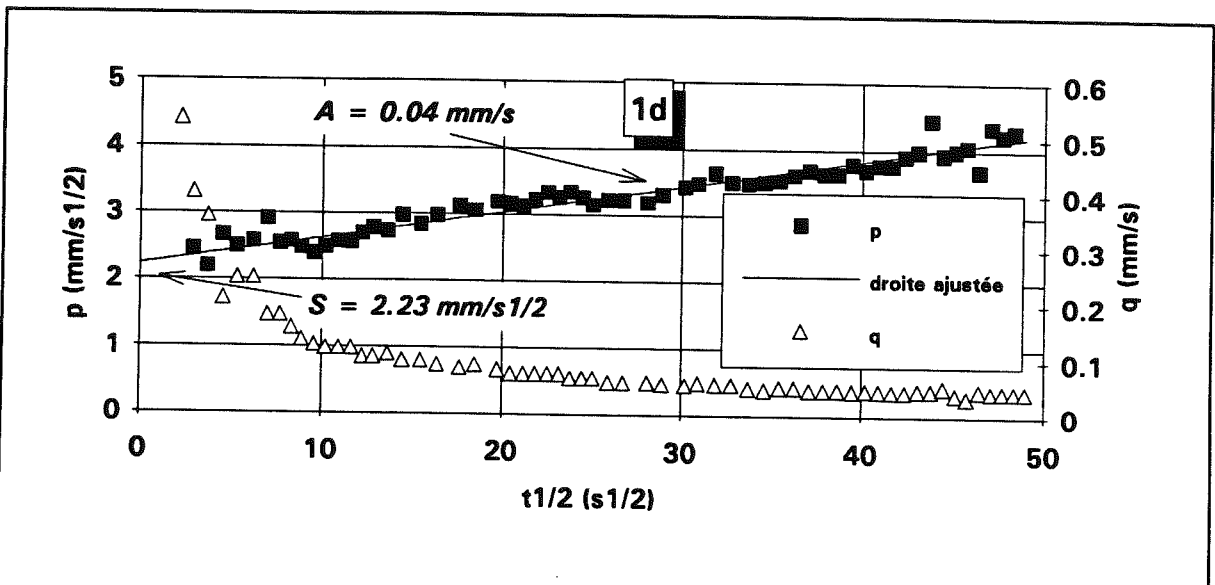


Figure 6.21. Sable S31 : essai d'infiltration en colonne [flux,  $q$  et  $dl/d(t^{1/2})$ ,  $p$ ].

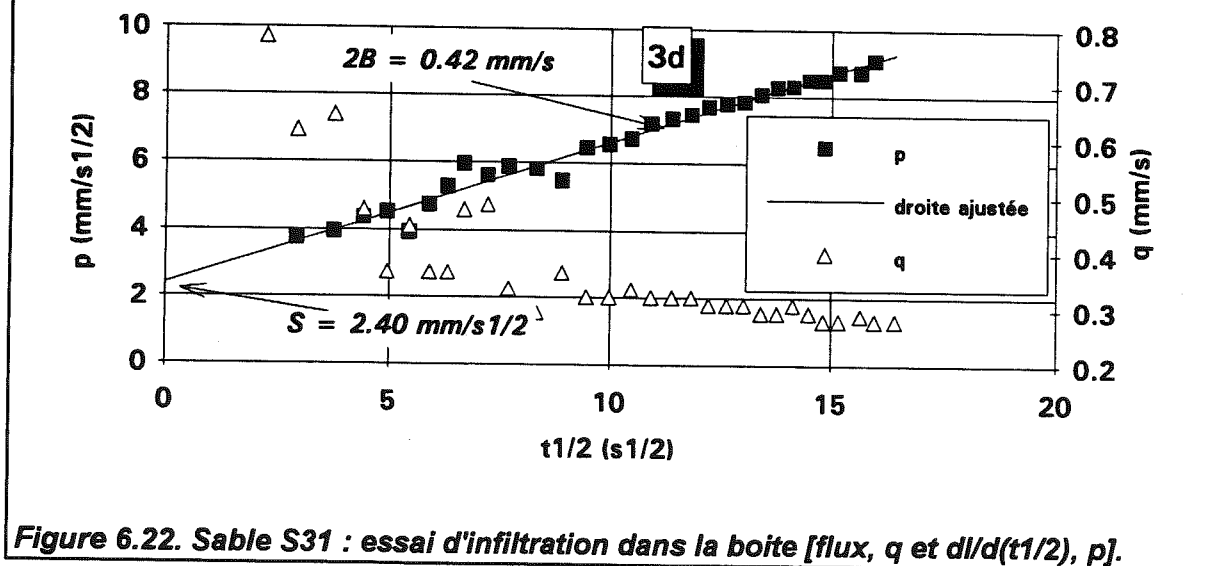
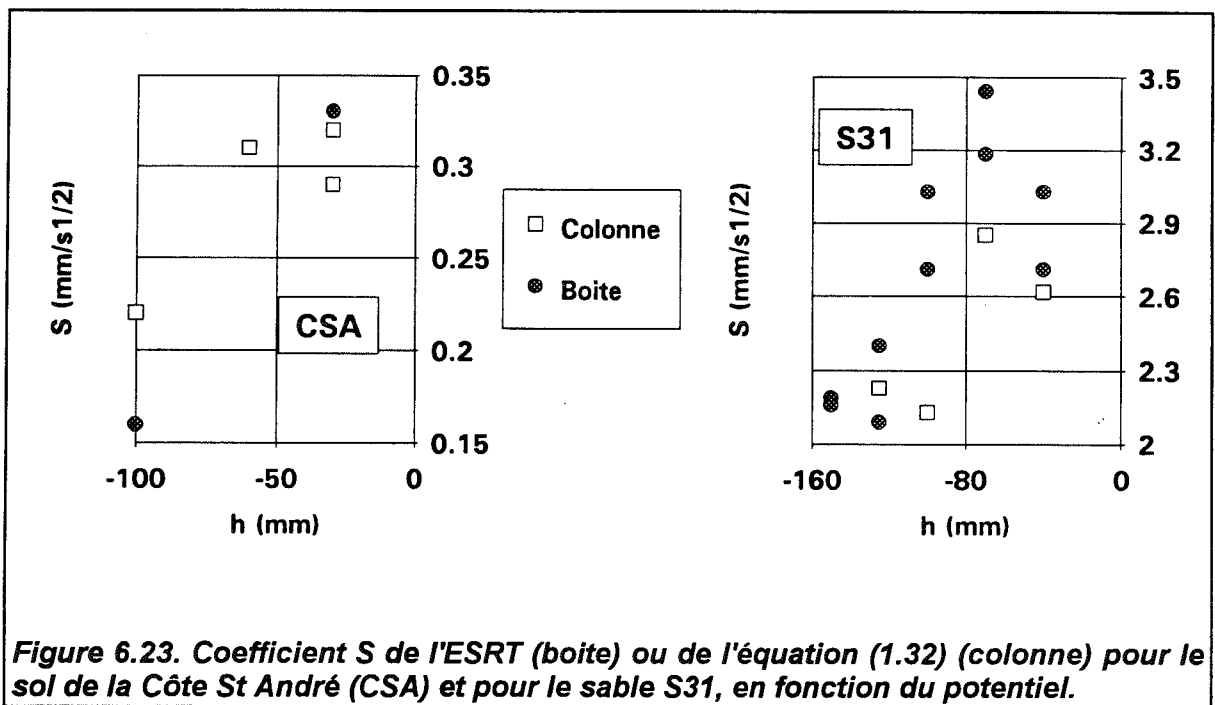


Figure 6.22. Sable S31 : essai d'infiltration dans la boîte [flux,  $q$  et  $dl/d(t^{1/2})$ ,  $p$ ].

Deux exemples d'essai d'infiltration sont montrés Figure 6.21 (1D) et 6.22 (3D). [Notons ici que les courbes  $p(t^{1/2})$ , dans le cas de S31, ne présentent ni décroissance initiale ni minimum, les essais étant réalisés sans couche de contact. Ceci semble confirmer l'hypothèse faite au paragraphe 6.4.4 selon laquelle cette décroissance est entièrement due à l'effet de la couche de contact].

Les valeurs de  $S$  sont représentées, pour les deux sols, Figure 6.23. On note un accord raisonnable entre les estimations 1D et 3D. Cet accord semble meilleur dans le cas de CSA, mais il porte sur peu de valeurs. Dans le cas du sable S31, on remarque une tendance à des valeurs plus faibles en 1D (-12% en moyenne). Elles peuvent s'expliquer, au moins partiellement, par un problème de contact avec le disque utilisé : la toile poreuse, ne reposant pas sur une grille rigide, prend une forme concave qui oblige à disposer le sable en dôme au sommet de la colonne. Le démarrage du processus d'infiltration peut alors s'avérer difficile. Dans le cadre de mesures de sorptivité, il serait donc souhaitable de modifier cet infiltromètre en l'équipant d'un support rigide pour la toile poreuse.



Il est tout à fait clair que l'ESRT n'a pu être obtenue que pour un sol homogène et isotrope. Dans le cas d'un sol homogène anisotrope où, par exemple, l'infiltration est favorisée dans la direction horizontale, le terme latéral en  $S^2/r$  de l'ESRT (6.7a) sera plus important que ne le laisse prévoir la valeur de  $S$  du coefficient de  $t^{1/2}$ . Il n'est pas certain que l'ESRT soit effectivement applicable dans un tel cas. Cependant, les essais 3D menés sur le sable S31 montrent, sous la forme  $p(t^{1/2})$ , une linéarité tout à fait remarquable (en général meilleure que dans le cas 1D) qui permet la détermination de coefficients  $S$  et  $B$

sans ambiguïté. Rappelons que cette présentation des essais est un révélateur sévère de l'applicabilité de l'équation en somme d'un terme en  $t^{1/2}$  et d'un terme en  $t$ . Si la valeur de  $S$  obtenue semble peu perturbée par ces effets d'anisotropie, celle de  $B$ , en revanche, est bien entendu surestimée et inutilisable.

L'inadéquation de la valeur de  $S$  obtenue pour le terme en  $t^{1/2}$  à représenter le terme d'infiltration latérale (en  $S^2/r$ ) est mise en évidence par la sous-estimation manifeste de ce second terme. En effet, si la même valeur de  $S$  est utilisée pour ces deux termes de l'ESRT, le volume infiltré latéral calculé est minoritaire dans le volume total, ce qui est tout à fait contraire à l'observation du bulbe d'infiltration. L'anisotropie du sable S31 tel qu'il est mis en place n'est donc pas négligeable. Il n'en est que plus remarquable que l'estimation du terme capillaire vertical ne soit que peu affectée par la géométrie. En revanche, une mise en place différente des sols sableux dans la boîte 3D nous paraît nécessaire si l'on souhaite estimer  $B$  (et par suite  $K$ ) de manière non biaisée.

### **6.7.3. Conclusions**

L'approche expérimentale que nous avons tentée n'a pas pris en défaut l'hypothèse d'indépendance entre le terme capillaire vertical en  $t^{1/2}$  de l'ESRT et la géométrie, monodimensionnelle ou axisymétrique, de l'infiltration. Ce résultat confirme ce qui avait été obtenu numériquement par comparaison d'essais simulés avec différents rayons de source. Il semble de plus que la sorptivité ainsi déterminée ne soit pas sensiblement affectée par l'anisotropie du sol. Ce résultat (obtenu après nos campagnes de mesures in situ) nous sera utile pour valider nos mesures de sorptivité de croûtes de surface (partie III).

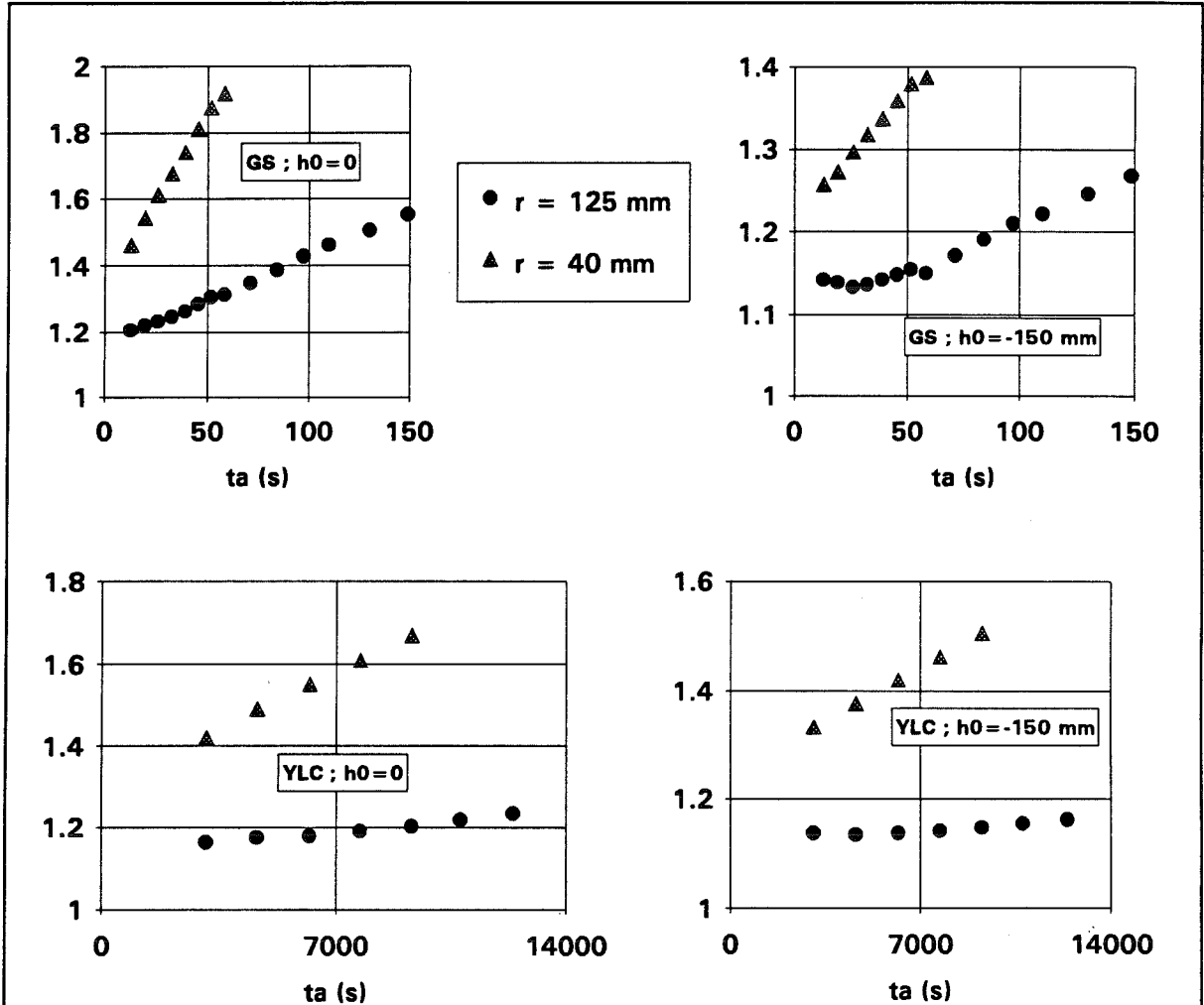
### **6.8. Surestimation de la sorptivité par la méthode classique de détermination aux temps courts**

Dans la plupart des cas cités dans la littérature (e.g. Sharma et al., 1980 ; Thony et al., 1991 ; Hussen et Warrick, 1993 ; Logsdon et Jaynes, 1993 ; Warrick et Ojeda, 1993 ; Cook et Broeren, 1994), la sorptivité est déterminée, en conditions d'infiltration axisymétrique, comme la pente de  $I(t^{1/2})$  pendant une phase initiale courte du processus (§ 3.5). L'hypothèse est faite que, pendant cette phase, le phénomène est proche du cas de l'infiltration monodimensionnelle verticale conduite par la seule capillarité, c'est-à-dire que l'ESRT peut être réduite à son premier terme,  $I \approx S \cdot t^{1/2}$ . La durée "acceptable" de cette phase,  $t_a$ , varie assez largement suivant les auteurs et, bien entendu, suivant les sols.

Il est clair que cette méthode conduit à surestimer  $S$  puisqu'à la fois la gravité et les effets capillaires latéraux sont négligés. Nous nous proposons ici de quantifier cette



surestimation en fonction de la durée  $t_a$  considérée et ce, avec GS et YLC. Nous considérerons le cas d'une utilisation des disques de rayon 125 et 40 mm avec les potentiels 0 et -150 mm. La sorptivité est déterminée comme la pente de la droite de régression de  $l$  suivant  $t^{1/2}$  entre  $t=0$  et  $t=t_a$ .



**Figure 6.24.** Estimation de la sorptivité par régression linéaire sur  $l(t^{1/2})$ . Rapport de la valeur estimée à la valeur théorique en fonction de la durée  $t_a$  prise en compte, pour "Grenoble Sand" (GS) et "Yolo Light Clay" (YLC) et pour deux valeurs de potentiel  $h_0$ .

Les résultats présentés Figure 6.24 font apparaître une dépendance de l'estimation de  $S$  d'avec la durée  $t_a$  plus marquée dans le cas de GS que dans celui de YLC pour lequel les échelles de temps sont beaucoup plus importantes. Bien entendu, la surestimation est nettement plus forte avec le disque de rayon 40 mm dont l'emploi est donc à proscrire pour cette méthode de détermination de  $S$ . Enfin, les résultats sont meilleurs dans le cas d'un potentiel appliqué plus faible. Les facteurs de surestimation, dans le cas du grand disque, vont de 15 à 55% (pour GS sur une durée de 150 secondes).

Notons que ces facteurs de surestimation sont obtenus avec des essais simulés, sans couche de contact. Dans la pratique, les durées  $t_a$  qu'il est nécessaire de prendre en considération peuvent être plus importantes du fait de l'influence, difficile à discerner, de l'infiltration initiale dans le sable de contact (voir § 3.5). Enfin, soulignons que les erreurs de surestimation faites ici sont, dans tous les cas de figure, plus grandes que les erreurs de sous-estimation faites par régression sur  $p(t^{1/2})$  sur des durées pourtant plus importantes (§ 6.6.1).

## 6.9. Conclusions

Les travaux menés par Haverkamp et al. (1994) nous permettent de disposer d'une équation d'infiltration pour l'infiltromètre à disque en régime transitoire. La forme simplifiée de cette équation, valable pour une durée limitée précédant le régime quasi permanent, est similaire à celle de l'équation monodimensionnelle à deux termes de Philip, le terme supplémentaire par rapport à celle-ci (dû à l'effet de bord axisymétrique) étant proportionnel au temps. Le problème se résume ainsi à la détermination de deux paramètres, S, coefficient de  $t^{1/2}$  et B, coefficient de t.

Parmi toutes les méthodes possibles d'ajustement de ces paramètres sur un essai d'infiltration, celle reposant sur les dérivées de I par rapport à  $t^{1/2}$  nous paraît la plus à même de remplir correctement ce rôle. Ces avantages sont les suivants :

- ① un poids égal est donné à tous les points de mesure,
- ② elle privilégie la reproduction de la forme de la courbe d'infiltration,
- ③ elle conduit à utiliser la technique de la régression linéaire qui permet de juger "à l'oeil" de la qualité de l'essai et qui fournit des intervalles de confiance sur S et B,
- ④ la linéarité étant très sensible à l'évolution du processus au cours du temps, elle constitue un test sévère pour l'applicabilité de l'ESRT et un révélateur d'éventuels problèmes survenant en cours d'essai (voir un cas extrême Figure 6.25),
- ⑤ elle est moins sensible aux effets de la couche de sable de contact que les techniques utilisant les données cumulées,
- ⑥ enfin, elle est la seule à permettre de discerner et, suivant certaines hypothèses, d'éliminer l'influence de la phase initiale d'infiltration dans le sable.

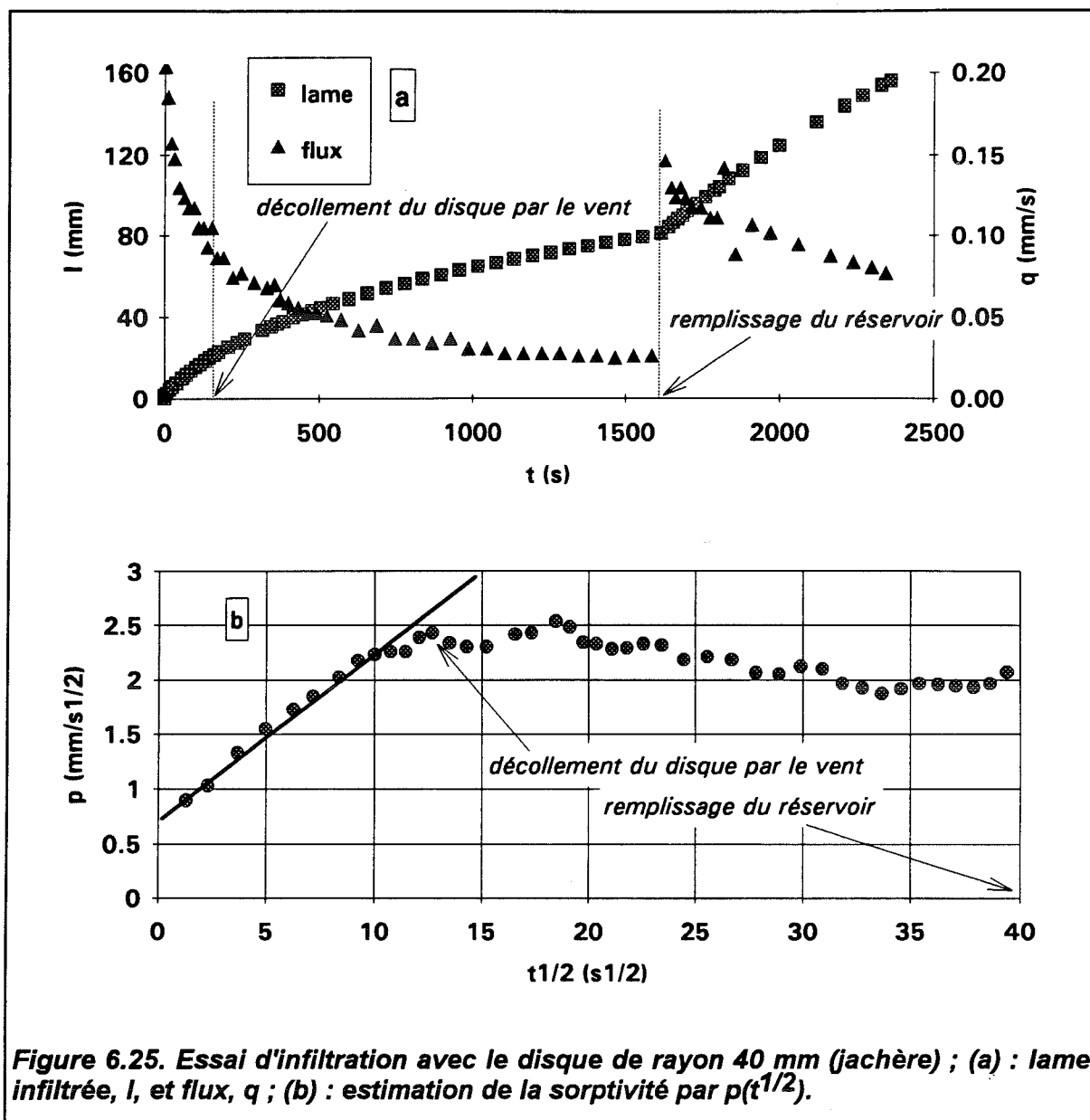


Figure 6.25. Essai d'infiltration avec le disque de rayon 40 mm (jachère) ; (a) : lame infiltrée,  $I$ , et flux,  $q$  ; (b) : estimation de la sorptivité par  $p(t^{1/2})$ .

Les problèmes posés par la couche de sable de contact ne doivent pas être sous-estimés. Un effort particulier mérite d'être porté, en laboratoire à notre sens, à l'étude du recouvrement des phases d'infiltration dans cette couche et dans le sol sous-jacent. Il ne semble pas que l'approche numérique puisse apporter de réponse satisfaisante aux questions posées.

Les poids des différents termes de l'ESRT rendent a priori la détermination de  $S$  possible mais celle de  $A$  (et donc de  $K$ ) difficile et ce, en raison de l'importance du terme capillaire latéral de l'infiltration. Néanmoins, ce problème mérite a priori d'être réexaminé pour les conditions in situ (cf. chapitre 8).

Les tests effectués sur essais simulés valident approximativement l'ESRT. La partition de cette équation en deux termes, l'un en  $t^{1/2}$ , l'autre en  $t$ , se vérifie remarquablement mais on note une tendance à sous-estimer  $S$  et à surestimer  $B$ . Cependant, les erreurs limitées faites sur ces paramètres ne condamnent pas a priori leur utilisation ultérieure en vue de déterminer la conductivité. Enfin, l'analyse d'essais simulés et réalisés en laboratoire confirment l'indépendance du terme en  $t^{1/2}$  d'avec la géométrie de la source.

Nous allons proposer, au chapitre suivant, un certain nombre de méthodes d'exploitation des valeurs de  $S$  et  $B$  en vue de la détermination de la conductivité. Nous testerons ces méthodes avec "Grenoble Sand" et "Yolo Light Clay" afin de juger de leur précision. Nous incluons dans ce chapitre une étude de la méthode mono-test, présentée rapidement au chapitre 3, en appliquant la technique de détermination de  $S$  que nous avons proposée.

## Chapitre 7. METHODES DE DETERMINATION DE LA CONDUCTIVITE PAR ANALYSE DU REGIME TRANSITOIRE D'INFILTRATION

### 7.1. Introduction

Nous avons vu au chapitre précédent que le régime transitoire d'infiltration axisymétrique pouvait, pendant un temps limité, être décrit par une forme simplifiée et explicite de l'équation de Haverkamp et al. (1994) :

$$I = S t^{1/2} + B t \quad (7.1)$$

avec

$$B = \frac{\gamma S^2}{r \Delta\theta} + A \quad (7.2)$$

et

$$A = \frac{2 - \beta}{3} K \quad (7.3)$$

où  $S$  et  $K$  sont, respectivement, la sorptivité et la conductivité du sol au potentiel  $h_0$  imposé à la surface,  $\gamma$  est une constante comprise entre 0.6 et 0.8 et  $\beta$  est une constante caractéristique du sol et de  $h_0$ , comprise entre 0 et 1.

Les tests effectués sur essais simulés ont permis de démontrer la validité de cette équation (ESRT), dans la mesure où elle permet de prédire correctement l'évolution de la lame infiltrée et du flux d'infiltration. Son utilisation en procédure inverse, c'est-à-dire, afin de déterminer les caractéristiques hydrodynamiques du sol est un problème mal conditionné du fait de la forme même de l'ESRT en série de  $t^{1/2}$ . Les paramètres  $S$  et  $B$  ne peuvent donc être estimés avec une grande précision. D'autre part, les approximations faites pour parvenir à la forme simplifiée (7.1) font que l'ajustement des coefficients  $S$  et  $B$  conduit à sous-estimer le premier et surestimer le second.

Nous allons proposer dans ce chapitre un certain nombre de méthodes fondées sur l'utilisation de ces deux paramètres en vue de déterminer la conductivité. Bien entendu, nous aurons à estimer la précision potentielle de ces méthodes pour juger de leur habilité à être utilisée pour des essais in situ. A nouveau, nous travaillerons sur essais simulés, la conductivité réelle étant alors connue. Nous allons commencer par vérifier, d'un point de vue analytique, la validité de la relation (1.45) entre potentiel d'écoulement et sorptivité

proposée par White et Sully (1987). Cette relation sera en effet souvent utilisée dans la suite de ce chapitre. Nous en rappelons ici la forme :

$$\Phi = \frac{b S^2}{\Delta\theta} \quad (7.4)$$

où la valeur  $b \approx 0.55$  peut être prise quand aucune information sur la diffusivité du sol n'est connue a priori (Smettem et Clothier, 1989 ; Warrick et Broadbridge, 1992).

Enfin, soulignons le fait que nous n'envisagerons ici que le cas d'une teneur en eau initiale nulle.

### 7.2. Relation potentiel d'écoulement-sorptivité

Nous avons, au chapitre 3, calculé le potentiel d'écoulement sur la gamme de pression  $[-200 \text{ mm} ; 0[$  pour GS et YLC. Sur le même intervalle, la sorptivité peut être calculée par l'expression de Parlange (1975) [équation (1.38)] en intégrant la diffusivité par une méthode numérique analogue à celle utilisée pour  $\Phi$  (cf. § 3.4.2). La comparaison entre les valeurs de potentiel d'écoulement calculées par intégration et par l'équation (7.4) est présentée Figure 7.1. Les écarts entre ces deux estimations, de 2 à 6%, sont faibles devant les erreurs potentielles sur le carré de la sorptivité quand ce paramètre est estimé in situ.

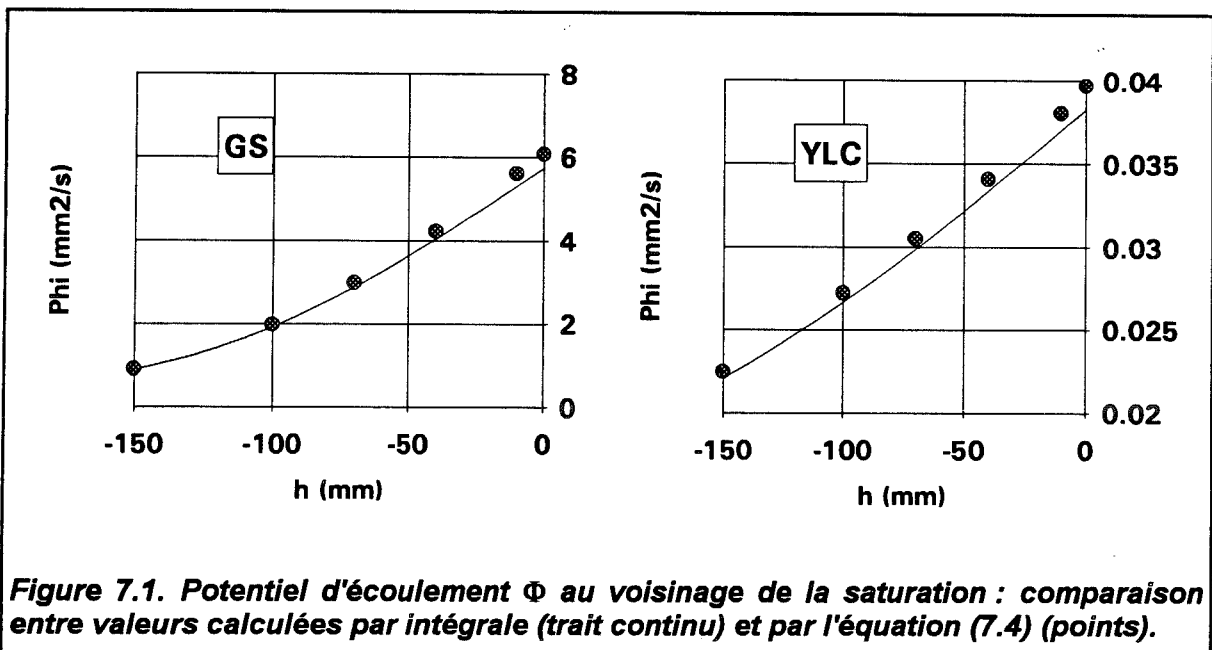


Figure 7.1. Potentiel d'écoulement  $\Phi$  au voisinage de la saturation : comparaison entre valeurs calculées par intégrale (trait continu) et par l'équation (7.4) (points).

### 7.3. Méthode mono-test utilisant le régime permanent (MTP).

La méthode mono-test proposée par Smettem et Clothier (1989) a été présentée au paragraphe 3.5. Nous en reprenons l'analyse dans ce chapitre dans la mesure où elle appartient à la fois au groupe des méthodes "classiques" (i.e. utilisant l'expression de Wooding pour le régime permanent) et à celui des méthodes transitoires puisqu'elle exige une détermination de la sorptivité aux temps courts. Nous allons tester cette méthode dans le cadre d'essais simulés avec les deux sols que nous avons déjà étudiés, "Grenoble Sand" et "Yolo Light Clay", en utilisant les valeurs de flux en régime permanent et de sorptivité déterminées aux chapitres 4 et 6, respectivement

Nous avons vu au paragraphe 3.5 que l'erreur absolue sur l'estimation de K voyait s'ajouter les erreurs absolues faites sur le flux  $q_{\infty}$  et sur la sorptivité. Nous rappelons ici que cette erreur s'écrit d'une façon très simple :

$$\Delta K = \Delta q_{\infty} + \frac{8 b S}{\pi r \Delta \theta} \Delta S \quad (7.5)$$

en négligeant les erreurs faites sur les mesures de teneur en eau. Dans la pratique, il est légitime de faire la somme de ces deux termes puisque le flux est plutôt surestimé tandis que le terme négatif lié à S [équation (3.35)] est plutôt sous-estimé par les équations (6.14) et (6.18). En termes d'erreur relative, la surestimation de la conductivité dépend du rapport  $q_{\infty}/K$ , c'est-à-dire du facteur axisymétrique  $f_a$  [équation (3.23)]. En effet, si la conductivité représente une part minoritaire du flux en régime permanent (dominé dans ce cas par le terme latéral lié à S), des erreurs même faibles sur  $q_{\infty}$  et S pourront entraîner une forte erreur relative sur K.

Le tableau 7.1 donne les erreurs relatives  $\Delta K/K$ , calculées par l'équation (7.5), pour GS et YLC aux potentiels 0 et -150 mm et avec le rayon 125 mm, pour des erreurs sur  $q_{\infty}$  et S de 10%.

$h_0$ (mm)	0	-150
GS	0.29	0.13
YLC	0.66	0.56

Tableau 7.1.  $\Delta K/K$  théorique ( $r=125$  mm).

Il est clair que la méthode MTP a peu de chances de fournir des valeurs précises de conductivité dans le cas d'un sol à fort facteur axisymétrique tel que YLC.

Les valeurs de conductivité calculées avec les valeurs de  $q_{\infty}$  obtenues au chapitre 4 sont présentées, pour GS et YLC, Figures 7.2 et 7.3. L'emploi du disque de petit rayon n'est pas à conseiller puisqu'il maximise le facteur axisymétrique. Nous nous limiterons par conséquent à l'analyse des erreurs commises avec le disque de rayon 125 mm. Les erreurs relatives sur K sont calculées pour deux cas :

① avec la valeur de S estimée au paragraphe 6.6.1 (tableau 7.2),

② avec la valeur de S quasi exacte fournie par l'expression (1.38) (tableau 7.3).

$h_0$ (mm)	0	-150
GS	0.89	0.22
YLC	0.72	0.48

Tableau 7.2.  $\Delta K/K$ , cas ① ( $r=125$  mm).

$h_0$ (mm)	0	-150
GS	0.47	0.11
YLC	0.18	0.06

Tableau 7.3.  $\Delta K/K$ , cas ② ( $r=125$  mm).

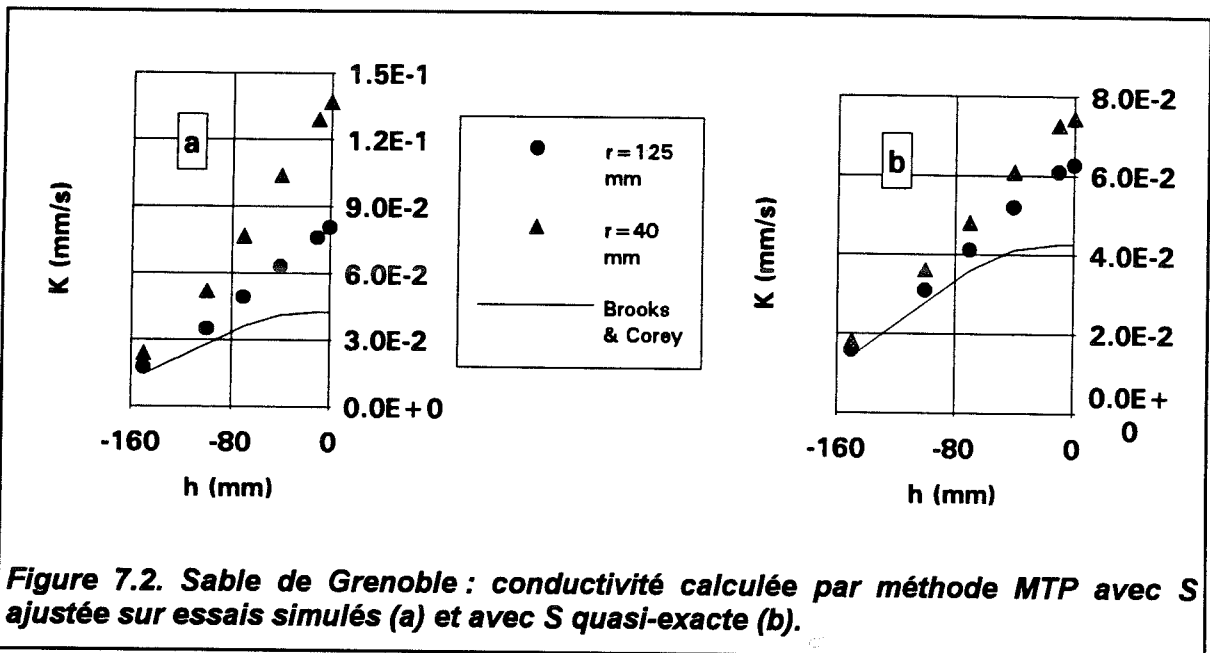


Figure 7.2. Sable de Grenoble : conductivité calculée par méthode MTP avec S ajustée sur essais simulés (a) et avec S quasi-exacte (b).

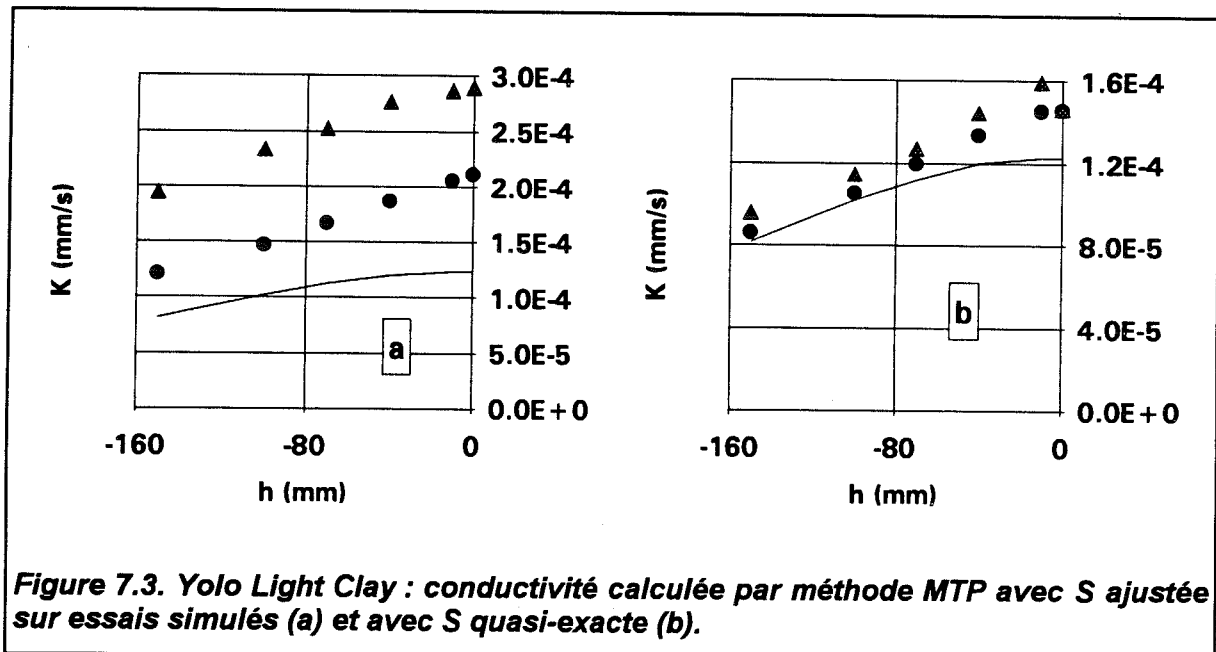


Figure 7.3. Yolo Light Clay : conductivité calculée par méthode MTP avec S ajustée sur essais simulés (a) et avec S quasi-exacte (b).



La comparaison des tableaux 7.2 et 7.3 permet de faire la part entre les erreurs dues aux termes de flux et de sorptivité. Alors que dans le cas de GS, ces erreurs ont un poids approximativement équivalent, la sous-estimation de S prend une part prépondérante pour YLC, le facteur axisymétrique étant plus important avec ce sol.

Il est clair que les erreurs cumulées de surestimation du flux en régime permanent et de sous-estimation de la sorptivité sont très défavorables à la méthode MTP. En un sens, l'application de la méthode classique d'estimation de S aux temps courts, surestimatrice comme nous l'avons vu (cf. § 6.8), peut produire un effet de compensation heureux lors du calcul de la conductivité.

D'un point de vue plus pratique, l'un des problèmes posés par cette méthode (outre ceux que nous avons déjà évoqués au paragraphe 3.5) est lié aux couches différentes de sol mises en jeu pour les estimations de  $q_{\infty}$  et de S. Alors que la sorptivité reflète les caractéristiques de la couche supérieure du sol, le flux en régime permanent "intègre" l'ensemble de la zone imbibée mais, plus particulièrement, les couches profondes dont la conductivité - souvent réduite par rapport à la valeur en surface - constitue un possible facteur limitant pour  $q_{\infty}$ . Ce problème est potentiellement atténué par l'application de la version transitoire de cette méthode que nous proposons au paragraphe suivant.

#### **7.4. Méthode mono-test utilisant le régime transitoire (MTT).**

En vue de déterminer la conductivité, la première méthode d'utilisation des paramètres S et B qui vient à l'esprit consiste à injecter la valeur de S dans l'équation (7.2) et d'obtenir ainsi la valeur de A :

$$A = B - \frac{\gamma S^2}{r \Delta\theta} \quad (7.6)$$

Celle-ci donne une estimation de la conductivité [équation (6.8b)] par :

$$K = \frac{3}{2 - \beta} A \quad (7.7)$$

si la valeur de  $\beta$  est connue (ce qui est rarement le cas) ou fixée a priori. L'avantage de cette méthode - assez similaire à la précédente mais n'exigeant pas l'obtention du régime permanent - par rapport aux autres méthodes transitoires présentées dans la suite est de ne nécessiter qu'un seul essai et d'éviter par conséquent les complications dues à la variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques du sol. Ses inconvénients sont :

- de ne fournir qu'une fourchette de valeurs pour K,  $\beta$  étant compris entre 0 et 1,
- d'être très sensible à l'estimation de la sorptivité puisque celle-ci intervient par son carré dans l'expression de B.

Une fois la valeur de A déterminée et afin que l'estimation de K soit "médiane" pour une erreur distribuée de manière log-normale, nous proposons, en l'absence d'information sur  $\beta$ , de fixer la valeur de ce paramètre de telle façon que :

$$\frac{K_{\max}}{\frac{3}{2-\beta} A} = \frac{\frac{3}{2-\beta} A}{K_{\min}} \quad (7.8)$$

où  $K_{\max}$  et  $K_{\min}$  correspondent respectivement à  $\beta=1$  et  $\beta=0$  dans l'équation (7.7). On obtient ainsi  $\beta=2-\sqrt{2}\approx 0.6$ . La valeur de K est ainsi calculée, à partir de A, avec une imprécision d'un facteur  $\pm 1.4$ . L'erreur faite sur la détermination de A s'ajoute à cette imprécision.

Comme au paragraphe précédent, on peut calculer les erreurs théoriques sur A (pour  $r=125$  mm) résultant d'erreurs sur S et B de 10% chacune. Un calcul d'erreur élémentaire permet d'écrire (si l'on néglige l'erreur faite sur  $\Delta\theta$ ) :

$$\Delta A = \Delta B + \frac{2\gamma S}{r \Delta\theta} \Delta S \quad (7.9)$$

Les erreurs relatives  $\Delta A/A$  ainsi calculées sont données dans le tableau 7.4. De 70 à 300%, elles sont trop importantes pour permettre d'envisager l'application de la méthode avec des sols dont la sorptivité est forte vis-à-vis de K.

$h_0$ (mm)	0	-150
GS	1.04	0.69
YLC	2.98	2.83

Tableau 7.4.  $\Delta A/A$  théorique ( $r=125$  mm).

Les calculs de conductivité effectués avec les valeurs de S et B estimées au paragraphe 6.6.1 et en prenant  $\beta=0.6$ , conduisent à des valeurs de K surestimées d'un facteur 1.3 à 2.7 pour GS, 2.2 à 5.4 pour YLC. En raison de l'importance du terme capillaire latéral par rapport au terme gravitaire vertical, la méthode MTT n'est donc pas adéquate pour des sols tels que GS et surtout YLC, en conditions d'humidité initiale nulle ou faible. Elle ne peut être envisagée que si la teneur en eau initiale est suffisamment importante pour réduire significativement la sorptivité et/ou pour des sols dont le facteur axisymétrique

est plus faible. En tout état de cause, il est indispensable, si cette méthode est appliquée, de procéder à un calcul de sensibilité par l'équation (7.9).

### 7.5. Méthode multi-rayons (MRT)

Les difficultés d'une bonne estimation de la sorptivité dont nous avons parlé au cours du chapitre précédent, liées tout particulièrement à l'existence d'une couche de sable de contact entre disque et sol, peuvent inciter à se passer de cette estimation. En supposant que les risques d'erreur sont moins importants sur l'estimation de B, il peut ainsi être intéressant de ne travailler qu'avec ce seul paramètre. Ainsi, si l'on dispose de deux infiltromètres de rayons différents  $r_1 > r_2$ , les valeurs de B correspondantes s'écrivent :

$$B_1 = \frac{\gamma S^2}{r_1 \Delta\theta} + A \quad (7.10a)$$

$$B_2 = \frac{\gamma S^2}{r_2 \Delta\theta} + A \quad (7.10b)$$

La résolution de ce système donne :

$$A = \frac{B_1 r_1 - B_2 r_2}{r_1 - r_2} \quad (7.11)$$

$$S = \left\{ \frac{(B_2 - B_1) \Delta\theta}{\gamma} \frac{r_1 r_2}{r_1 - r_2} \right\}^{1/2} \quad (7.12)$$

On notera l'évidente similitude entre ces expressions et celles de Scotter et al. (1982) [équations (3.5) et (3.6)] pour les flux en régime permanent obtenus avec deux rayons, sur la base de la solution de Wooding (1968).

L'avantage de cette méthode est de ne pas nécessiter la détermination de S en tant que coefficient de  $t^{1/2}$  dans l'ESRT. Si l'estimation de la sorptivité n'est pas recherchée, la méthode n'exige pas non plus de mesures de teneurs en eau initiale et finale et n'est pas sensible à l'incertitude sur la valeur de  $\gamma$ . Tout comme la méthode de Scotter et al. (1982), elle peut avantageusement être étendue au cas de trois rayons, les expressions 7.11 et 7.12 étant alors remplacées par les résultats de régression linéaire de B suivant  $1/r$  ou suivant  $1/(r \cdot \Delta\theta)$ . La qualité de l'alignement des points expérimentaux ainsi obtenus offre alors un indice précieux sur la valeur des résultats.

En revanche, les essais correspondant aux deux (ou trois) rayons doivent être réalisés en des points différents afin que l'humidité initiale du sol soit approximativement identique. Ceci implique la réalisation de plusieurs répétitions pour chaque valeur de  $r$  afin de limiter les effets de la variabilité du sol à courte distance.

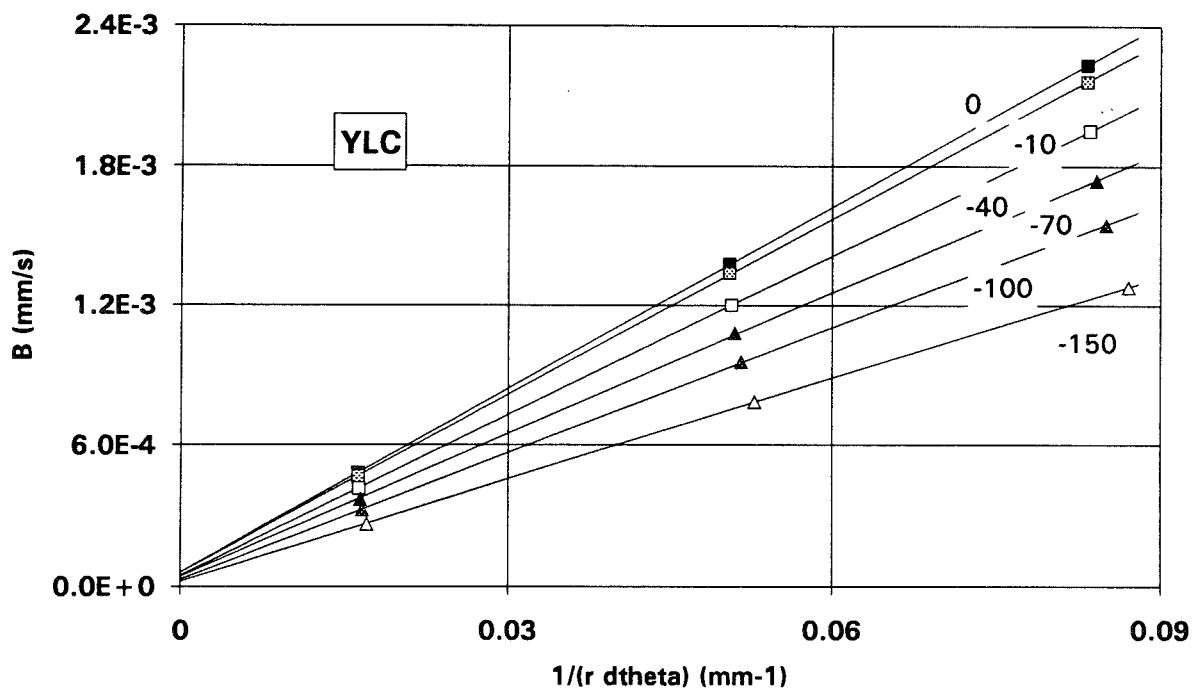
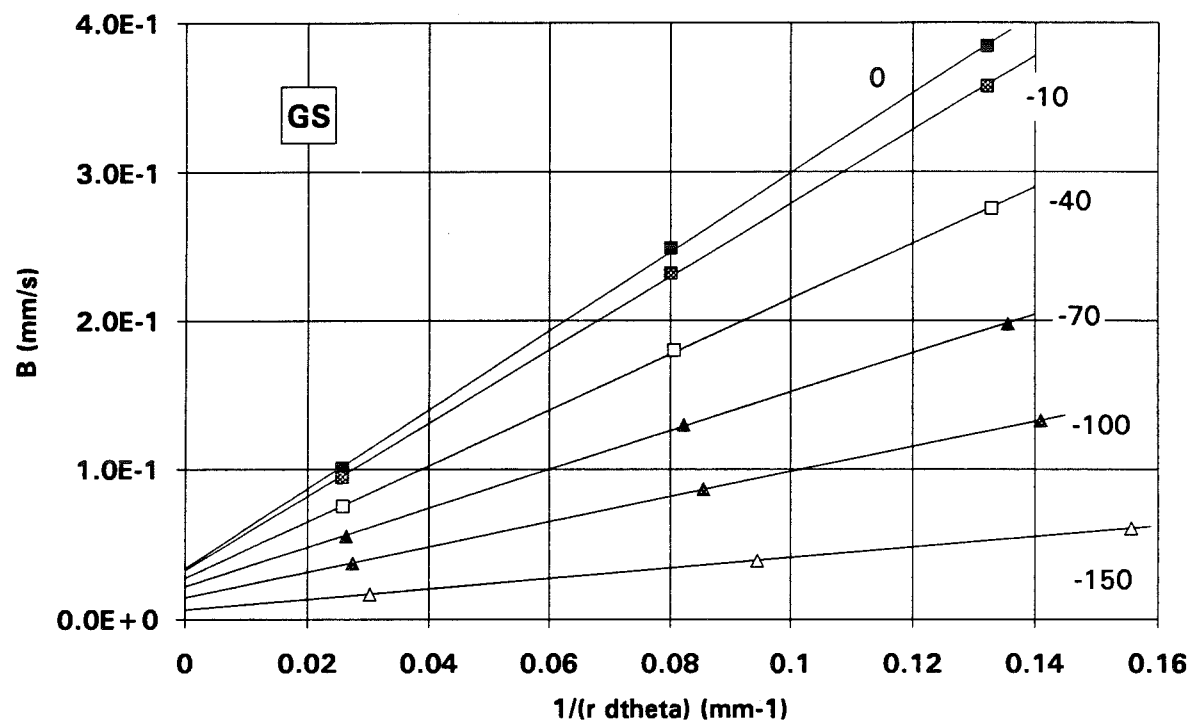


Figure 7.4. Méthode MRT avec les valeurs de  $B$  ajustées sur essais simulés (les nombres correspondent aux pressions imposées).

Les valeurs de B obtenues par ajustement au chapitre précédent sont portées en fonction de  $1/(r \cdot \Delta\theta)$  Figure 7.4. Comme dans le cas des flux en régime permanent (§ 4.3.1), l'alignement est remarquable. Néanmoins la faible part relative du terme gravitaire dans l'expression de B, surtout pour YLC, apparaît clairement à travers la faiblesse relative de l'ordonnée à l'origine vis-à-vis de la pente de  $B[1/(r \cdot \Delta\theta)]$ .

Les valeurs de conductivité  $K_{\max}$  ( $\beta=1$ ) et  $K_{\min}$  ( $\beta=0$ ) calculées à partir de A sont comparées avec les valeurs de K de Brooks & Corey Figure 7.5. Avec GS, K est correctement estimée pour  $h_0=-150$  mm mais on note une surestimation progressive, atteignant au maximum 70%, à mesure que l'on s'approche de la saturation. Inversement, dans le cas de YLC, K est correctement estimée à saturation (+6%) mais sous-estimée de 45% au maximum à faible potentiel. Dans les deux cas, l'ordre de grandeur de la conductivité est bien estimé mais les variations de K avec h sont exagérées, ce qui s'explique par le choix de durées d'essais identiques à tous les potentiels (§ 6.6.1) alors que  $t_{\text{grav}}$  augmente quand h diminue. Dans les cas pratiques, ces durées pourront être choisies plus courtes pour les essais à fort potentiel.

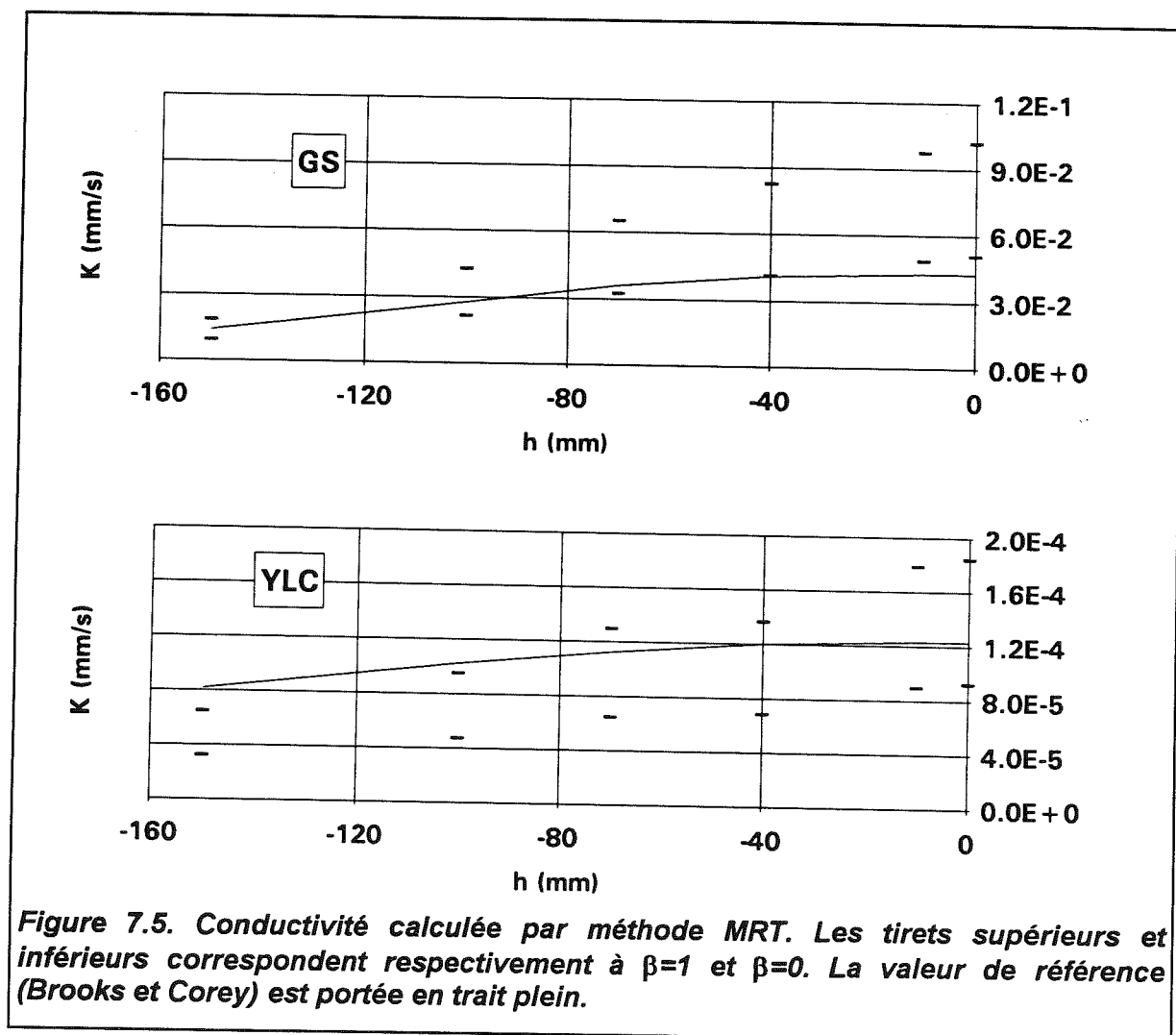


Figure 7.5. Conductivité calculée par méthode MRT. Les tirets supérieurs et inférieurs correspondent respectivement à  $\beta=1$  et  $\beta=0$ . La valeur de référence (Brooks et Corey) est portée en trait plein.

La méthode multi-rayons est donc moins sujette à erreur que la méthode mono-test, sous réserve que le nombre de répétitions soit suffisant pour s'affranchir des effets de la variabilité spatiale des propriétés du sol. Néanmoins, ces deux méthodes font de nouveau apparaître le problème de la part minoritaire des effets gravitaires (donc de  $K$ ) dans le processus d'infiltration en géométrie axisymétrique. Nous y reviendrons au chapitre suivant.

Cette difficulté d'une mesure directe de la conductivité a conduit les recherches vers l'élaboration de méthodes indirectes, reposant sur la connaissance de la sorptivité.

### **7.6. Méthode fondée sur la relation sorptivité-potentiel**

La sorptivité est généralement reconnue comme une variable plus simple à mesurer que la conductivité (Dirksen, 1975). Plus rapide que la mesure de  $K$ , celle de  $S$  est particulièrement indiquée pour la caractérisation de larges surfaces qui exige de nombreux essais (Chong et Green, 1983). Au voisinage de la saturation, la mesure de la sorptivité est également moins sujette à controverses que celle de la diffusivité (voir Dirksen, 1975 ; Parlange, 1975b ; Dirksen, 1975b ; Clothier et al., 1983).

L'idée de procéder à des essais d'infiltration à deux (ou plus) potentiels appliqués à la surface du sol (Talsma, 1969) est due à l'école australienne de physique du sol (Kutilek et Nielsen, 1994). Elle a été développée, entre autres, par White et Perroux (1987) qui proposent d'estimer l'ensemble des propriétés hydrodynamiques du sol à partir de deux (ou plus) mesures de sorptivité pour différentes valeurs de  $h_0$ .

Reprenant la méthode, inspirée par Smiles et Harvey (1973), de dérivation de  $\Phi$  par rapport à  $h_0$ , White et Perroux (1989) obtiennent à partir de l'équation (7.4) :

$$K_0 = \frac{\partial \Phi}{\partial h_0} = \frac{2bS}{\Delta\theta} \frac{\partial S}{\partial h_0} + S^2 \frac{\partial}{\partial h_0} \left( \frac{b}{\Delta\theta} \right) \quad (7.13)$$

En considérant les deux cas extrêmes correspondant au sol de Green et Ampt ( $b=0.5$ ) et au sol linéaire ( $b=\pi/4$ ), White et Perroux montrent que l'équation (7.13) peut se simplifier en :

$$K_0 = M \frac{S}{\Delta\theta} \frac{\partial S}{\partial h_0} \quad (7.14)$$

avec  $\pi/4 < M < 1$  et  $M \approx 0.9$  pour les applications pratiques. Les variations éventuelles de  $\Delta\theta$  avec  $h_0$  sont prises en compte dans la valeur de  $M$  et une valeur  $\overline{\Delta\theta}$  moyenne entre les deux potentiels  $h_0$  appliqués est utilisée pour appliquer l'équation (7.14).

L'option que nous proposons consiste à conserver la valeur  $b=0.55$  habituellement considérée comme représentative de la diffusivité des sols "réels", à négliger les variations de  $b$  dans la gamme  $h_0 \in [-150 \text{ mm} ; 0]$ , mais à prendre en compte les variations de  $\Delta\theta$  (mesurées) avec  $h_0$ . L'application de la relation  $K_0 = \frac{\partial \Phi}{\partial h_0}$  se fait alors directement en calculant une valeur de  $\Phi$ , pour chaque potentiel, par l'équation (7.4). Finalement, seules les mesures de  $S$ ,  $\theta_i$  et  $\theta_0$  sont nécessaires pour le calcul de la conductivité. Cette nuance par rapport à l'équation (7.14) nous paraît justifiée si les teneurs en eau finales mesurées sont sensiblement différentes suivant les valeurs de  $h_0$ , ce qui est le cas avec la plupart de nos essais.

Nous pouvons, dans un premier temps, tester cette approximation, pour GS et YLC, avec les valeurs de sorptivité quasi exactes données par l'expression de Parlange (1975). Les résultats, présentés Figure 7.6, indiquent que la précision sur  $K$  est assez bonne (+4 à +10%), avec GS et YLC, bien que pour ce second sol les différences de sorptivité d'un potentiel à l'autre soient moins prononcées. Le principal problème posé par cette méthode, outre la nécessité de réaliser les mesures de  $S$  en différents points du champ, tient au fait que l'on estime une variable,  $K$ , à partir d'un paramètre intégral,  $S$ . La nécessité d'une dérivation rend la méthode sensible aux erreurs de mesure. De plus, la sorptivité intervient par son carré dans l'expression de  $\Phi$ . Il est donc indispensable de tester la précision de cette méthode en l'appliquant avec des valeurs de  $S$  estimées.

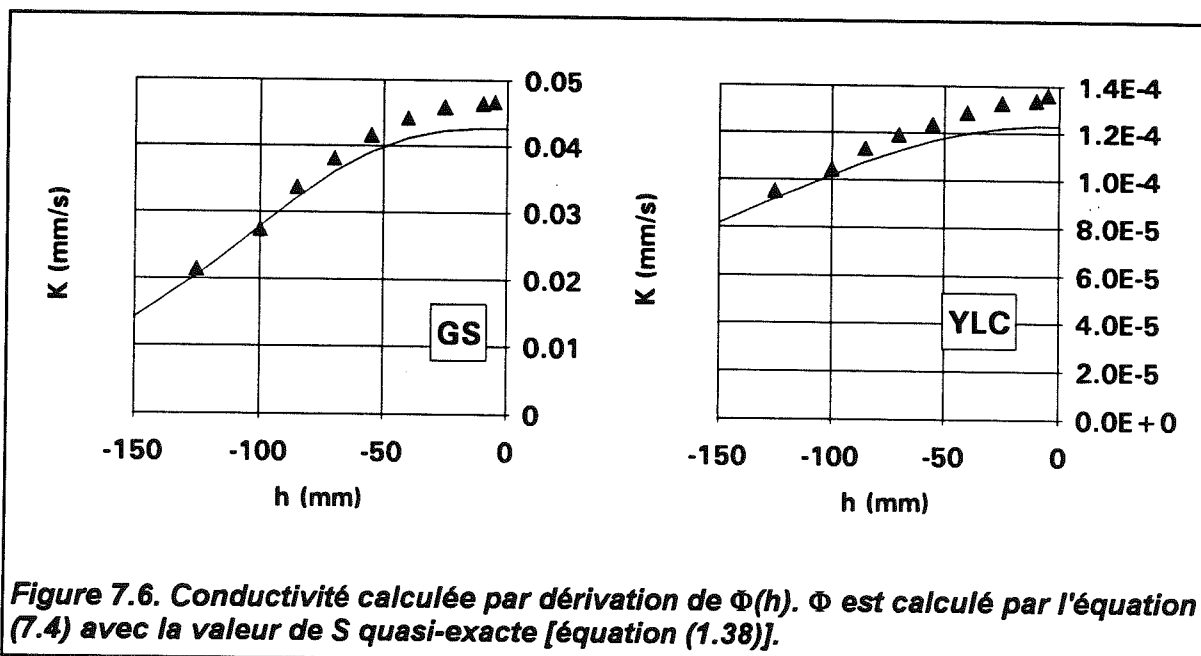


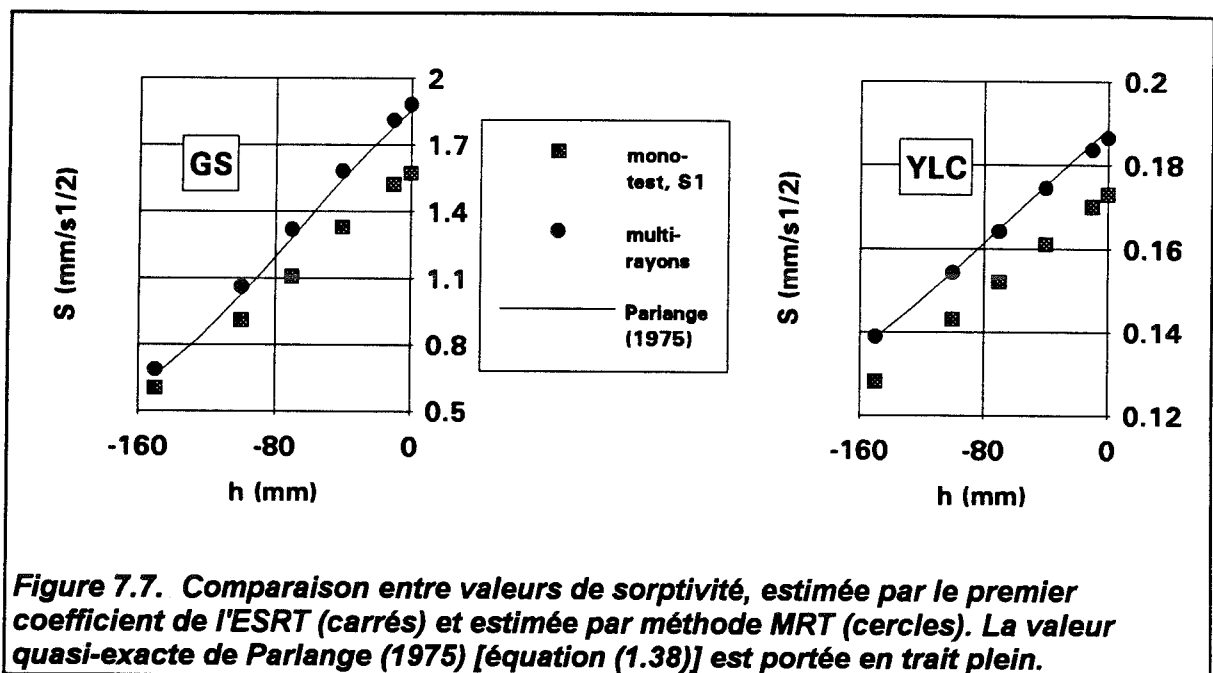
Figure 7.6. Conductivité calculée par dérivation de  $\Phi(h)$ .  $\Phi$  est calculé par l'équation (7.4) avec la valeur de  $S$  quasi-exacte [équation (1.38)].

Les sorptivités correspondant aux essais simulés peuvent être calculées suivant deux méthodes différentes. Soit par détermination directe du coefficient  $S$  de l'ESRT (§ 6.6.1), soit à partir des coefficients  $B$  obtenus pour deux ou plus rayons de source (§ 7.5).

Cette seconde méthode d'estimation de  $S$  est faite par régression linéaire de  $B$  en fonction de  $1/(r \cdot \Delta\theta)$  (Figure 7.4). La pente de cette droite vaut  $\gamma S^2$  et la sorptivité est donc déterminée si la valeur de  $\gamma$  est fixée (à 0.75 pour notre étude). Ces deux estimations sont comparées avec celle de Parlange (1975) Figure 7.7. Alors que l'estimation mono-test de la sorptivité est sous-estimatrice, comme nous l'avons dit au chapitre précédent, celle reposant sur les valeurs de  $B$  est de très bonne qualité, ce qui s'explique

① par la surestimation des valeurs de  $B$  dans leur ensemble, la pente de  $B[1/(r \cdot \Delta\theta)]$  étant ainsi peu affectée,

② par le fait que l'on estime directement le carré de la sorptivité.



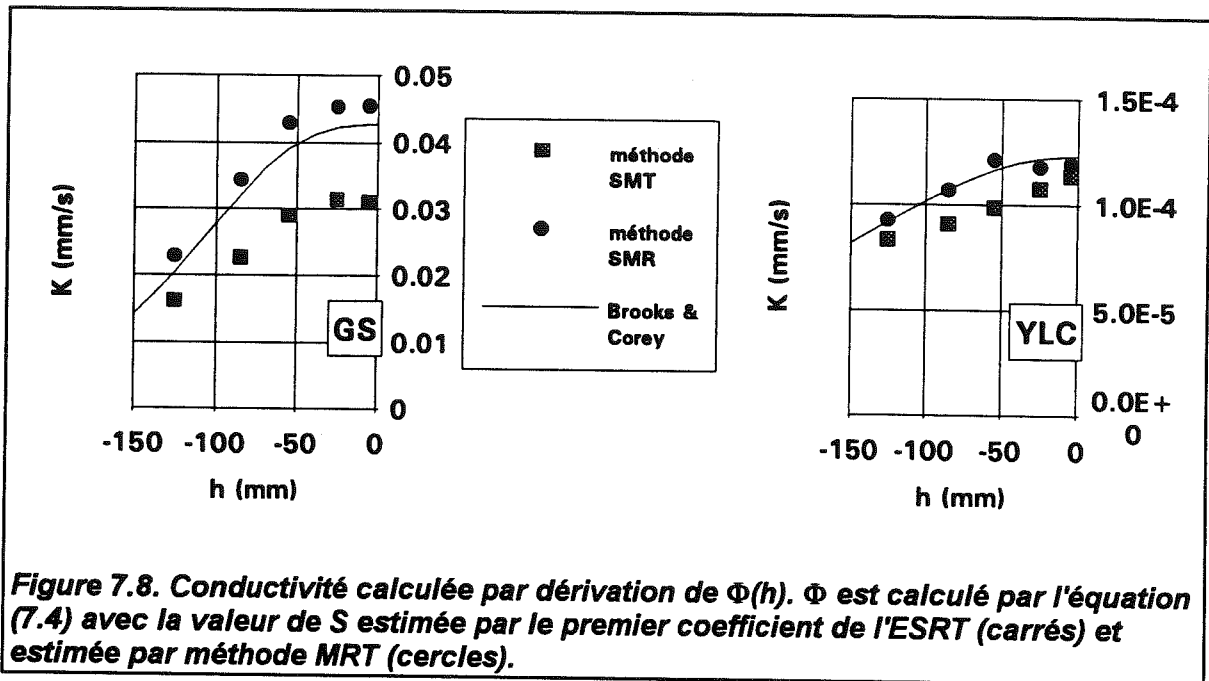
**Figure 7.7. Comparaison entre valeurs de sorptivité, estimée par le premier coefficient de l'ESRT (carrés) et estimée par méthode MRT (cercles). La valeur quasi-exacte de Parlange (1975) [équation (1.38)] est portée en trait plein.**

Il est donc peu surprenant de constater que la méthode de White et Perroux (1989) soit plus précise lorsque l'on utilise les estimations de  $S$  multi-rayons plutôt que les coefficients de  $t^{1/2}$  de l'ESRT (Figure 7.8). Dans les deux cas, la méthode, qui repose sur une différenciation en fonction du potentiel, bénéficie du fait que les estimations de  $S$  soient sur- ou sous-estimées dans leur ensemble. La pente de  $\Phi(h)$  est donc assez correctement prédite. Néanmoins, et comme l'indiquent White et Perroux (1989), l'application de cette méthode in situ peut exiger un nombre important de répétitions à chaque potentiel afin que cette pente soit obtenue avec une précision suffisante. Cette méthode d'estimation de la conductivité sera désignée au chapitre suivant sous les appellations :

- SMT, quand les valeurs de sorptivité sont estimées par méthode mono-test,
- SMR, quand les valeurs de sorptivité sont estimées par méthode multi-rayons.



Notons que dans le cas des méthodes indirectes, la technique multi-rayons perd son côté pénalisant - lié à la nécessité d'introduire plus d'un point de mesure - face à l'approche mono-test, puisqu'un minimum de deux mesures de sorptivité est de toutes façons requis.



### 7.7. Conclusions

Plusieurs méthodes ont été présentées permettant l'estimation de la conductivité hydraulique à partir de l'analyse du régime transitoire d'infiltration axisymétrique. Les méthodes directes, MTP, MTT et MRT sont fortement pénalisées par le fait que le terme gravitaire vertical sur la cinétique d'infiltration est dominé par les effets capillaires latéraux. La méthode mono-test transitoire en est plus fortement affectée que la méthode multi-rayons. Les méthodes "indirectes" fondées sur la relation sorptivité-potentiel, dont le principe repose sur la dérivation d'un paramètre intégral, peuvent constituer une alternative intéressante, même si leur sensibilité à la variabilité spatiale est potentiellement forte. Celle qui repose sur l'estimation multi-rayons de la sorptivité est la plus performante.

Cependant, il nous faut souligner à nouveau ici le fait que ces conclusions ont été obtenues pour des sols "modèles" obéissant au formalisme de Van Genuchten-Brooks et Corey, ayant tendance à induire une conductivité faible pour une valeur de sorptivité donnée. Pour lever l'équivoque vis-à-vis de cette question, il nous paraît souhaitable de tester ces méthodes à travers une analyse d'essais sur sols en place.

## Chapitre 8. APPLICATION IN SITU DES METHODES TRANSITOIRES

### 8.1. Introduction

Nous allons présenter, dans ce chapitre, les résultats de l'application des méthodes décrites aux chapitres 6 et 7 sur des essais réalisés in situ dans le cadre des campagnes HAPEX-Sahel (1993) et EFEDA I (1991). Dans le premier cas, les essais ont été effectués avec l'objectif d'une analyse ultérieure à la fois du régime permanent et du régime transitoire, afin de comparer les résultats de ces deux approches. Dans le cas d'EFEDA I, il s'agit d'essais réalisés avant que les travaux de Smettem et al. (1994) et Haverkamp et al. (1994) n'aient été publiés et donc, avant que l'intérêt pour les méthodes transitoires ne se soit manifesté. Nous tenterons néanmoins de procéder à la même comparaison des approches en régimes permanent et transitoire.

Dans les deux cas, les conductivité et sorptivité "vraies" du sol sont, bien entendu, inconnues. Le regard critique que nous porterons à nos résultats en transitoire tiendra donc, pour l'essentiel, à vérifier leur cohérence avec les résultats des méthodes classiques, tout en considérant la différence d'épaisseur de sol mise en jeu avec les deux approches.

La présentation générale des sites d'expérimentation a été faite au chapitre 5. Les rayons de disque utilisés et les potentiels appliqués pour chaque étude sont résumés dans le tableau 8.1.

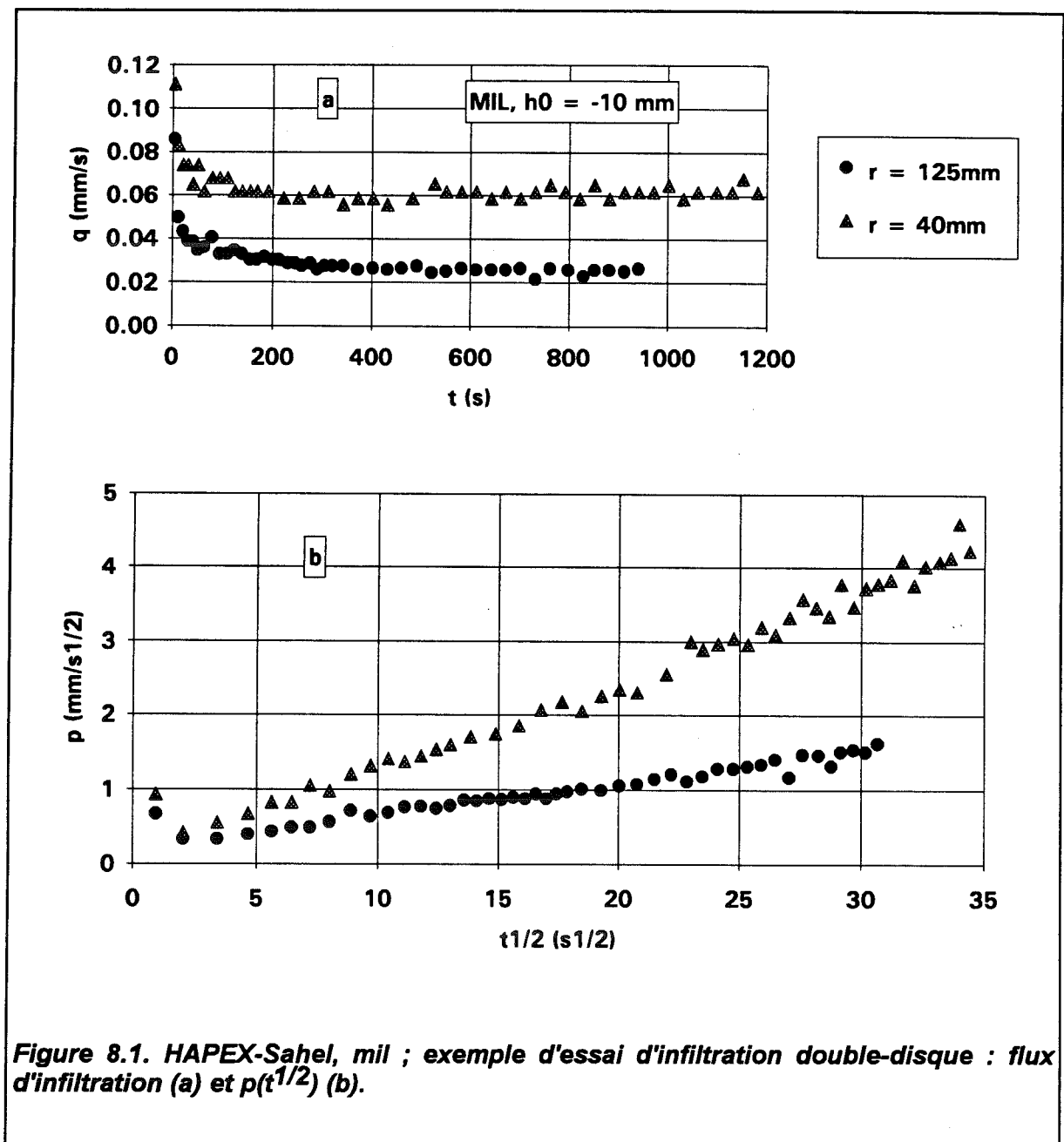
Site de mesure	Rayons de disque	Potentiels appliqués (mm)	Nombre de répétitions
HAPEX, jachère	125 et 40 mm	-10, -40, -70 et -100	3
HAPEX, mil	125 et 40 mm	-10, -40, -70 et -100	3
EFEDA, sites neutroniques	125 et 40 mm	-10, -50 et -100	1 ou 2
EFEDA, BAR 2	125 mm	-50	29
EFEDA, BAR 5	125 mm	-50	25

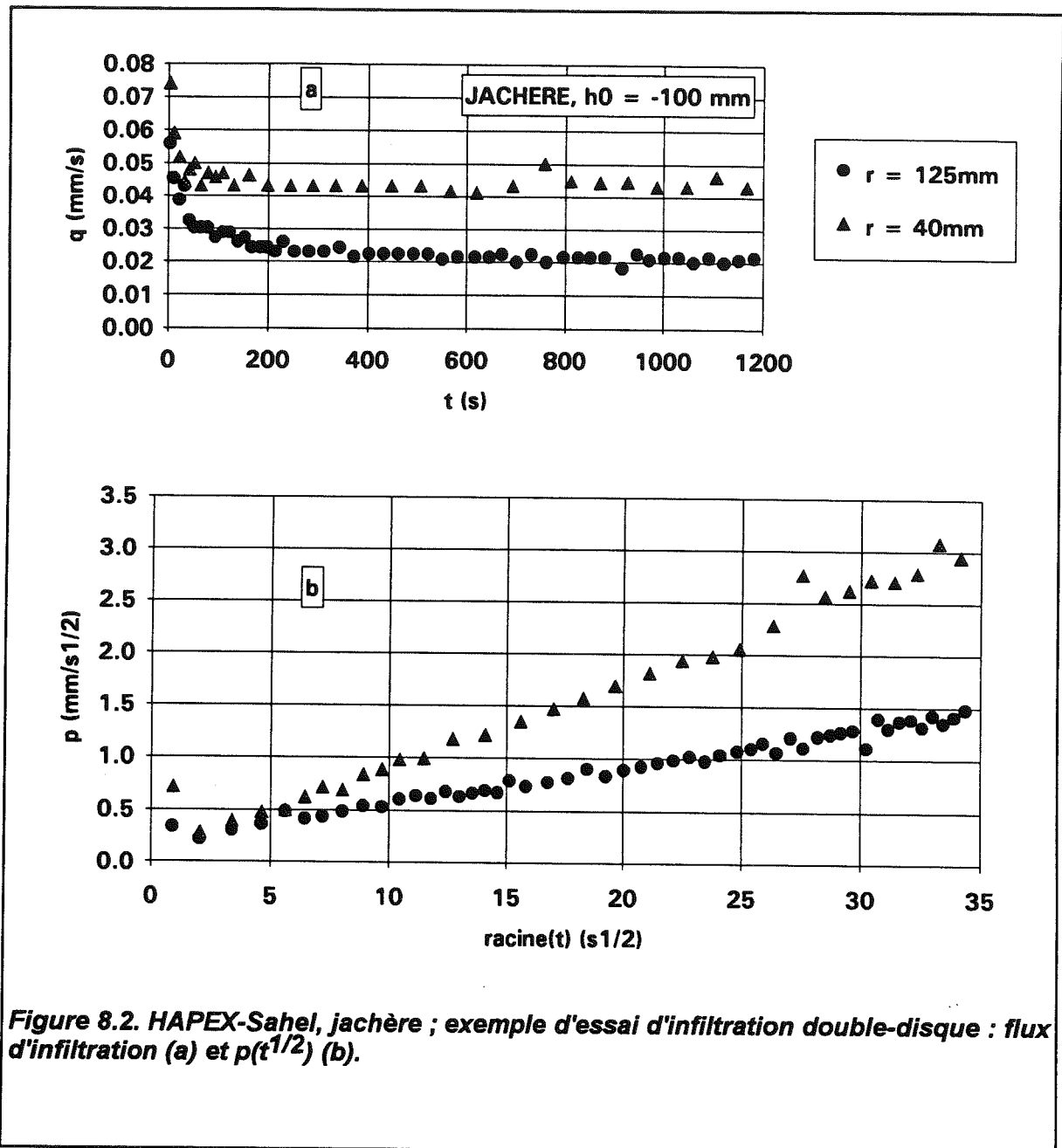
Tableau 8.1. Rayons de disque et potentiels utilisés lors des essais in situ.

### 8.2. HAPEX-Sahel : jachère et mil

Les sols cultivés en mil et ceux mis en jachère du site d'étude d'HAPEX-Sahel sont, nous l'avons dit, essentiellement sableux. En dehors des zones présentant un encroûtement de surface - remarquable dans le cas de la jachère, moins net dans le cas du mil - le sol peut être considéré comme homogène sur une épaisseur d'au moins 10 cm. De plus, l'espacement entre les pluies permet de choisir, pour la réalisation des essais, des

périodes où le drainage et l'évaporation ont eu le temps de s'effectuer (deux jours au minimum après une pluie). Le sol est alors raisonnablement sec et le gradient d'humidité initiale est peu susceptible d'être marqué. Les conditions sont donc remplies pour procéder à une comparaison pertinente des méthodes classiques et transitoires, malgré la différence d'épaisseur de sol mise en jeu. Ceci doit cependant être pondéré, pour la jachère, par l'existence d'une zone racinaire d'herbacées surtout développée en surface et, pour le mil, par l'action en surface du sarclage opéré par les paysans et pouvant entraîner des modifications importantes du réseau poreux.

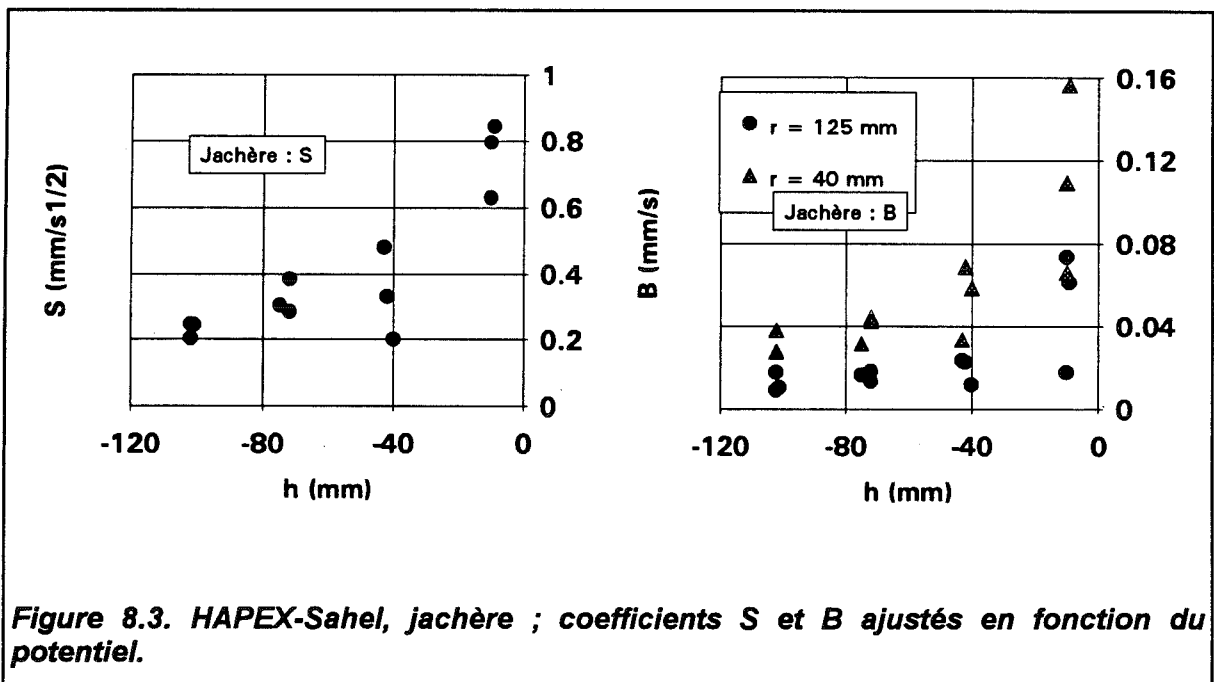




Des exemples d'essai infiltrométrique, avec les disques de rayons 125 et 40 mm, sont présentés Figures 8.1 et 8.2. On notera la bonne linéarité de la représentation de l'essai sous la forme  $p(t^{1/2})$ . Dans certains cas, une certaine concavité résulte de la stabilisation du flux d'infiltration qui tend asymptotiquement vers une valeur  $q_\infty$  supérieure à B. Comme nous l'avons fait remarquer au chapitre 6, l'ajustement des paramètres S et B dans un tel cas ne doit porter que sur la portion linéaire de  $p(t^{1/2})$ . Le choix de la limite à droite,  $t_f$ , de cette portion est en pratique assez arbitraire et se fait "à l'oeil" mais les différences en S et B entre deux choix "raisonnables" sont généralement peu importantes. De plus, la perte progressive de la linéarité de  $p(t^{1/2})$ , pour des essais réalisés in situ, est

due pour une large part aux variations des propriétés hydrodynamiques du sol avec la profondeur. Ainsi, dans certains cas, la courbure observée peut-elle être légèrement convexe. Des considérations théoriques sur la durée  $t_f$  maximale acceptable ne nous semblent donc pas pouvoir contribuer efficacement à l'analyse d'essais sur sols "en place".

Par ailleurs, les deux exemples témoignent d'un accord acceptable avec l'hypothèse d'indépendance entre l'ordonnée à l'origine  $S$  de cette droite et le rayon  $r$ . Des comportements tout à fait analogues sont obtenus dans la majorité des cas. En raison de l'erreur plus grande faite sur la détermination du coefficient  $S$  avec le disque de rayon 40 mm (due au faible rapport  $S/B$ ), nous limiterons notre analyse à celle des coefficients  $S$  obtenus avec le disque de rayon 125 mm et des coefficients  $B$  obtenus avec les deux disques. Enfin, signalons que, lorsqu'un remplissage du réservoir s'est avéré nécessaire pour atteindre le régime permanent, la partie de l'essai postérieure à cette opération n'a pas été prise en compte pour l'analyse en transitoire afin d'éviter d'introduire des erreurs liées à la discontinuité du processus d'infiltration.



**Figure 8.3. HAPEX-Sahel, jachère ; coefficients  $S$  et  $B$  ajustés en fonction du potentiel.**

Les coefficients  $S$  et  $B$  ajustés sont représentés Figures 8.3 (jachère) et 8.4 (mil). Les épaisseurs de sable de contact sont de 1 à 4 mm ce qui correspond à des lames d'eau de 0.3 à 1.4 mm suivant le potentiel. Le terme correctif  $t_0$  [équation (6.18)] calculé suivant la méthode décrite au paragraphe 6.4.4 est généralement inférieur au premier pas de temps de mesure (5 secondes). Le nombre de points initiaux éliminés pour l'analyse n'est que de un ou deux, ce qui correspond à une durée d'influence  $t_i$  de 5 à 15 secondes. Cette

"signature" de la couche de contact est d'autant plus marquée et courte que l'on travaille près de la saturation.

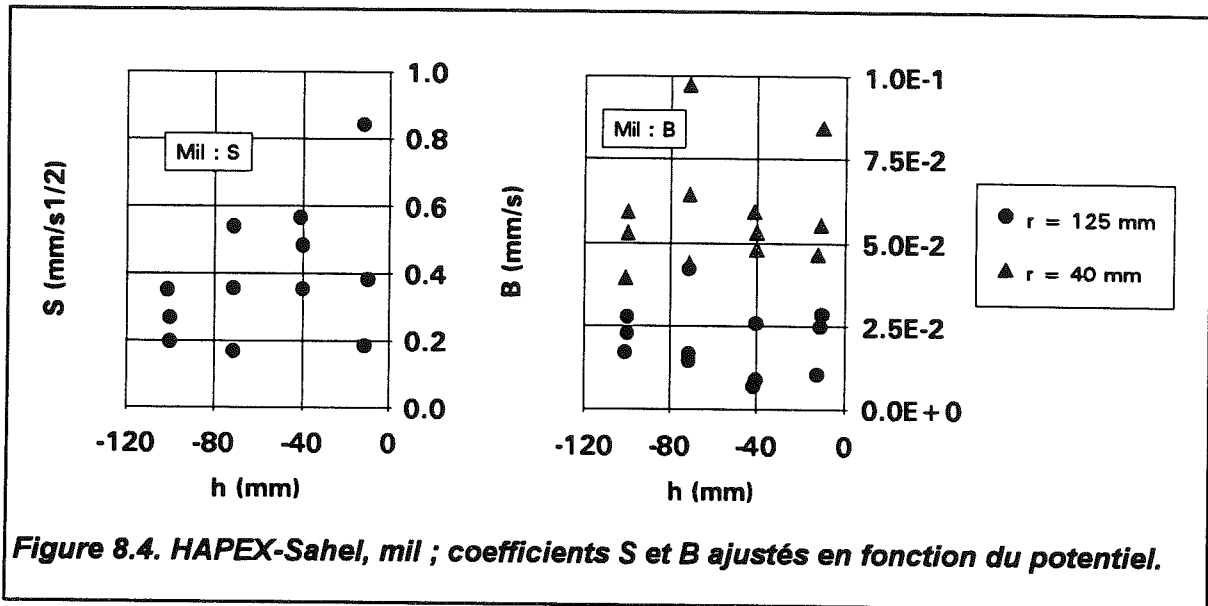


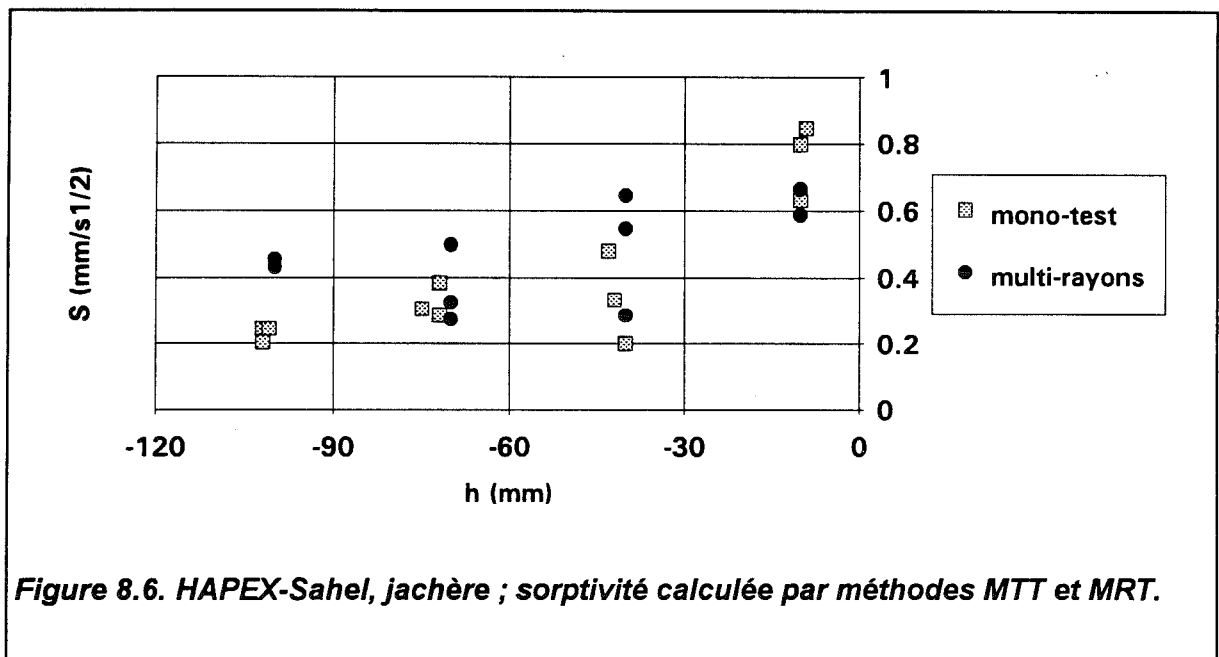
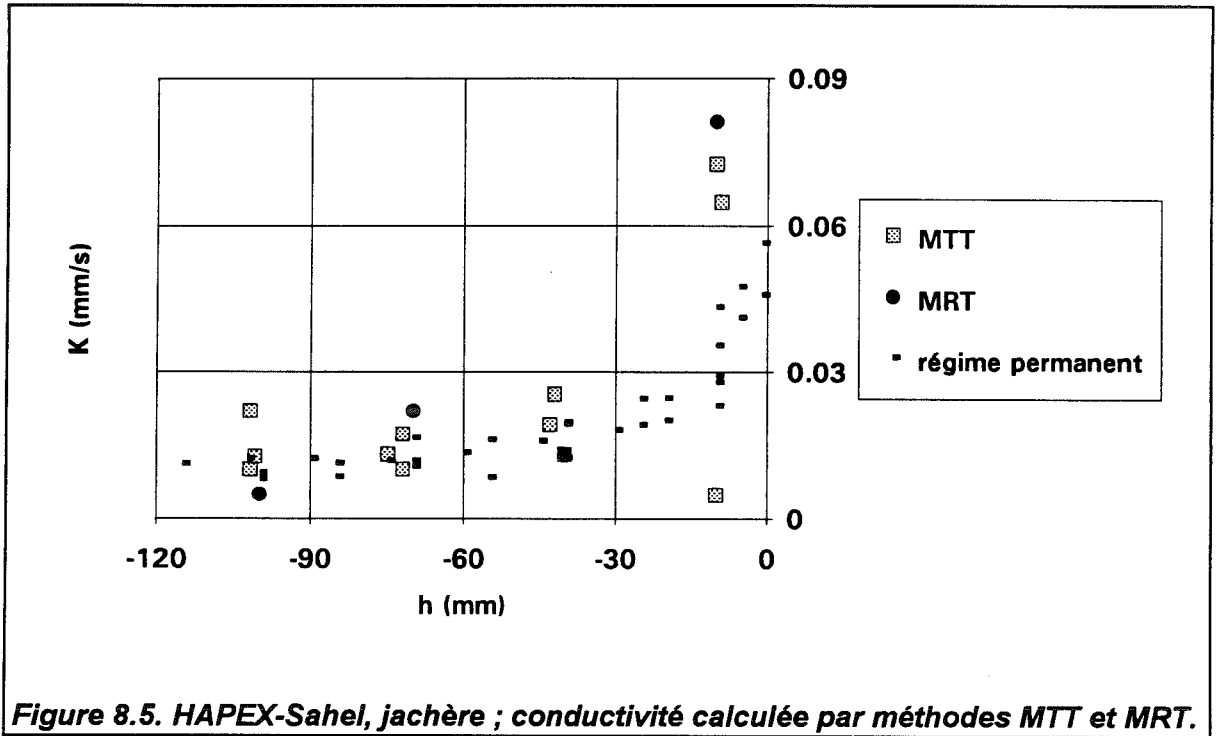
Figure 8.4. HAPEX-Sahel, mil ; coefficients S et B ajustés en fonction du potentiel.

Alors que les valeurs obtenues sont bien ordonnées suivant le potentiel dans le cas de la jachère, on observe au contraire dans le cas du mil, d'importantes variations de S et B pour une même valeur de h. Ces variations sont le signe d'une variabilité spatiale importante des propriétés hydrodynamiques du sol, variabilité qui peut être fortement amplifiée par le sarclage du sol, effectué à travers le champ d'une manière assez aléatoire. Ces variations sont suffisantes pour masquer celles dues aux différences de potentiel imposé ce qui exclut, pour ce sol, l'application des méthodes indirectes présentées au paragraphe 7.6 et qui reposent sur la dérivation de  $\Phi(h)$ .

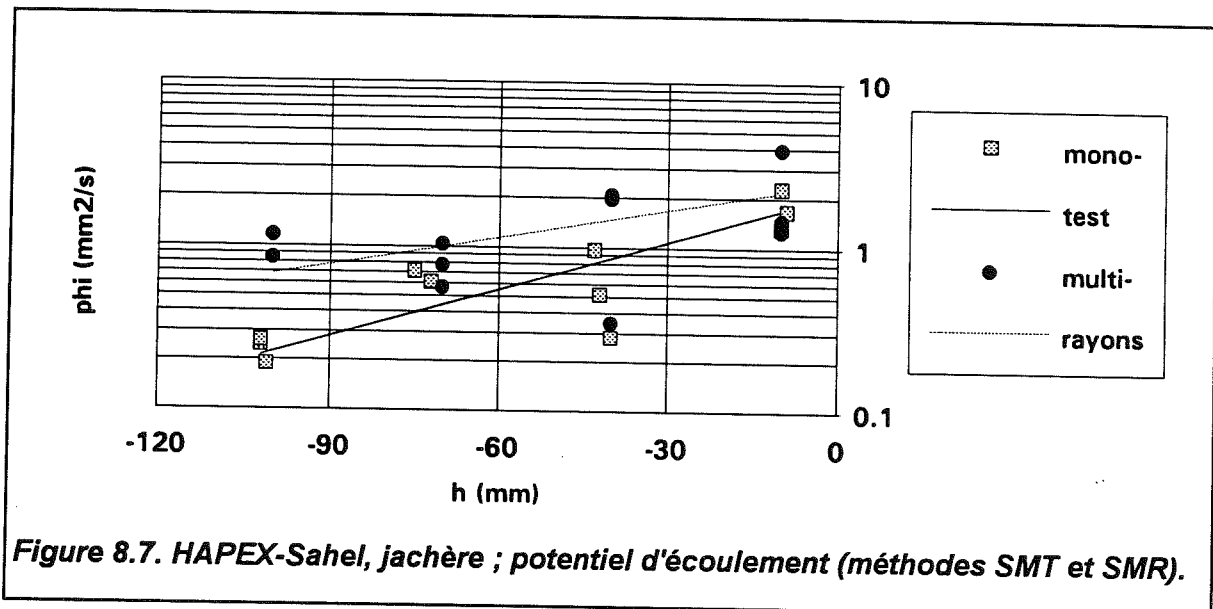
### 8.2.1. Jachère

Les conductivités calculées d'après A (méthodes MTT et MRT) sont représentées Figure 8.5. Les résultats fournis par les méthodes classiques (chapitre 5) sont reportés ici à titre de référence. Le meilleur accord est obtenu en fixant la valeur de  $\beta$  à 0 ce qui semble indiquer que les méthodes directes (i.e. fondée sur l'estimation de A), mono-test et multi-rayons, sont surestimatrices. Cet effet est particulièrement marqué au voisinage immédiat de la saturation où la différence est d'un facteur 2. On obtient ici la même cassure de  $K(h)$  entre les potentiels  $h_0 = -10$  et  $h_0 = -40$  mm que celle déjà visible avec les résultats des méthodes classiques, mais beaucoup plus accentuée. Le caractère "approximatif" de cette validation des méthodes transitoires MTT et MRT est le reflet du peu de précision de ces dernières (voir paragraphes 7.4 et 7.5), leurs résultats étant assez dispersés. Néanmoins, il nous semble assez naturel que des méthodes mettant en jeu une épaisseur de sol moindre

puissent conduire à des valeurs de K plus élevées. Il est en effet assez courant qu'un sol présente une diminution de la conductivité avec la profondeur ce qui ne peut être que plus marqué encore en présence de racines. Les méthodes fondées sur le régime permanent sont alors susceptibles de fournir des conductivités "intermédiaires" entre celle des couches superficielles et celle des couches profondes.



Les estimations mono-test et multi-rayons de la sorptivité, en assez bon accord, sont représentées Figure 8.6. Deux options étaient possible pour l'application de la méthode multi-rayons. La première consiste à porter, sur un diagramme  $B[1/(r \cdot \Delta\theta)]$ , l'ensemble des points obtenus pour une valeur de  $h_0$  donnée (ici, 3 points pour chaque rayon de disque soit 6 points) et d'effectuer une régression linéaire sur cet ensemble. On obtient ainsi une seule valeur de  $A$  et une seule valeur de  $S^2$  par potentiel. Cette option, intéressante dans la mesure où elle lisse les résultats, a été retenue pour  $A$  (voir Figure 8.5) qui ne dépend que peu (à travers  $\beta$ ) de la teneur en eau initiale. En revanche,  $S$  (et plus encore  $S^2$ ) en est très dépendante. Aussi est-il préférable, pour ce paramètre et si  $\theta_i$  varie d'un essai à l'autre, de considérer les essais par paires et d'appliquer l'équation (7.12). [Les essais grand et petit rayon étant réalisés le même jour et à moins d'un mètre de distance,  $\theta_i$  est identique pour les deux essais]. Cette seconde option évite de plus l'utilisation d'une teneur en eau initiale moyenne pour le calcul de  $\Phi$  par l'équation (7.4).



La relation potentiel d'écoulement-pression (Figure 8.7) est d'allure approximativement exponentielle. Ceci traduit l'existence d'une concavité de la relation  $K(h)$  au voisinage de la saturation (une relation  $K(h)$  telle que celle imposée par le formalisme VGBC serait illustrée par une fonction  $\ln\Phi-h$  convexe). Afin de dériver  $\Phi(h)$  pour obtenir  $K$ , nous avons donc ajusté sur les points de mesure la forme intégrale de la fonction exponentielle de Gardner (1958) :

$$\Phi = \frac{K_s}{\alpha} [\exp(\alpha h) - \exp(\alpha h_i)] \quad (8.1)$$

où  $\exp(\alpha h_i) \ll \exp(\alpha h)$  si la teneur en eau initiale est suffisamment faible.



Cette fonction ne peut constituer qu'une approximation dans la mesure où  $\alpha$  ne semble pas pouvoir être considéré comme constant sur l'intervalle  $h \in [-100 ; -10 \text{ mm}]$  (voir paragraphe 5.3.5). Néanmoins, la forme (8.1) présente l'avantage d'une dérivation aisée et celui de n'utiliser que deux paramètres d'ajustement ( $K_S$  et  $\alpha$ ), ce qui est préférable lorsque les mesures présentent une dispersion importante.

On notera que l'intégration de l'équation (1.11) en (8.1) n'est valable en toute rigueur que si le paramètre  $\alpha$  est constant sur l'ensemble de la gamme de pressions mise en jeu  $h_i < h < h_0$ , ce qui, très probablement, n'est pas le cas. Nous considérerons ici que  $\alpha$  peut être considéré comme approximativement constant sur l'intervalle  $h \in [-100 ; -10 \text{ mm}]$  et que sa diminution pour  $h < -100 \text{ mm}$  a peu d'effet sur l'aire totale couverte par  $K(h)$ . Même si nous n'avons aucun moyen de valider cette hypothèse a posteriori, elle nous paraît légitime dans le cas de fonctions  $K(h)$  et  $\Phi(h)$  exponentielles ou concaves.

méthode	SMT	SMR
$K_S/\alpha \text{ (mm}^2/\text{s)}$	2.12	2.49
$\alpha \text{ (mm}^{-1}\text{)}$	2.2E-2	1.3E-2
$K_S \text{ (mm/s)}$	4.8E-2	3.2E-2

Tableau 8.2. Jachère : résultats des méthodes "indirectes".

Les paramètres obtenus par ajustement sur les points  $\Phi(h)$  obtenus par les méthodes SMT et SMR (Figure 8.7) sont donnés dans le tableau 8.2. La différence de conductivité à saturation entre les deux approches est d'un facteur 1.5 ce qui est raisonnable pour une valeur obtenue par dérivation.

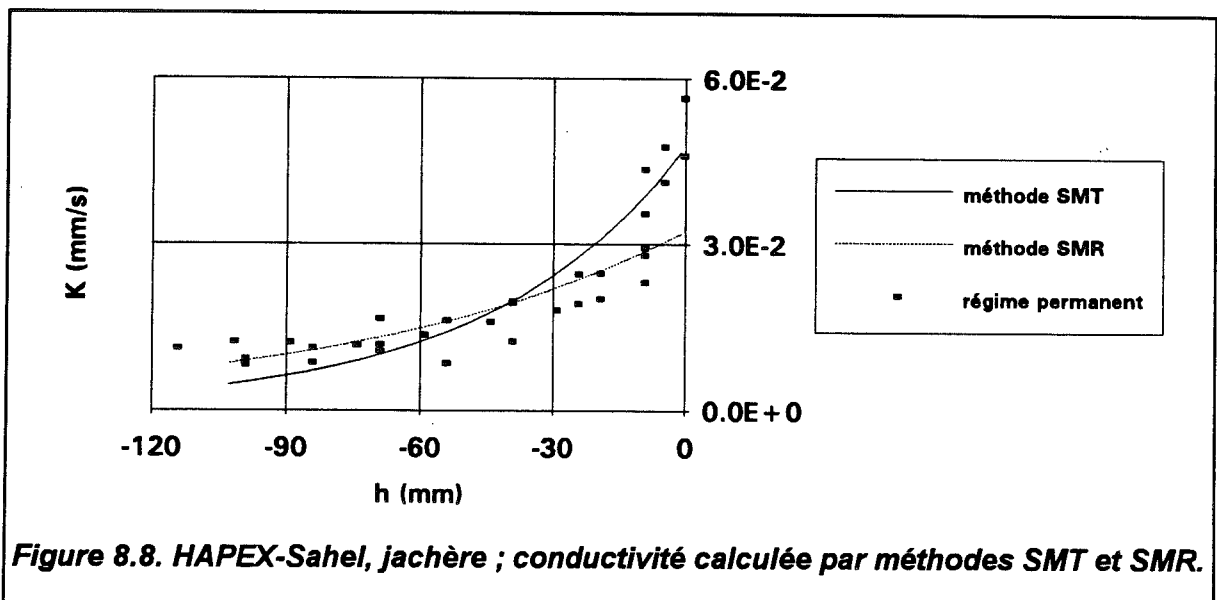


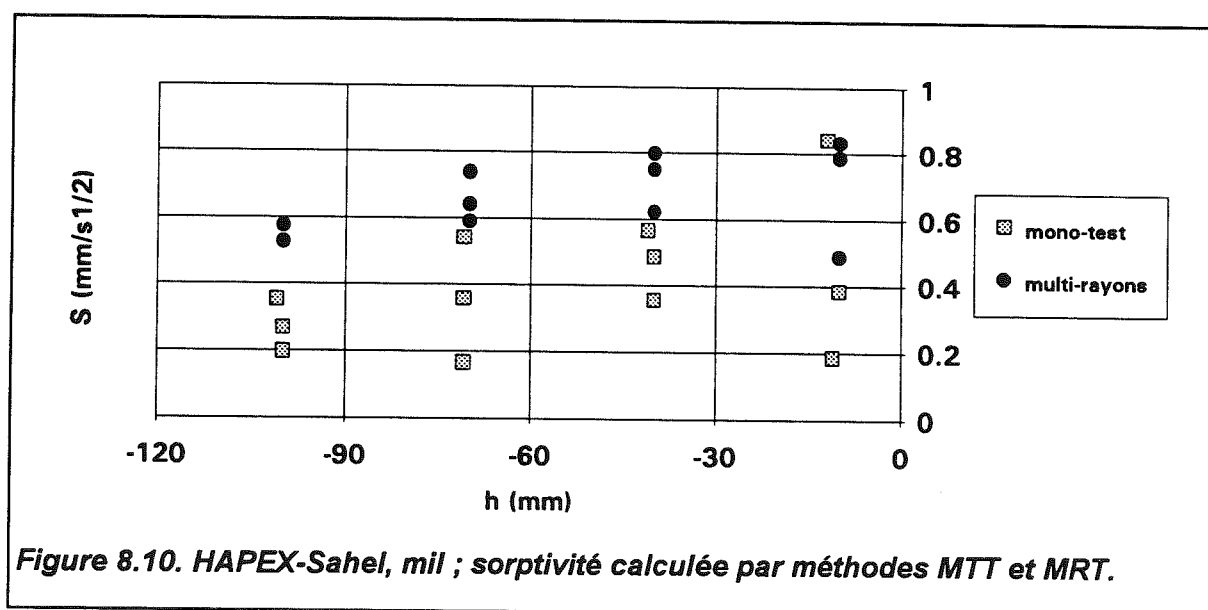
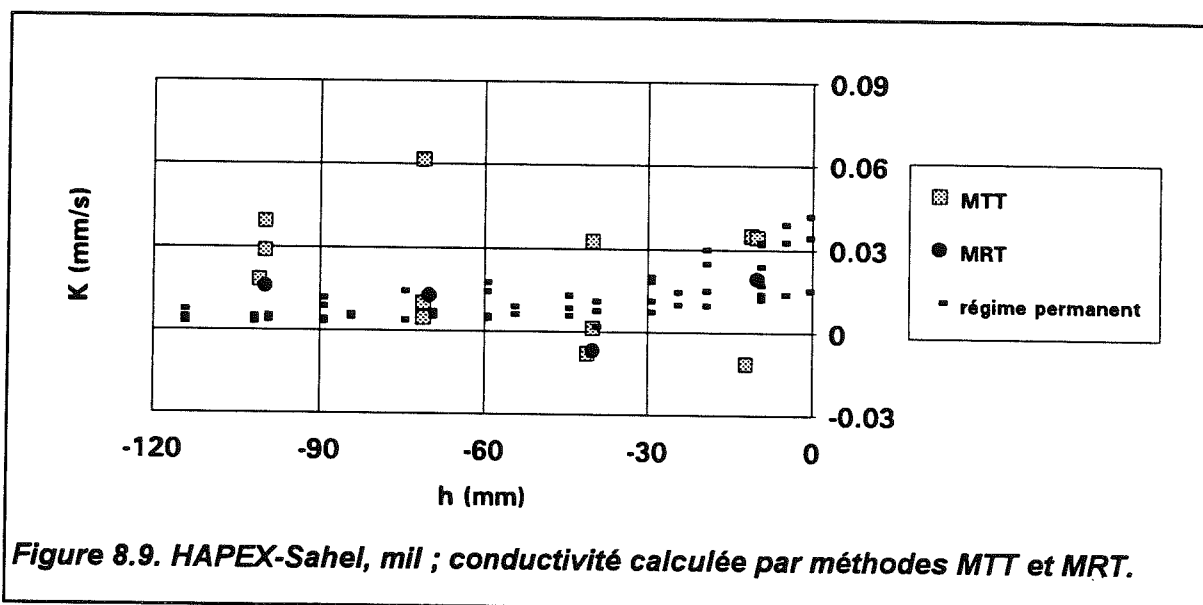
Figure 8.8. HAPEX-Sahel, jachère ; conductivité calculée par méthodes SMT et SMR.

Comme le montre la Figure 8.8, ces résultats sont en bon accord avec ceux issus de l'analyse des régimes permanents. Bien entendu, l'utilisation d'une fonction exponentielle à  $\alpha$  constant ne permet pas de reproduire la cassure de  $K(h)$  à  $-20 \text{ mm}$  de pression mais les

fonctions "moyennes" obtenues sont satisfaisantes. Ces résultats constituent un élément de validation de nos estimations de sorptivité.

### 8.2.2. Mil

Dans le cas du mil, aucune des méthodes transitoires ne donne de résultat satisfaisant. Les estimations directes de la conductivité (i.e. par le terme A) sont très dispersées, certaines valeurs étant fortement surestimées, d'autres étant négatives (Figure 8.9). Rappelons que les résultats présentés dans ce chapitre sont bruts, aucun lissage n'ayant été effectué, ceci afin de juger de la sensibilité des méthodes. La Figure 8.10 présente les estimations de la sorptivité. Là encore, la dispersion des valeurs est assez prononcée et interdit l'application des méthodes indirectes SMT et SMR.



On note d'autre part que les estimations multi-rayons de  $S$  sont systématiquement plus élevées que les estimations mono-test. Or, les premières reposent sur le terme capillaire latéral de l'infiltration (en  $S^2/r$ ) et les secondes, sur le terme capillaire vertical en  $t^{1/2}$ . La différence marquée entre les deux estimations reflète par conséquent le caractère anisotrope du sol étudié, ce qui peut s'expliquer par le passage de l'outil de sarclage dans les premiers centimètres du sol (5 cm environ, C. Peugeot, comm. pers.). L'écoulement latéral ainsi facilité augmente la différence de flux entre grand et petit rayons ce qui perturbe certainement l'estimation de  $A$ .

Cette anisotropie a probablement une influence sur les régimes permanents d'infiltration analysés au chapitre 5 mais sans doute moins marquée que sur les régimes transitoires puisque l'épaisseur de sol mise en jeu est plus grande et donc moins affectée par le sarclage. Néanmoins, l'on peut voir ici une cause possible de sous-estimation de  $K$  par la méthode multi-rayons en régime permanent (paragraphe 5.3.3), dont les résultats pour le mil nous avaient paru étonnamment faibles (cf. conclusions du paragraphe 5.3.6). L'approche transitoire, pour laquelle ces effets sont exacerbés, a ici le mérite de jouer un rôle de révélateur des problèmes que posent de tels sols.

### **8.3. EFEDA**

Comme nous l'avons dit au début de ce chapitre, les essais réalisés pendant la campagne EFEDA I (juin 1991) ont été effectués dans l'optique d'une analyse du régime permanent seul. Ainsi, la quantité de matériau de contact interposé entre disque et sol n'a t'elle pas été mesurée et le choix de ce matériau n'a pas été l'objet d'un soin particulier (du sol sec tamisé a été utilisé en lieu et place de sable).

Nous disposons, pour la campagne EFEDA, de mesures réalisées sur des couvertures végétales et horizons plus variés que dans le cadre de la campagne HAPEX-Sahel (une dizaine de sols/profondeurs) mais avec peu de répétitions pour chacun d'eux (sites neutroniques). En revanche, nous disposons, avec les études de variabilité spatiale menées sur BAR 2 et BAR 5 (§ 5.4), de mesures largement répétées (29 et 25 points, respectivement) mais ne mettant malheureusement en jeu qu'un seul rayon de disque (125 mm) et un seul potentiel (-50 mm).

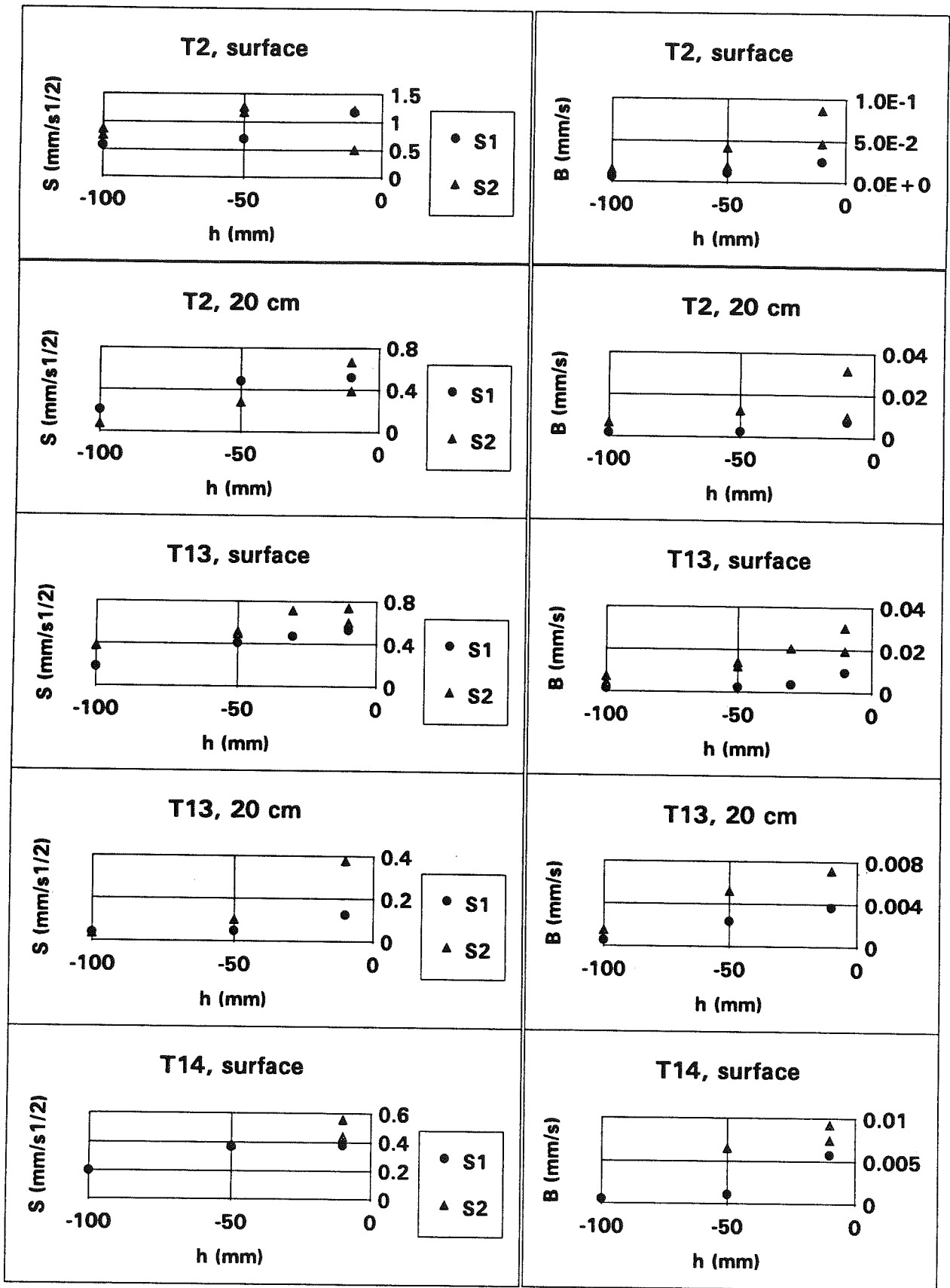


Figure 8.11. EFEDA ; coefficients S et B ajustés en fonction du potentiel.

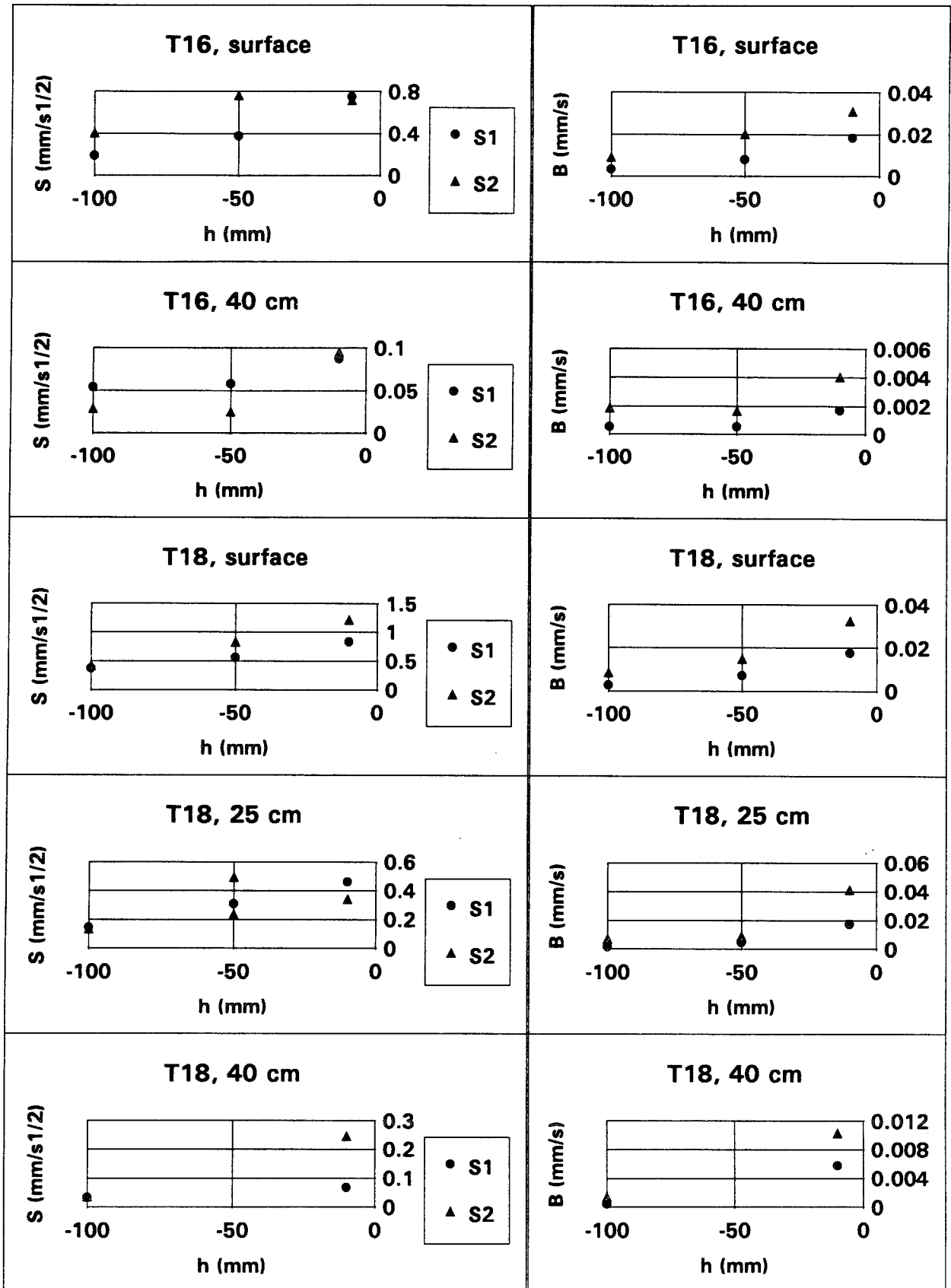


Figure 8.11. (suite)

### **8.3.1. Mesures sur sites neutroniques**

Les coefficients S et B ajustés sont présentés Figure 8.11. Les valeurs de S issues de l'analyse des essais réalisés avec le disque de petit rayon, peu précises comme nous l'avons dit, ne sont portées ici qu'à titre indicatif. Il est ainsi possible de vérifier qu'elles ne sont, ni systématiquement plus faibles, ni systématiquement plus élevées que celles réalisées avec le disque de grand rayon. Nous ne les avons pas utilisées dans la suite. Les valeurs de B, par ailleurs, sont assez conformes à ce que l'on peut attendre c'est-à-dire, croissantes avec  $h_0$  et systématiquement plus élevées avec le disque de petit rayon ce qui permet l'analyse multi-rayons.

Le peu de valeurs dont nous disposons pour un sol, une profondeur et un potentiel donnés nous a conduit à préférer travailler, dans ce cas, sur des valeurs de B légèrement lissées plutôt que sur les valeurs brutes présentées Figure 8.11. Nous avons réduit au minimum les modifications ainsi apportées à nos valeurs, en nous attachant simplement à ce que les variations de B avec  $h_0$  soient régulières pour chaque disque et "parallèles" entre les deux disques. Les répétitions dont nous disposons pour B avec le disque de petit rayon montrent que l'incertitude sur cette valeur peut atteindre un facteur 2 (Figure 8.11). Une opération de lissage est donc assez légitime. Nous avons opéré de manière à éliminer les valeurs de K négatives qui apparaissaient avec les résultats bruts.

Pour un sol donné, les valeurs de S obtenues avec le disque de grand rayon ne sont pas assez nombreuses - nous ne disposons que de trois valeurs, non répétées - pour estimer les paramètres de  $\Phi(h)$  avec une précision suffisante pour dériver cette fonction. Nous ne testerons donc pas ici les méthodes indirectes SMT et SMR présentées au paragraphe 7.6. Nous nous limiterons à l'application des méthodes :

- ① mono-test utilisant le régime permanent (MTP),
- ② mono-test utilisant le régime transitoire (MTT),
- ③ transitoire multi-rayons (MRT),

en prenant  $\beta=0.6$ . Les résultats de chacune de ces méthodes sont comparés avec des valeurs de conductivité de référence prises, au potentiel correspondant, sur les courbes  $K(h)$  exponentielles que nous avons proposées au chapitre 5 (Figure 5.3). Ces fonctions ont été obtenues, rappelons-le, par ajustement sur les résultats des méthodes classiques reposant sur le régime permanent :

- ④ multi-potentiels avec  $r=125$  mm (MP1),
- ⑤ multi-potentiels avec  $r=40$  mm (MP2),
- ⑥ multi-rayons utilisant les régimes permanents (MR).

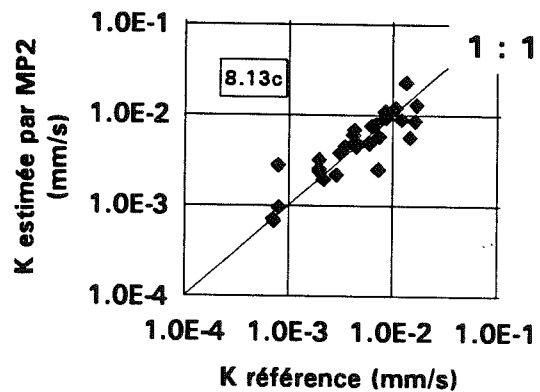
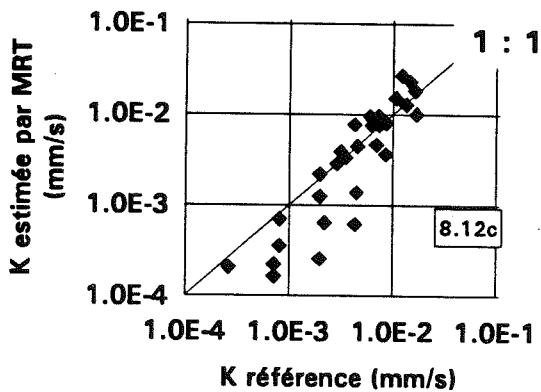
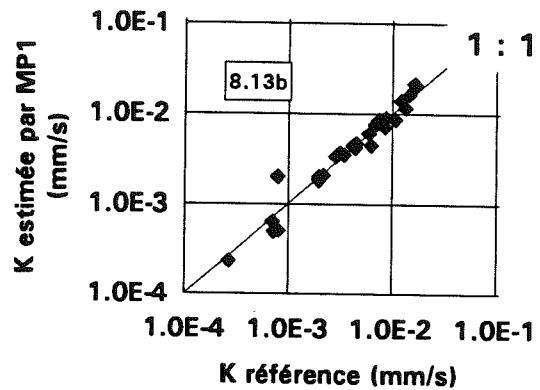
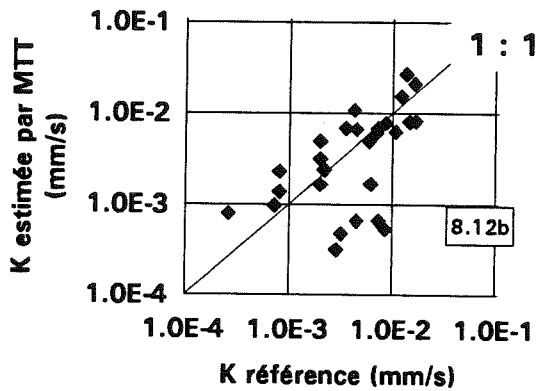
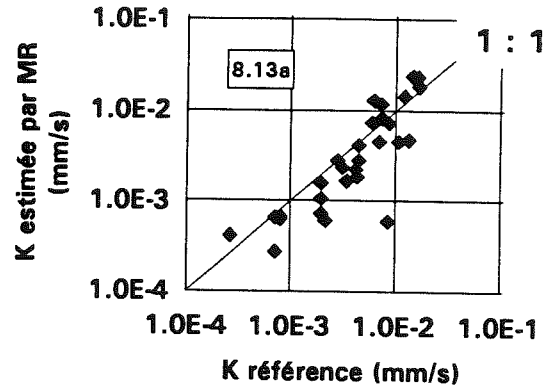
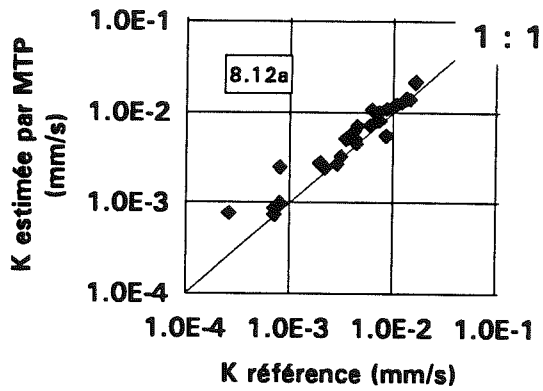
Si la méthode MTP donne des valeurs de K peu dispersées et proches des valeurs de référence (Figure 8.12a), les résultats de la méthode MTT sont, en revanche, assez dispersés (Figure 8.12b). Ces deux méthodes utilisent la même estimation de S aux temps courts mais le caractère minoritaire du terme gravitaire vertical devant le terme en  $S^2$  est exacerbé dans le cas de l'approche transitoire. Ainsi, les valeurs MTT inférieures à  $10^{-3}$  mm/s doivent être considérées comme non fiables.

L'utilisation de deux rayons (méthode MRT, Figure 8.12c) améliore sensiblement la qualité des résultats, sauf pour les faibles valeurs ( $<10^{-3}$  mm/s). Ces valeurs sont celles pour lesquelles A est petit, voire négligeable, devant B. La méthode MRT fournit donc des résultats acceptables mais il doit être systématiquement vérifié après analyse que les termes A et  $\frac{\gamma S^2}{r \Delta\theta}$  sont du même ordre de grandeur. Si tel n'est pas le cas, la valeur de K doit être rejetée.

L'une des questions qui se posent ici est de savoir si la dispersion des résultats de ces méthodes discrimine ou non leur application en remplacement des méthodes classiques. Pour apporter un élément de réponse à cette question, nous avons procédé avec ces dernières (méthodes MR, MP1 et MP2) à la même comparaison avec les valeurs de référence (Figure 8.13). Ces comparaisons sont, bien entendu, très avantageuses pour les méthodes classiques puisque ce sont sur leurs résultats que les fonctions K(h) exponentielles ont été ajustées. C'est de la dispersion des valeurs et non de leur biais que l'on souhaite ici juger.

Comme le montrent les Figures 8.13a et 8.12c, la dispersion des résultats des méthodes multi-rayons en régime permanent et en régime transitoire est assez comparable et ces deux méthodes sont assez cohérentes entre elles. En revanche, les méthodes multi-potentiels (Figures 8.13b et 8.13c) offrent des performances auxquelles les méthodes MTT, MRT et MR ne semblent pas pouvoir prétendre. Nous retrouvons ici les conclusions auxquelles nous étions parvenus dans la première partie de ce mémoire sur la robustesse des méthodes multi-potentiels.

Enfin, soulignons le fait que le matériau utilisé pour assurer le contact infiltromètre-sol (du sol tamisé et non du sable) dans le cas des essais EFEDA (sauf sol nu) rend difficile la détermination des paramètres S et B pour de nombreux essais. Les méthodes mono-test en sont fortement pénalisées. Nous y reviendrons plus loin (§ 8.3.2.2 et 8.4).



**Figure 8.12. EFEDA ; comparaison des résultats des méthodes transitoires avec les valeurs de référence, méthodes MTP (a), MTT (b) et MRT (c).**

**Figure 8.13. EFEDA ; comparaison des résultats des méthodes classiques avec les valeurs de référence, méthodes MR (a), MP1 (b) et MP2 (c).**

### 8.3.2. Mesures sur BAR 2 et BAR 5

Ces essais ayant été réalisés avec un seul rayon de disque ( $r=125$  mm) et un seul potentiel ( $h_0=-50$  mm), seules les méthodes mono-test peuvent être appliquées. Nous



allons donc comparer ici celle reposant sur le régime permanent (MTP) avec celle utilisant le régime transitoire (MTT). Notons que les essais réalisés sur ces deux champs, en raison de leur nombre, ont été poursuivis sur une durée assez courte (15 à 25 minutes). Pour plusieurs d'entre eux, l'hypothèse d'un flux stabilisé est douteuse. Certaines des valeurs de  $q_{\infty}$  utilisées pour la méthode MTP peuvent ainsi être surestimées. De plus, l'hypothèse d'uniformité du profil de teneur en eau initiale n'est pas respectée (cf. tableau 5.8).

### 8.3.2.1. Sol nu BAR 2

Dans le cas du sol nu (BAR 2), il n'a pas été nécessaire d'interposer de couche de contact sous l'infiltromètre, le sol étant suffisamment peu cohérent pour être facilement aplani. Ainsi, on ne note aucune décroissance initiale de  $p(t^{1/2})$ , ce qui rend la détermination de S généralement aisée. Pour 23 essais sur 29, la linéarité de cette fonction est bonne sur toute la durée de l'essai et les paramètres S et B peuvent être déterminés sans ambiguïté. Pour les autres essais, la détermination de B est douteuse. La Figure 8.14 montre le cas d'un essai rejeté, aucun élément ne permettant de déterminer clairement la partie de la courbe à prendre en compte. On peut faire l'hypothèse que des couches de conductivité différentes soient rencontrées par le front d'infiltration.

méthode	MTP	MTT
$\bar{K}$ (mm/s)	9.8E-3	8.2E-3
$\sigma_K$ (mm/s)	1.6E-3	2.6E-3
CV (%)	17	31

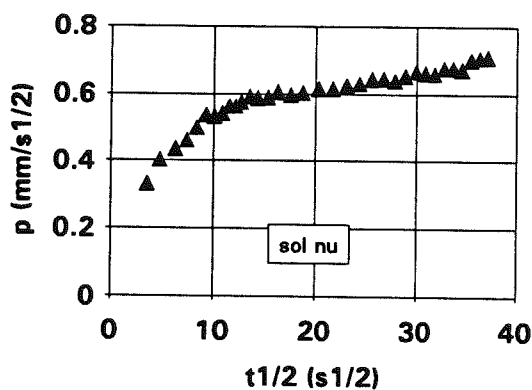
Tableau 8.3. Sol nu BAR 2 : moyenne, écart-type et coefficient de variation des conductivités calculées par les méthodes mono-test (sur 23 valeurs).

La comparaison MTP-MTT (Figure 8.15) montre à nouveau des valeurs plus dispersées si l'on utilise le régime transitoire, ainsi qu'une nette tendance à fournir des valeurs plus faibles. Les moyennes  $\bar{K}$  et écart-types  $\sigma_K$  de ces résultats sont données dans le tableau 8.3.

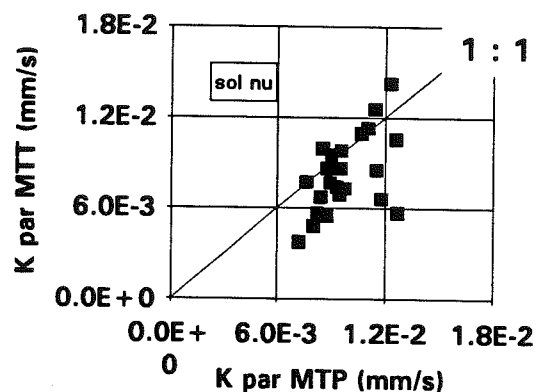
Même si les méthodes MTP et MTT restent cohérentes, au moins quant à l'ordre de grandeur des résultats qu'elles fournissent, il est tentant de rechercher les causes de la différence observée Figure 8.15. Le gradient vertical de densité apparente sèche, pour la plupart des sols d'EFEDA, rend assez vraisemblable l'hypothèse d'une diminution marquée de la conductivité avec la profondeur. Nous avons vu au chapitre 5 que cette diminution pouvait être clairement mise en évidence sur 20 à 40 centimètres de profondeur (Figure 5.4). Une telle diminution, si elle se manifeste sur les dix premiers centimètres de sol, est susceptible de conduire à des valeurs de sorptivité fortes qui ne soient pas cohérentes avec les valeurs de  $q_{\infty}$  et de B faisant intervenir les couches plus profondes. De plus, la

sorptivité est maximisée par la faible teneur en eau initiale du sol nu (5% en moyenne). Il est possible, par conséquent, que nos valeurs de conductivité soient sous-estimées en raison d'un terme en  $S^2$  calculé trop important [voir équations (3.35) et (7.6)]. Cet effet, plus prononcé dans le cas de l'approche transitoire ( $A$  étant plus faible que  $K$ ), peut expliquer les différences entre les résultats des méthodes MTP et MTT. Comme dans le cas des mesures sur sites neutroniques, ce sont les faibles valeurs qui sont peu fiables.

Plus que toute autre, les méthodes mono-test, en régime permanent comme en régime transitoire, doivent être appliquées pour des sols homogènes sur l'épaisseur mise en jeu par le processus d'infiltration.



**Figure 8.14. EFEDA, sol nu ; exemple d'essai d'infiltration rejeté.**



**Figure 8.15. EFEDA, sol nu ; scattérogramme des méthodes mono-test, MTP et MTT.**

### 8.3.2.2. Maïs irrigué BAR 5

Dans le cas du maïs, le bon fonctionnement hydraulique de l'infiltromètre est assuré par une couche de contact constituée de sol environnant tamisé et non de sable [rappelons que ces essais n'ont pas été réalisés dans le but d'une analyse du régime transitoire]. Ce matériau rend très délicate l'estimation des paramètres  $S$  et  $B$  comme le montre l'essai typique représenté Figure 8.16. En effet, la partie décroissante de  $p(t^{1/2})$  s'étend sur une durée  $t_j$  (cf. § 6.4.4) très importante ( $280 \pm 110$  secondes). De plus, l'allure de ces courbes est nettement plus bruitée que dans le cas du sol nu BAR 2. L'hypothèse selon laquelle le processus, après cette durée  $t_j$ , est le même que celui que l'on aurait obtenu sans couche de contact devient très discutable. La quantité de matériau interposé n'a pas été mesurée, ce qui ne permet pas l'estimation des termes  $l_0$  et  $t_0$  [équations (6.17) et (6.18)]. Enfin, nous avons souligné au chapitre 2 l'importance qu'il y a à disposer, pour la couche de

contact, d'un matériau de sorptivité et conductivité très supérieures à celles du sol sous-jacent. Il n'est pas certain que cela soit le cas du sol tamisé.

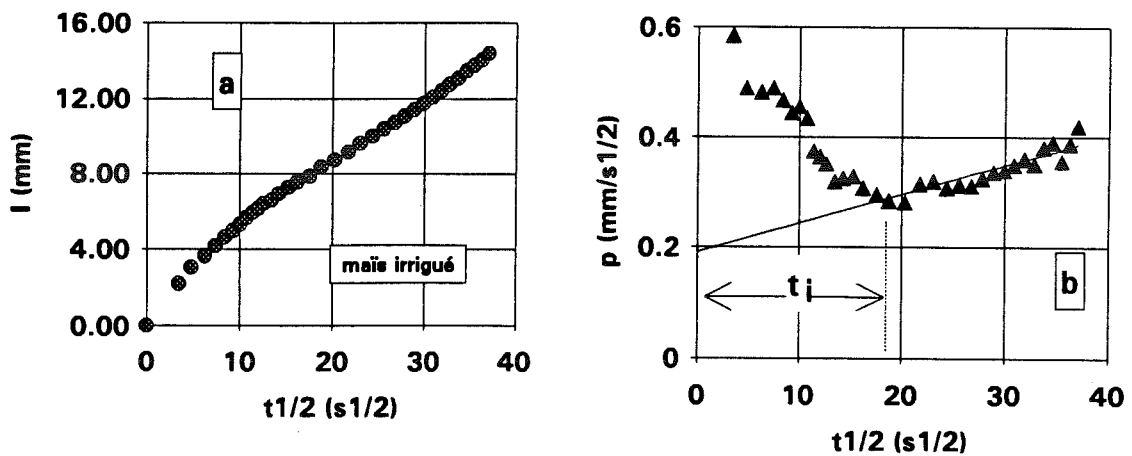


Figure 8.16. EFEDA, maïs irrigué ; exemple d'essai d'infiltration, lame infiltrée cumulée (a) et  $p(t^{1/2})$  (b).

méthode	MTP	MTT
$\bar{K}$ (mm/s)	4.7E-3	-1.5E-3
$\sigma_K$ (mm/s)	1.5E-3	5.3E-3
CV (%)	32	350

Tableau 8.4. Maïs irrigué BAR 5 : moyenne, écart-type et coefficient de variation des conductivités calculées par les méthodes mono-test (sur 22 valeurs).

Les conductivités calculées par les méthodes MTP et MTT sont très différentes (tableau 8.4), l'approche transitoire conduisant à des valeurs très dispersées et négatives dans la moitié des cas. Les mêmes valeurs de  $S$  sont utilisées dans les deux cas ; ce sont par conséquent les valeurs de  $B$  qui sont aberrantes.

La différence entre la valeur du flux en régime permanent  $q_\infty$  et celle de  $B$  représente approximativement l'écart entre  $A$  et  $K$ . Alors que dans le cas du sol nu, le rapport  $B/q_\infty$  est de 60% en moyenne, ce rapport est de 30% dans le cas du maïs, ce qui indique la sous-estimation très probable de  $B$ .

Comme nous l'avons dit au chapitre 6, l'application des méthodes transitoires, mono-test tout particulièrement, est beaucoup plus exigeante que celle des méthodes classiques quant au problème de la couche de contact. Il semble ainsi illusoire d'estimer les paramètres  $S$  et  $B$  avec une précision acceptable quand le matériau de contact ne possède pas les qualités requises, à savoir une conductivité et une sorptivité très forte devant celles

du sol faisant l'objet de la mesure. La quantité utilisée doit, plus encore que pour l'analyse du régime permanent, être réduite au minimum.

#### 8.4. Adimensionnalisation de la courbe d'infiltration cumulée

La linéarité de la relation  $p(t^{1/2})$  est un élément déterminant pour juger de l'applicabilité de l'ESRT sous la forme à deux paramètres (6.7b). Une autre approche a été proposée par Sharma et al. (1980) dans le cas monodimensionnel avec l'équation de Philip à deux paramètres (1.32). Ces auteurs ont proposé des méthodes de mise en échelle des paramètres  $S$  et  $A$ , à l'échelle d'un bassin versant, sur la base de la théorie des milieux similaires (Miller et Miller, 1956).

Dans le cas d'une géométrie axisymétrique, la méthode d'adimensionnalisation proposée par Sharma et al. (1980) [et par Parlange (1977) sous une forme assez similaire] peut être reprise en remplaçant le paramètre  $A$  par  $B$ . On pose :

$$\lambda = \frac{B l}{S^2} \quad ; \quad \tau = \frac{B^2 t}{S^2} \quad (8.1);(8.2)$$

L'équation (6.7b) devient alors :

$$\lambda = \tau^{1/2} + \tau \quad (8.3)$$

Les essais réalisés sur le sol nu BAR 2 (voir paragraphe précédent) sont présentés sous forme brute Figure 8.17ab et sous forme adimensionnelle Figure 8.17cd, montrant que l'évolution de la lame infiltrée est bien décrite par une équation à deux termes, fonctions de  $t^{1/2}$  et de  $t$ . Les essais BAR 2 se prêtent bien à l'adimensionnalisation dans la mesure où ils sont effectués sans couche de contact et avec une teneur en eau initiale bien uniforme (voir tableau 5.6). Les lames infiltrées correspondant aux paramètres moyens  $\bar{S}$  et  $\bar{B}$  sont portées en trait continu [ces valeurs ont été calculées par moyennes géométriques, peu différentes des moyennes arithmétiques dans le cas du sol nu, les paramètres variant peu d'un essai à l'autre]. La représentation des données adimensionnalisées en échelle log-log permet de constater que la dispersion est plus importante en début d'essai (Figure 8.17d) ce qui, à notre sens, peut être le signe du démarrage difficile de certains essais.

La même opération réalisée avec les essais sur maïs irrigué BAR 5 donne des résultats de qualité très inférieure, ce en raison des difficultés d'estimation des paramètres  $S$  et  $B$  liées à l'utilisation d'une couche de contact peu "performante". La Figure 8.18 montre

assez clairement que l'équation à deux termes, fonctions de  $t^{1/2}$  et de  $t$ , décrit mal le processus d'infiltration pour ces essais. La lame infiltrée calculée avec les paramètres moyens  $\bar{S}$  et  $\bar{B}$  ne correspond avec la moyenne des processus, ni en données brutes (Figure 8.18a), ni en données adimensionnalisées (Figure 8.18c). Enfin, la dispersion des points de mesure est maximale en début d'essai (Figure 8.18d), le démarrage du processus d'infiltration variant largement d'un essai à l'autre suivant la durée d'influence de la couche de contact.

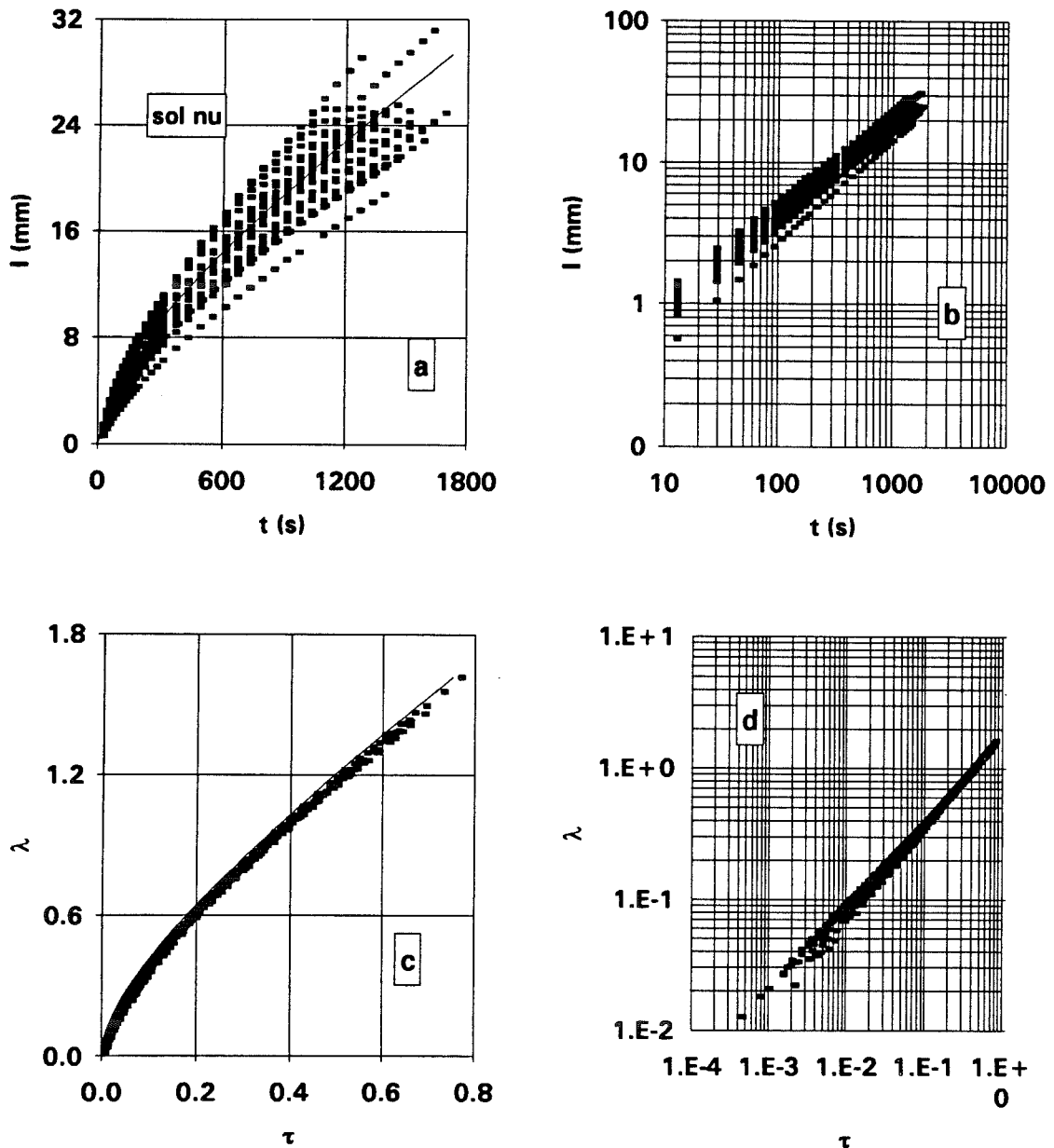


Figure 8.17. EFEDA, sol nu ; essais d'infiltration sous formes brute (a et b) et adimensionnalisée (c et d) (23 essais sont représentés).

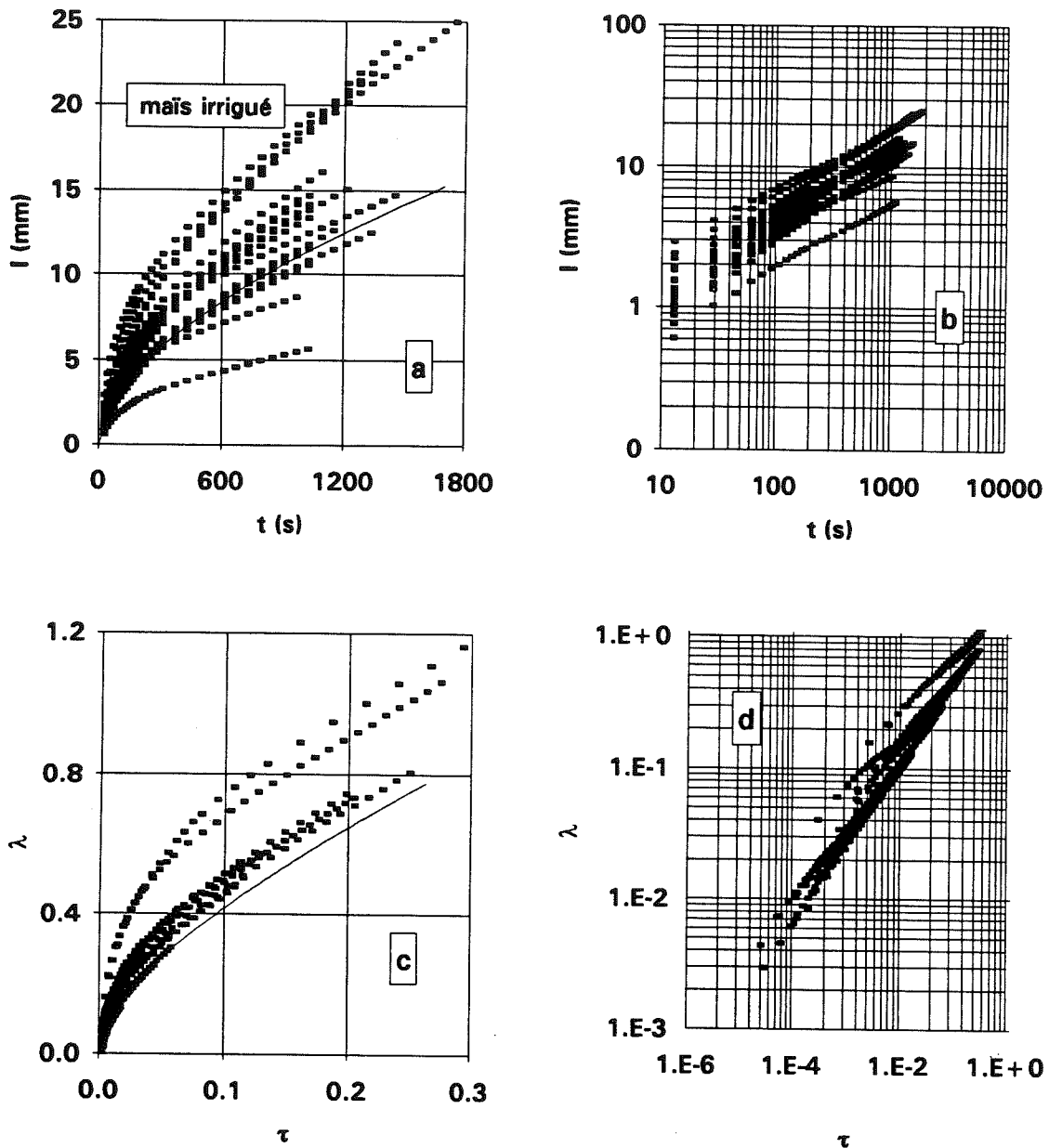


Figure 8.18. EFEDA, maïs irrigué ; essais d'infiltration sous formes brute (a et b) et adimensionnée (c et d) (22 essais sont représentés).

### 8.5. Sorptivité et conductivité des sols en place

Au paragraphe 6.5, nous avons comparé l'importance relative des termes de l'ESRT et présenté les rapports conductivité/sorptivité de quelques sols "modèles" tirés de Fuentes et al. (1992). Nous avons ainsi montré que pour ces sols, le rapport  $K/S$  est suffisamment faible pour que le terme capillaire latéral de l'infiltration axisymétrique domine nettement le

terme gravitaire. Il nous semble important de vérifier dans quelle mesure cette assertion se trouve vérifiée pour des sols en place.

Nous avons repris le diagramme S-K de la Figure 6.12, sur laquelle étaient portés les sols de Fuentes et al. (1992) et nous y avons ajouté quelques résultats obtenus in situ pour des sols assez variés (Figure 8.19). Les sorptivité et conductivité de ces sols, mesurées par infiltromètres à disque, sont données dans le tableau 8.5. Il apparaît clairement que, pour ces sols, la valeur de K est significativement plus élevée pour une valeur de S donnée. L'hypothèse selon laquelle cette différence d'avec les valeurs des sols de Fuentes et al. (1992) serait due à un biais systématique introduit par l'appareil lui-même est peu réaliste, la différence de conductivité étant d'environ un module entre les deux groupes de sols. Il nous faut donc admettre que les conductivités mesurées in situ sont renforcées par des effets de structure au voisinage de la saturation. On notera que l'argile compactée (n°20), dépourvue de structure et de conductivité très faible, s'inscrit mieux dans le cadre des sols de Fuentes et al. (1992) que dans celui des sols en place (Figure 8.19).

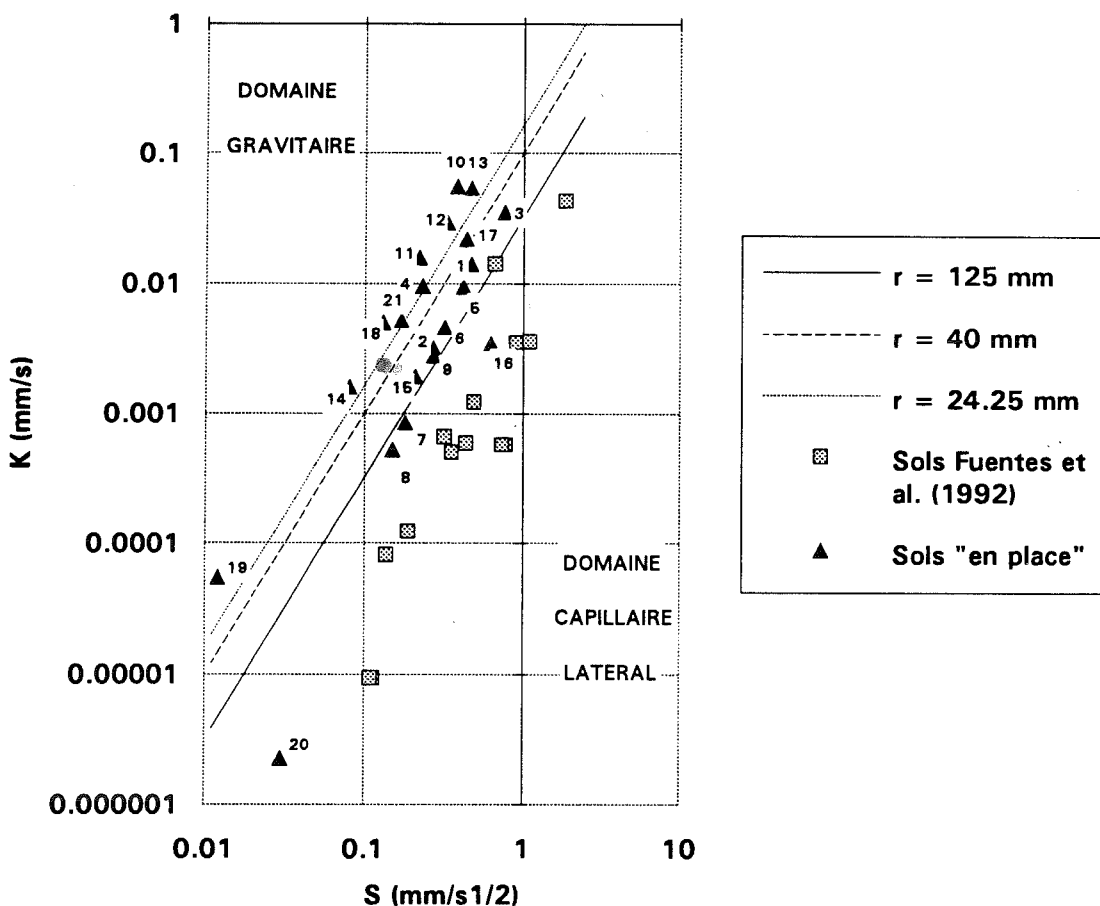


Figure 8.19. Diagramme S-K de quelques sols en place (triangles) ; les numéros réfèrent au tableau 8.5 ; les sols de [Fuentes et al. (1992)] sont reportés pour comparaison (carrés). Les droites correspondent à la condition  $B=2A$  pour différents rayons et pour des valeurs standard  $\gamma=0.75$ ,  $\beta=0.6$  et  $\Delta\theta=0.4$ .

Sols	n°	S (mm/s <sup>1/2</sup> )	K (mm/s)
HAPEX, Mil (h=-10 mm) [sable]	1	0.47	1.4E-2
HAPEX, Mil (h=-100 mm) [sable]	2	0.27	3.2E-3
HAPEX, Jachère (h=-10 mm) [sable]	3	0.76	3.5E-2
HAPEX, Jachère (h=-100 mm) [sable]	4	0.23	9.7E-3
EFEDA, BAR 2 [silt loam]	5	0.42	9.5E-3
EFEDA, BAR 5 [silt loam]	6	0.32	4.7E-3
HAPEX, croûtes ST [sandy clay loam]	7	0.18	8.5E-4
HAPEX, croûtes SED [sandy clay loam]	8	0.15	5.2E-4
HAPEX, brousse tigrée [sandy clay loam]	9	0.27	2.8E-3
Côte St André, Emergence [limon sableux]	10	0.38	5.5E-2
Côte St André, Récolte [limon sableux]	11	0.22	1.6E-2
Côte St André, agrégats [limon sableux]	12	0.33	2.9E-2
Coria Del Rio, Emergence [limon sableux]	13	0.47	5.4E-2
Coria Del Rio, Récolte [limon sableux]	14	0.08	1.6E-3
Côte d'Ivoire, Semis Direct [sol gravillonnaire]	15	0.21	1.9E-3
Côte d'Ivoire, Labour Récent [sol gravillonnaire]	16	0.63	3.5E-3
Montpellier [limon]	17	0.44	2.2E-2
Séville [argile]	18	0.13	5.1E-3
Claye-Souilly [limon fin]	19	0.012	5.5E-5
Argile compactée de l'Aube	20	0.03	2.3E-6
Vosges [limon]	21	0.17	5.3E-3

Tableau 8.5. Sorptivité et conductivité mesurées par infiltromètres à disque pour quelques sols en place. n<sup>OS</sup> 1 à 9 : ce travail ; n<sup>OS</sup> 10, 11, 13 et 14 : Angulo Jaramillo et al. (1994a) ; n<sup>O</sup> 12 : Angulo Jaramillo et al. (1995) ; n<sup>OS</sup> 15 et 16 : Vauclin et Chopart (1992) ; n<sup>OS</sup> 17 et 18 : Thony et al. (1991) ; n<sup>O</sup> 19 : Angulo Jaramillo et al. (1994b) ; n<sup>O</sup> 20 : Vauclin et al. (1993) ; n<sup>O</sup> 21 : Gaudet et al. (1995).

Pour chacun de ces sols, le rayon minimal  $r_m$  [équation (6.25)] permettant de se situer dans le domaine gravitaire peut être estimé en prenant  $\gamma=0.75$  et  $\beta=0.6$ . Cette valeur du rayon de disque constitue une valeur limite donnant un poids égal aux termes gravitaire (A) et capillaire latéral  $[\gamma \cdot S^2 / (r \cdot \Delta\theta)]$  de l'ESRT. L'équation (6.23) fournit par ailleurs la valeur,  $S_{opt}$ , de S, optimale en vue de la détermination de ce paramètre comme coefficient de  $t^{1/2}$  de l'ESRT puisqu'elle maximise le rapport S/B. Les valeurs de  $S_{opt}$  ont été calculées pour le rayon de 125 mm qui, dans tous les cas, doit être choisi pour la détermination de S comme pour celle de K.

Suivant les sols, trois cas de figure peuvent se présenter (voir Figure 6.11) :



**1.  $S \ll S_{opt}$  (domaine gravitaire)** : la conductivité est forte vis-à-vis des effets capillaires latéraux et sera bien estimée par les méthodes mono-test (MTP et MTT) et multi-rayons (MR et MRT). La sorptivité sera très difficile à estimer aux temps courts. Si cette estimation est souhaitée, on cherchera à travailler en conditions d'humidité initiale faible ou nulle afin de maximiser la valeur de S.

**2. S voisin de  $S_{opt}$  (frontière)** : la conductivité a un poids équivalent à celui des effets capillaires latéraux et pourra être moyennement bien estimée par les méthodes mono-test et multi-rayons. Il sera préférable d'appliquer plus d'une méthode pour vérifier l'ordre de grandeur des résultats. Les conditions sont optimales pour déterminer la sorptivité par une analyse des temps courts.

**3.  $S \gg S_{opt}$  (domaine capillaire latéral)** : la conductivité est faible vis-à-vis des effets capillaires latéraux. Les méthodes multi-potentiels fondées sur le régime permanent sont les seules susceptibles de fournir une estimation correcte de K. L'estimation de la sorptivité aux temps courts pourra être délicate. Pour une bonne détermination de S comme de K, on recherchera des conditions d'humidité initiale assez forte pour réduire les effets capillaires latéraux.

A l'évidence, les stratégies énoncées ci-dessus ne sont applicables que si S et K sont connus ou estimés. Leur intérêt réside donc dans le choix d'une méthode de dépouillement d'essais et/ou dans le choix de conditions d'humidité initiale pour des essais ultérieurs sur le même sol.

Les valeurs de  $r_m$  des sols en place retenus ici (tableau 8.6) sont voisines des rayons d'infiltromètres utilisés dans la pratique, puisqu'elles sont de l'ordre de 100 mm (moyenne géométrique des valeurs du tableau 8.6). Par voie de conséquence, les valeurs mesurées de sorptivité sont proches de la valeur optimale du sol correspondant. Les conditions rencontrées in situ sont donc généralement bonnes pour la mesure de S aux temps courts et correctes pour la mesure de K. Ceci résulte à la fois de valeurs de K maximisées par les effets de structure et/ou de macro-porosité intervenant au voisinage de la saturation et de valeurs de S diminuées par une teneur en eau initiale non-nulle.

Sol n°	$\theta_i$ (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	$\theta_f$ (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	$r_m$ (mm)	S / S <sub>opt</sub> (r=125 mm)
1	0.07	0.27	130	1.0
2	0.07	0.22	240	1.4
3	0.12	0.30	150	1.1
4	0.12	0.22	90	0.84
5	0.05	0.33	110	0.92
6	0.13	0.37	150	1.1
7	0.01	0.31	205	1.3
8	0.01	0.35	205	1.3
9	0.01	0.34	125	1.0
10	0.22	0.35	30	0.51
11	0.22	0.35	35	0.55
12	0.16	0.33	35	0.53
13	0.12	0.31	35	0.53
14	0.08	0.29	30	0.49
15	0.16	0.345	195	1.2
16	0.12	0.34	815	2.6
17	0.20	0.40	70	0.75
18		( $\Delta\theta=0.065$ )	80	0.81
19	0.32	0.42	40	0.58
20	0.33	0.44	5700	2.2
21		( $\Delta\theta=0.352$ )	25	0.45

Tableau 8.6. Teneurs en eau initiale et finale, rayon minimal [équation (6.25)] et rapport S/S<sub>opt</sub> [équation (6.23)] pour quelques sols en place.

### 8.6. Temps caractéristique pour le régime permanent axisymétrique

Les échelles de temps classiquement calculées d'après les résultats d'un essai d'infiltration sont le temps gravitaire [équation (1.46)] et le temps géométrique [équation (1.47)]. Le premier donne une indication du temps à partir duquel la gravité prend le pas sur le terme capillaire vertical dans le processus d'infiltration monodimensionnelle. Le second est défini, en géométrie tridimensionnelle, comme le temps au bout duquel les effets capillaires verticaux sont dominés par les effets capillaires latéraux. Il est possible de tenir compte, conjointement, de ces deux phénomènes qui participent à l'établissement du régime permanent. Celui-ci est observé avec d'autant plus de retard que le terme capillaire vertical ( $S \cdot t^{1/2}$ ) est fort devant la somme des deux autres termes  $[(K + \frac{4 b S^2}{\pi r \Delta\theta}) t]$ , voir équation (3.35)]. Une échelle de temps caractéristique peut ainsi être exprimée par :

$$t_{stab} = \left[ \frac{S}{K + \frac{4bS^2}{\pi r \Delta\theta}} \right]^2 \quad (8.4)$$

Le critère de vitesse d'établissement du régime permanent se présente donc comme l'inverse de celui qui optimise l'estimation de  $S$  aux temps courts [voir équations (6.21) à (6.23)]. Pour des valeurs données de  $K$  et de  $r$ ,  $t_{stab}$  est maximal quand les deux termes du dénominateur sont égaux (Figure 8.20) c'est-à-dire quand  $S = \sqrt{\frac{\pi r \Delta\theta K}{4b}}$ . Quand  $S$  est inférieure à cette valeur,  $t_{stab}$  est indépendant du rayon du disque et tend vers  $t_{grav}$  ; c'est la gravité qui stabilise le flux. Au contraire, pour les sols à sorptivité forte vis-à-vis de leur conductivité,  $t_{stab}$  tend vers la valeur  $\left(\frac{\pi r \Delta\theta}{4bS}\right)^2$  (c'est-à-dire  $t_{geom}$  à une constante près) qui ne dépend que de  $S$  et du rayon ; ce sont alors les effets capillaires latéraux qui stabilisent le flux et  $t_{grav}$  ne présente pas d'intérêt. Nous avons vu au paragraphe précédent que dans de nombreuses situations "réelles", les termes gravitaire et capillaire latéral sont du même ordre de grandeur. Il nous semble alors préférable d'utiliser  $t_{stab}$  plutôt que  $t_{grav}$  ou  $t_{geom}$ .

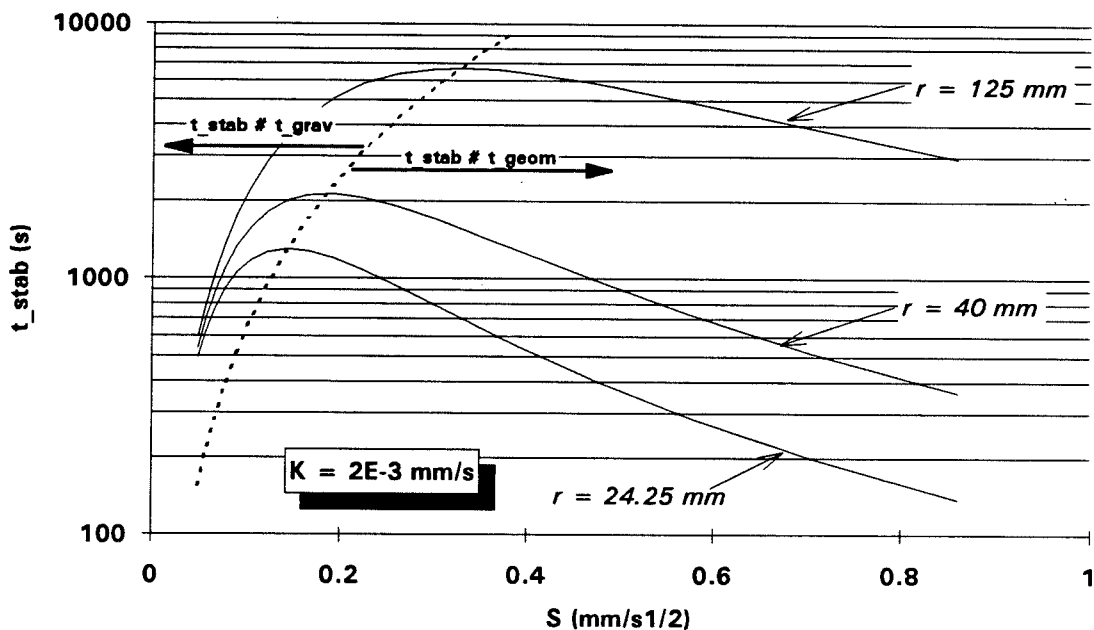


Figure 8.20. Variations de  $t_{stab}$  avec  $S$  (pour une valeur de  $K$  prise à titre d'exemple).

Bien entendu, une même remarque s'applique pour ces trois échelles de temps, à savoir qu'elles ne peuvent fournir qu'une aide à l'analyse d'essais déjà réalisés (puisque S et K doivent être connus) ou à la planification d'essais ultérieurs sur le même sol.

### **8.7. Conclusions**

D'une façon générale, les méthodes reposant sur le régime transitoire donnent des résultats cohérents avec ceux des méthodes classiques (HAPEX, jachère ; EFEDA). Néanmoins, pour les méthodes MTT et MRT, il doit être vérifié après analyse, que le terme gravitaire est au moins de l'ordre de grandeur du terme capillaire latéral. Cette recommandation, qui s'applique également aux méthodes classiques MTP et MR, prend plus de relief dans le cas de l'approche transitoire en raison de la plus faible importance du terme gravitaire. Pour cette même raison, la précision des méthodes transitoires est moindre que celle des méthodes utilisant le régime permanent, multi-potentiels en particulier. Il nous semble donc que l'obtention du régime permanent ne puisse être considérée comme inutile. Les méthodes transitoires constituent néanmoins une alternative intéressante quand le sol n'est homogène que sur une faible profondeur, quand le gradient d'humidité initiale est notable et/ou quand le régime permanent ne peut être atteint en un temps raisonnable.

Un certain nombre de problèmes peuvent compromettre l'application des méthodes transitoires, tels que l'utilisation d'un mauvais matériau de contact (EFEDA, BAR 5) ou une trop forte variabilité spatiale des couches proches de la surface (HAPEX, mil). Elles peuvent alors constituer un révélateur intéressant de facteurs susceptibles d'affecter les résultats des méthodes classiques, tels que l'anisotropie (HAPEX, mil). Pour l'application de la méthode mono-test, aussi bien en régime transitoire (MTT) qu'en régime permanent (MTP), l'homogénéité du sol sur l'épaisseur mise en jeu est tout à fait essentielle.

L'observation de quelques résultats obtenus in situ pour des sols variés révèle que le rapport K/S de ces sols est généralement suffisamment élevé pour ne pas compromettre l'estimation de la conductivité par infiltrométrie à disques. Ceci résulte d'effets de structure qui n'apparaissent pas avec les sols "modèles" (GS et YLC) que nous avons étudiés au chapitre 7. Les conditions ainsi rencontrées avec des sols "en place" sont souvent proches des conditions optimales permettant l'estimation de S aux temps courts. Elles correspondent à un ordre de grandeur équivalent entre effets gravitaires et effets capillaires latéraux.

Ceci implique que la stabilisation du flux d'infiltration pour l'approche du régime permanent est souvent le fait de ces deux effets conjointement. Plutôt que de calculer les échelles de temps habituelles,  $t_{\text{grav}}$  et  $t_{\text{geom}}$ , nous proposons une échelle de temps,  $t_{\text{stab}}$ , qui prend en compte les deux effets combinés. Ce temps est maximal quand les deux effets, gravitaires et capillaires latéraux, sont du même ordre de grandeur.

## CONCLUSIONS DE LA PARTIE II

La détermination in situ de la conductivité hydraulique des sols à partir du régime transitoire d'infiltration est rendue possible par l'application d'une équation (ESRT) relativement simple. Celle-ci consiste en la somme de trois termes :

- ① un terme capillaire vertical, égal au produit de la sorptivité par la racine carrée du temps,
- ② un terme gravitaire, lié à la conductivité et proportionnel au temps,
- ③ un terme capillaire latéral, lié au carré de la sorptivité et proportionnel au temps. Ce terme représente l'effet de bord lié à la géométrie axisymétrique de l'écoulement.

La forme de cette équation est suffisamment simple pour constituer, dans la pratique, une alternative, en régime transitoire, à l'équation de Wooding en régime permanent.

- Lors de l'analyse d'un essai, la première étape consiste à discerner les termes en  $t^{1/2}$  et en  $t$ . En raison de l'interdépendance étroite de ces deux variables, ce problème ne doit pas être résolu par des techniques d'ajustement sur la lame infiltrée ou sur le flux. L'influence de la couche de sable de contact, particulièrement si le sol est peu perméable, interdit d'autre part le travail sur données cumulées tel que proposé par Smiles et Knight (1976) pour le cas sous charge. La dérivation de  $l$  par rapport à  $t^{1/2}$  est la méthode la plus adaptée au problème de la détermination des paramètres  $S$  et  $B$ . Elle consiste à exploiter la linéarité de la relation  $dl/d(t^{1/2})-t^{1/2}$  qui se vérifie remarquablement, aussi bien numériquement que dans la pratique.

En vue de la détermination de la sorptivité, cette méthode rompt avec l'hypothèse classique consistant à négliger les effets tridimensionnels pendant les instants initiaux mais utilise au contraire leur linéarité avec le temps.

Le caractère approché de l'ESRT conduit néanmoins à sous-estimer la sorptivité et surestimer le paramètre  $B$ .

- La deuxième étape vise à exploiter les valeurs des paramètres  $S$  et  $B$  pour déterminer la conductivité  $K$ . L'approche directe consiste à résoudre un système de deux équations à deux inconnues,  $S$  et  $K$ , soit avec chaque essai (méthode MTT), soit en utilisant conjointement deux rayons (méthode MRT) ce qui diminue la sensibilité des estimations mais oblige à plusieurs répétitions. Il est également possible de procéder de manière indirecte en dérivant la relation intégrale  $\Phi-h$  obtenue à partir des seules mesures de sorptivité (méthodes SMT et SMR). Là encore, l'estimation multi-rayons de  $S$  que nous avons proposée est la plus performante.

In situ, ces méthodes apparaissent moins précises que les méthodes classiques car la part relative de la conductivité sur le régime transitoire de l'écoulement est réduite. Cependant, en réduisant le volume de sol échantillonné, les hypothèses d'homogénéité/uniformité de la teneur en eau initiale deviennent plus réalistes. L'étude du rapport  $K/S$  des sols rencontrés in situ montre que les conditions sont souvent optimales pour l'estimation de  $S$  aux temps courts, les parts respectives de la gravité et de la capillarité latérale sur l'écoulement étant du même ordre de grandeur. Ceci nous a conduit, par ailleurs, à proposer pour les infiltromètres une échelle de temps globale,  $t_{stab}$ , dont  $t_{grav}$  et  $t_{geom}$  constituent des valeurs limites.

**PARTIE III**

**CAS DES SOLS ENCROUTES  
TENSIO-INFILTROMETRIE**



### 9.1. Introduction

Dans les régions tropicales arides et semi-arides, l'influence déterminante de l'encroûtement du sol sur son aptitude au ruissellement est connue depuis de nombreuses années. Une littérature assez abondante est consacrée aux aspects théorique et pratique de la problématique de l'infiltration dans les sols encroûtés. Cependant, la diversité des croûtes de surface, leur faible épaisseur et leur fragilité dans la plupart des cas, ont conduit de nombreux auteurs à préférer simuler en laboratoire la présence d'une croûte (avec, par exemple, une plaque poreuse d'impédance connue, e.g. Zayani, 1987) plutôt que de les transporter en laboratoire ou de tenter la mesure in situ des paramètres hydrodynamiques. Il n'existe pas, à notre connaissance, de données publiées faisant état de valeurs de conductivité hydraulique de croûtes mesurée in situ. Au Sahel, un effort important a été mené par l'ORSTOM sur l'identification des états de surface et l'établissement d'une typologie des croûtes superficielles (Casenave et Valentin, 1989).

Sur le plan quantitatif, l'utilisation du simulateur de pluie a permis à ces auteurs d'estimer des intensités limites de ruissellement ( $i_r$ ) en deçà desquelles l'eau est entièrement infiltrée. Néanmoins,  $i_r$  dépend de l'état hydrique initial du sol et du protocole de simulation définissant l'histoire des pluies qu'il subit. En effet, la loi de Darcy indique que la capacité d'infiltration du sol dépend non seulement de sa conductivité hydraulique mais aussi du gradient de potentiel au voisinage de la surface. A moins que le sol ne soit saturé sur une profondeur importante,  $i_r$  et  $K_s$  ne sauraient donc être confondus, seul le second de ces paramètres pouvant être considéré comme une variable intrinsèque.

Par ailleurs, la mesure mettant en jeu à la fois la croûte elle-même et le sol sous-jacent, conduit à des valeurs de  $i_r$  qui sont le résultat d'une combinaison des caractéristiques hydrodynamiques de ces deux horizons, leurs parts respectives variant au cours du temps. En effet, alors que la croûte contrôle à l'évidence le régime initial de l'infiltration, le flux tend vers la conductivité du sol sous-jacent à mesure que le temps augmente et que le front pénètre en profondeur (Parlange et al., 1984).  $i_r$  n'est donc jamais égale à la conductivité à saturation de la croûte comme le rappelle Touma (1992).

En revanche, en mimant les conditions d'une pluie naturelle, le simulateur de pluie présente l'avantage d'éviter d'éventuels artefacts de réorganisation de la structure du sol. Ainsi, les mesures de conductivité faites par la technique des anneaux de Müntz ont elles

conduit à des valeurs irréalistes en raison de la destruction partielle de la croûte causée par la mise en place de l'anneau et par les effets de la lame d'eau présente en surface (Casenave et Valentin, 1989 ; Valentin, 1991).

Dans le but de mesurer la conductivité hydraulique des croûtes sans perturber le milieu, l'infiltromètre à disque apparaissait comme un outil intéressant dans la mesure où il n'est pas introduit dans le sol mais posé à sa surface. L'approche que nous avons adoptée pendant la première saison de mesures (1992) consistait à effectuer tour à tour des essais sur le sol avec croûte et des essais sur le sol sous-jacent seul, la croûte étant décapée au préalable. On a ainsi accès à un facteur de réduction du flux axisymétrique en régime permanent dû à la présence de la croûte. Néanmoins, le processus d'infiltration tri-directionnelle en bi-couche est une combinaison complexe des propriétés hydrodynamiques de la croûte et du sol sous-jacent ; ce facteur de réduction n'est donc pas égal au rapport des conductivités des deux horizons.

L'application des méthodes mono-test et multi-rayons s'est avérée inadéquate, menant à des valeurs de K aberrantes, souvent nulles ou négatives. La méthode multi-potentiels n'a pas donné de meilleurs résultats, les différences de flux stabilisé entre les potentiels successifs étant trop faibles. Les trois raisons principales que nous avons mises en avant pour expliquer cet échec sont les suivantes :

- ① le sol bi-couche est en désaccord sévère avec l'hypothèse d'homogénéité sous tendue par l'emploi de la solution de Wooding (1968),
- ② l'organisation du sol en couches entraîne une anisotropie marquée,
- ③ les effets gravitaires sont très réduits vis-à-vis des effets capillaires.

Devant notre incapacité à analyser les régimes permanents d'infiltration axisymétrique sur sol encroûté, nous avons dû développer, pour la seconde saison de mesures (1993), une méthodologie nouvelle fondée sur des mesures de sorptivité et sur l'emploi d'un minitensiomètre placé à l'interface croûte-sol. Les principes et résultats de cette méthode, exposés ici en détail, sont résumés dans Vandervaere et al. (1995).

Signalons pour terminer que des mesures de conductivité hydraulique de croûtes ont été réalisées, sur les mêmes sites que les nôtres, par Fies (1992a) en utilisant la méthode dite de la "tache saturée". Cette méthode consiste à apporter de l'eau en goutte à goutte, avec un débit constant, en un point de la surface de la croûte humide. Le rapport entre le débit du goutte à goutte et la superficie de la tache représente une conductivité hydraulique (Fies, 1992a). Nous procéderons naturellement à la comparaison de nos résultats avec ceux obtenus par cette méthode.

## 9.2. Choix des croûtes de surface

Le temps limité dont nous disposions lors de la saison 93 (au cours de laquelle nous avons également réalisé les essais mil et jachère en transitoire) nous a conduit à ne retenir que deux types de croûtes de surface, assez représentatifs de ceux présents sur le Site Central Est d'HAPEX-Sahel. Sur l'ensemble de ce site, on rencontre schématiquement :

① des sols essentiellement sableux cultivés en mil ou mis en jachère, et partiellement encroûtés,

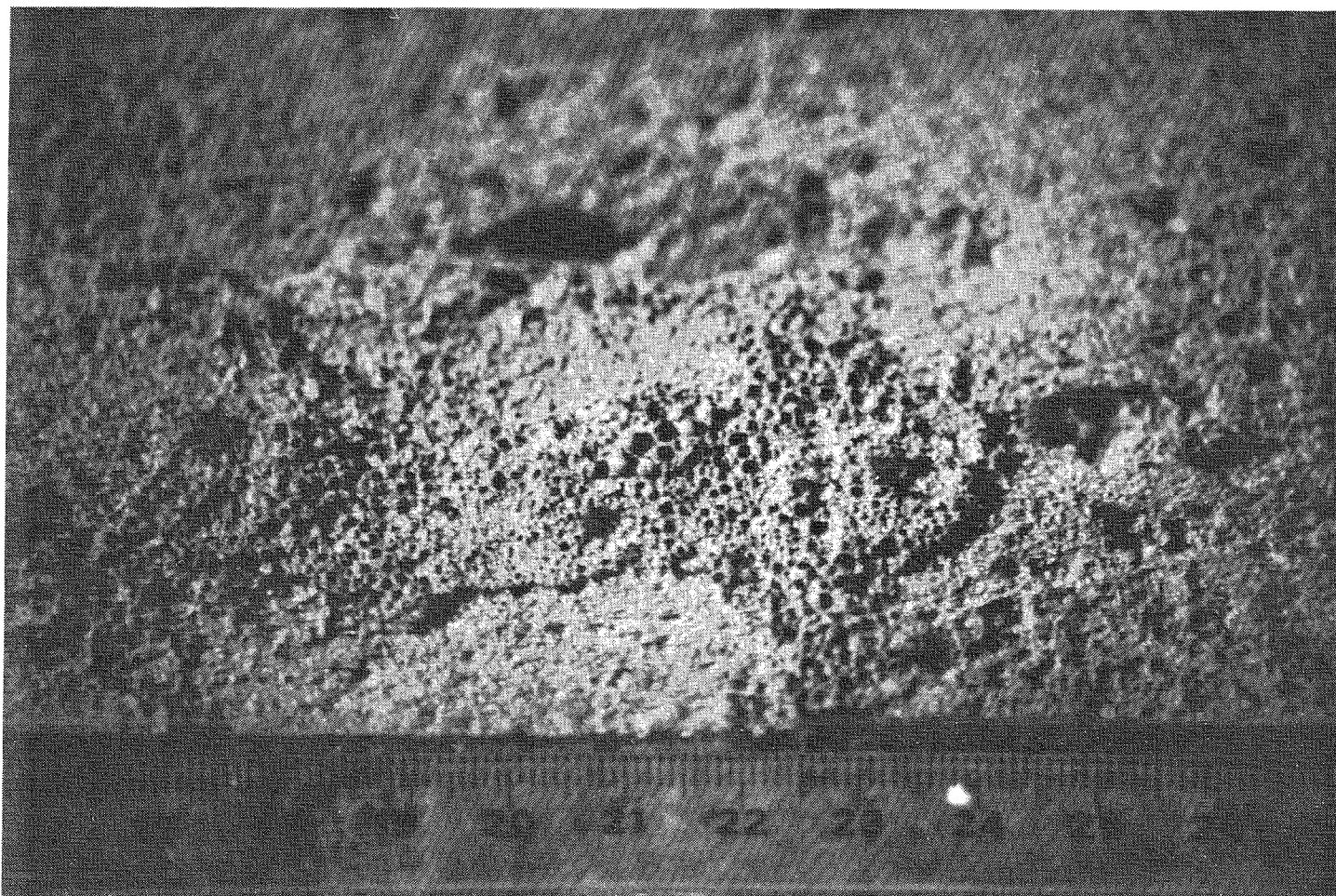
② des plateaux latéritiques sur lesquels la végétation s'organise en bandes, perpendiculaires à la direction de l'écoulement et séparées par des bandes de sol nu fortement encroûté (Figure 9.1). La largeur de ces bandes est de quelques dizaines de mètres. Cette disposition rappelant le pelage du tigre a reçu le nom de brousse tigrée. Le sol contient environ 30% d'argile, 15 à 20% de limons et 50% de sables (J.-C. Fies, comm. pers.) et l'on note la présence de cailloux assez nombreux. D'après la classification du triangle de texture, il s'agit d'un "sandy clay loam".



**Figure 9.1. Brousse tigrée : vue générale.**

Une typologie très détaillée des croûtes de la zone sahélienne figure dans Casenave et Valentin (1989, 1992). L'importance du phénomène d'encroûtement du sol au Sahel se traduit par une vaste littérature consacrée à ce sujet : le lecteur intéressé par la connaissance des processus physiques et chimiques de formation des croûtes, assez variés suivant la nature des sols, en trouvera des descriptions synthétiques dans Valentin (1991), Valentin et Bresson (1992), et Van der Watt et Valentin (1992). En raison de leur représentativité et de leur identification assez aisée, nous avons choisi d'effectuer nos mesures sur des croûtes structurales (ST) et des croûtes de décantation (DEC) des zones de brousse tigrée.

Les croûtes ST sont présentes principalement en aval des bandes de végétation où les apports d'eau par ruissellement sont peu importants. Elles sont formées par l'impact des gouttes de pluie qui, par effet de tamis, entraînent les particules fines à la base de la structure tandis que les sables grossiers restent en surface. Des gravillons sont



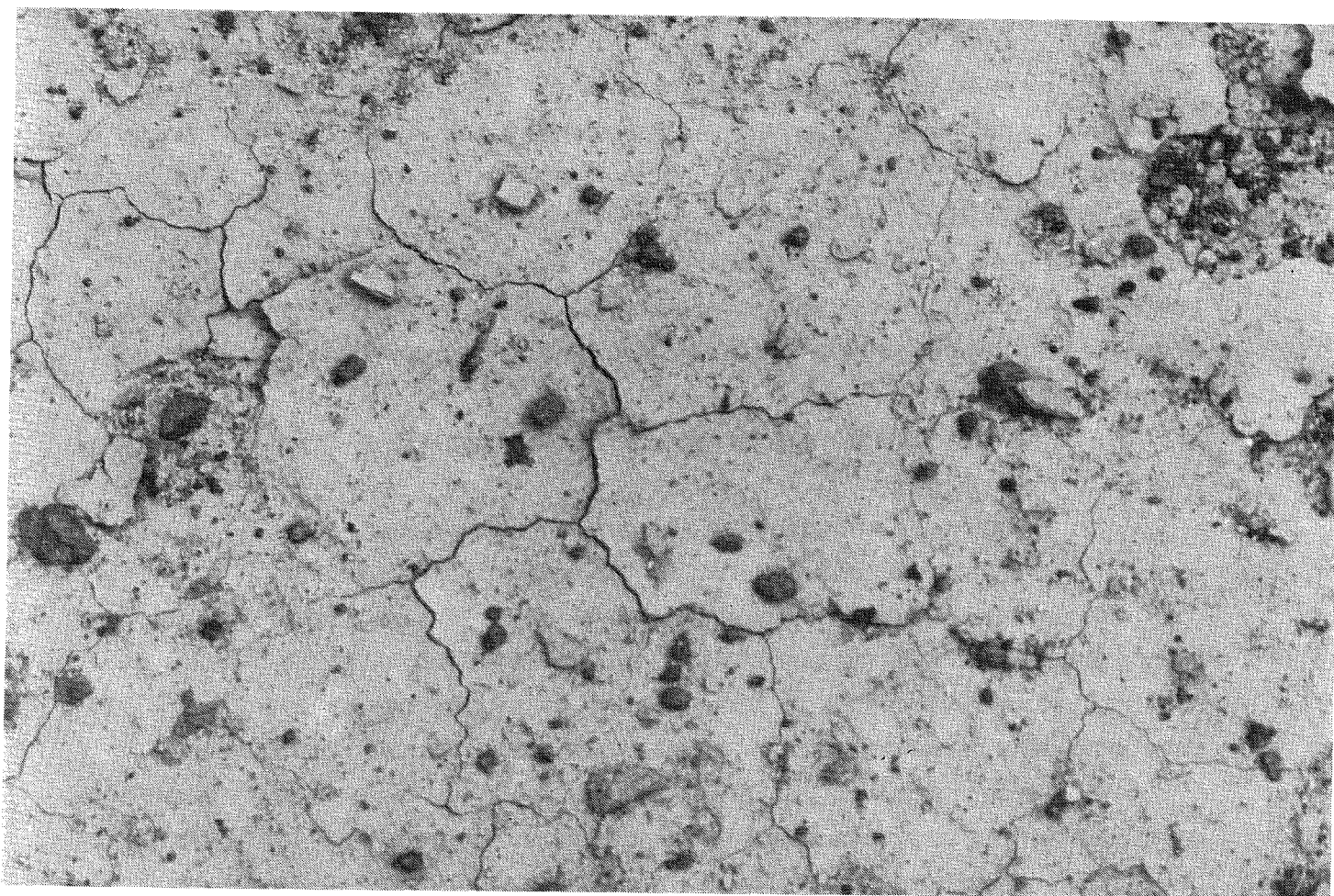
**Figure 9.2. Croûte structurale (ST), partiellement décapée.**



fréquemment inclus à la surface, ce qui correspond au type ST3 (Casenave et Valentin, 1992). Au voisinage de l'interface croûte-sol, on note fréquemment la présence d'une porosité vésiculaire qui trahit le phénomène de piégeage d'air lors de la formation (Figure 9.2). La faible cohésion de cette structure ne permet pas la prise d'échantillons. Les croûtes ST sur lesquelles nous avons travaillé présentent une épaisseur d'environ 1 cm.

Inversement, les croûtes DEC se trouvent en aval des bandes de sol nu, là où la végétation fait obstacle au ruissellement. De larges zones d'accumulation d'eau se forment ainsi après les pluies dans de faibles dépressions du relief. Un tri granulométrique des particules s'opère, les plus grosses étant entraînées à la base tandis qu'un film argileux se forme en surface. Ceci favorise la formation de fentes de retrait lors du séchage (Casenave et Valentin, 1989). Des écailles bien individualisées apparaissent alors (Figure 9.3), dont la bonne cohésion facilite la prise d'échantillons. L'épaisseur moyenne des 11 échantillons DEC que nous avons prélevés est de 6 mm.

Dans la suite, SUB désignera le sol sous-jacent de la brousse tigrée.



**Figure 9.3. Croûte de décantation (DEC).**

### 9.3. Hypothèses de base et principes de la mesure

#### 9.3.1. Hypothèses

Parmi toutes les méthodes que nous avons présentées dans les deux premières parties de ce mémoire, celle reposant sur la relation sorptivité-pression nous paraît la seule capable de fournir une estimation de la conductivité hydraulique des croûtes. En effet, le paramètre  $B$  [équation (6.9b)], tout comme le flux en régime permanent  $q_{\infty}$ , est très affecté par l'anisotropie comme nous le montrerons plus loin. Seule l'estimation mono-test de  $S$ , comme coefficient de  $t^{1/2}$ , semble donc pertinente. Si cette estimation est réalisée à différentes valeurs de pression imposée  $h_0$ , il est possible de reconstituer la relation potentiel d'écoulement-pression  $\Phi(h_0)$  qui, par dérivation, permet de calculer  $K(h_0)$  (méthode SMT, § 7.6). Les différences entre les mesures de sorptivité ne doivent donc être dues qu'aux seules différences de  $h_0$  et doivent par conséquent être toutes réalisées à la même teneur en eau initiale  $\theta_i$ . La solution la plus simple consiste à choisir pour  $\theta_i$  une valeur nulle ; tous nos essais sur sol encroûté sont donc effectués sur sol initialement sec.

Si l'on souhaite estimer la sorptivité de la croûte, l'analyse du régime transitoire d'infiltration ne doit porter que sur la phase correspondant à la croûte seule. Nous avons dit au paragraphe 6.4 comment la phase initiale d'infiltration dans la couche de sable de contact peut être discernée et éliminée, en localisant le minimum de  $p(t^{1/2})$  [équation (6.14)]. Le temps  $t_g$  ainsi obtenu constitue la limite à gauche de la partie à analyser tandis que la limite à droite,  $t_d$ , doit être l'instant qui sépare les phases d'infiltration dans la croûte et dans le sol sous-jacent. Bien entendu, ces deux phases se recouvrent partiellement dans la mesure où :

- ① le processus n'est pas nécessairement celui d'une infiltration en "piston" de type Green et Ampt,
- ② le front d'infiltration n'est pas parfaitement horizontal,
- ③ l'interface croûte-sol n'est pas parfaitement horizontale.

Néanmoins, on peut faire l'hypothèse a priori que le processus "réel" n'est pas trop éloigné de celui qui revient à considérer des phases d'infiltration distinctes dans les deux horizons. Les observations du sol humecté après essai, que nous résumerons plus loin dans ce chapitre, peuvent aider à valider cette hypothèse, au moins qualitativement.

Afin d'estimer le temps  $t_d$ , nous avons installé, au voisinage de l'interface croûte-sol, un minitensiomètre destiné à suivre la réponse du sol en pression à l'arrivée du front d'infiltration. La mesure tensiométrique offre d'autres avantages sur lesquels nous reviendrons plus loin. Une fois les limites  $t_g$  et  $t_d$  connues, on procède à une régression

linéaire sur les points  $p(t^{1/2})$  entre ces deux instants afin de déterminer l'ordonnée à l'origine S.

La connaissance de la conductivité hydraulique des croûtes à saturation,  $K_s$ , et de leur épaisseur  $e$  permet de calculer une résistance hydraulique  $R_c$  par :

$$R_c = \frac{e}{K_s} \quad (9.1)$$

dont la dimension est celle d'un temps. Une hypothèse assez forte sous-tendue par l'approche que nous proposons ici est celle de l'homogénéité de la croûte sur son épaisseur  $e$ . En réalité, les processus de formation, brièvement décrits au paragraphe précédent, indiquent que les croûtes ST et DEC présentent un gradient de taille des particules solides suivant la profondeur (négatif pour ST, positif pour DEC). En toute rigueur, la notion même de conductivité hydraulique perd son sens pour des milieux aussi finement stratifiés et l'on devrait parler d'un profil continu de conductivité  $k_s(z)$ . L'expression de la résistance hydraulique devient alors :

$$R_c = \int_0^e \frac{dz}{k_s(z)} \quad (9.2)$$

La valeur de  $K_s$  qui est telle que les expressions (9.1) et (9.2) conduisent à des valeurs de  $R_c$  identiques peut être qualifiée de conductivité hydraulique "équivalente" de la croûte. Cette notion revient à considérer la croûte comme un empilement de couches homogènes constituant un ensemble de résistances en série. Nous allons faire l'hypothèse que le gradient de  $k_s(z)$  au sein même de la croûte est suffisamment peu marqué (par rapport à la différence entre les propriétés de la croûte et du sol sous-jacent) et que les mesures de sorptivité sont suffisamment intégratrices sur l'épaisseur de la croûte pour que la méthode SMT conduise à la valeur de conductivité équivalente ainsi définie.

Le seul moyen de vérifier la validité de cette hypothèse consisterait à mesurer, en laboratoire et en géométrie monodimensionnelle, la résistance hydraulique de la croûte et de calculer  $K_s$  par l'équation (9.1). Cette méthode nécessiterait le prélèvement d'une colonne de sol non remanié et la réalisation de mesures de flux d'infiltration en régime permanent avec puis sans croûte. Pour des raisons de fragilité et à cause des nombreux cailloux présents dans le sol de la brousse tigrée, une telle méthode est exclue dans le cas des croûtes ST et DEC. Ceci ne fait que renforcer l'intérêt de la mesure in situ.

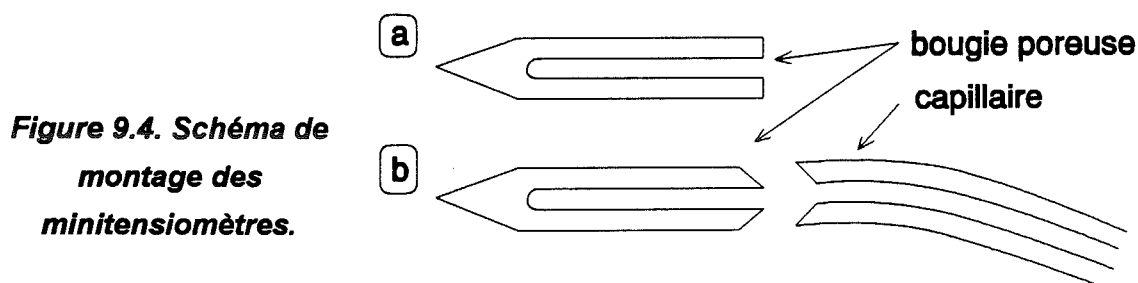
### 9.3.2. Matériel et protocole de mesure

Ce paragraphe a pour but de décrire le matériel utilisé ainsi que les différentes étapes de la mesure tensio-infiltrométrique sur sol encroûté, à savoir :

- ① préparation de la zone de mesure,
- ② installation du minitensiomètre,
- ③ essai d'infiltration,
- ④ prélèvement d'échantillons.

#### 9.3.2.1. Fabrication des minitensiomètres

La fabrication des minitensiomètres utilisés dans notre étude a été faite sur les conseils de Jean-Claude Fies et Jean-Claude Gaudu (Institut National de la Recherche Agronomique, Unité de Science du Sol d'Avignon). Le minitensiomètre est composé d'une bougie poreuse en céramique collée à un tube capillaire, lui-même connecté à un capteur de pression. La bougie a la forme d'un cylindre de 2.2 mm de diamètre et 20 mm de longueur, évidé le long de son axe pour permettre à l'eau de circuler. Son extrémité est effilée en pointe afin de faciliter la pénétration dans le sol (Figure 9.4a). L'autre extrémité doit être polie en forme de chanfrein pour être collée à un tube capillaire semi-rigide de diamètres intérieur et extérieur 1.45 et 3.1 mm, respectivement (Figure 9.4b). Une colle spéciale pour matériaux poreux doit être utilisée pour cette opération. L'ensemble bougie-capillaire est ensuite saturé en eau (désaérée de préférence) par aspiration à travers une seringue et le tube capillaire est connecté à un capteur de pression à membrane. Ce capteur, alimenté par une alimentation stabilisée (5V), fournit un signal en tension (-100/+100 mV) qui nécessite un étalonnage. Cette opération est réalisée, en conditions de succion, en plaçant la membrane du capteur à diverses hauteurs  $h_c$  par rapport à la surface libre d'un volume d'eau dans lequel la bougie est plongée et en notant la tension  $U_c$  délivrée. La relation  $h_c-U_c$  obtenue est linéaire et, dans le cas des capteurs que nous avons utilisés, indépendante de la température.



Le système tensiométrique doit bien entendu être étanche à l'air. Ceci peut être vérifié en observant la montée en tension du capteur lorsque l'on crée une demande évaporative au niveau de la bougie par soufflage à l'air chaud (J.-C. Gaudu, comm. pers.).



La présence d'une fuite est détectée par la non stabilité du signal après sa montée et par l'apparition de bulles dans le capillaire. Si cette vérification doit être faite in situ, un papier absorbant maintenu sur la bougie fait l'affaire.

### 9.3.2.2. Préparation du tunnel tensiométrique

L'installation du tensiomètre peut très difficilement être faite, à l'interface croûte-sol, en conditions sèches sans le risque d'une perturbation importante du milieu (fissuration, fracture ou détachement de la croûte). Le tunnel destiné au tensiomètre doit donc être percé en conditions légèrement humides ce qui n'est pas souhaitable pour la mesure de la sorptivité qui demande un sol sec. Par conséquent, il est nécessaire de préparer cet orifice 24 heures avant l'installation du tensiomètre et l'essai d'infiltration.

A la fois pour minimiser la perturbation relative du sol et pour optimiser la méthode SMT, seul le disque de rayon 125 mm est utilisé. Une fois l'état de surface identifié et la zone de dépose de l'infiltromètre délimitée, une petite fosse d'accès est creusée à quelques centimètres de distance afin de procéder au forage de l'orifice tensiométrique (Figure 9.5). Cette opération est réalisée à l'aide d'une mèche en forme de tarière du diamètre de la bougie. Le tunnel est foré horizontalement depuis la fosse d'accès jusqu'à un point situé environ à mi distance entre le bord et le centre du disque [il s'agit d'un compromis dans la mesure où ce point doit être suffisamment proche du centre pour que le front lors de l'infiltration ne soit pas affecté par des effets de bords mais le tunnel doit être aussi court que possible pour minimiser l'erreur de parallaxe sur la profondeur de la bougie]. La

profondeur exacte de la bougie est mesurée après l'essai d'infiltration.

Afin de forer en conditions humides, on humecte légèrement le tunnel à l'aide d'une seringue connectée à une tige évidée. En alternant les phases de forage et d'humectation, on parvient à creuser un orifice d'une dizaine de centimètres de longueur, sous la croûte, sans perturber celle-ci. Une tige gabarit est alors laissée en place pendant une phase de séchage de 24 heures.

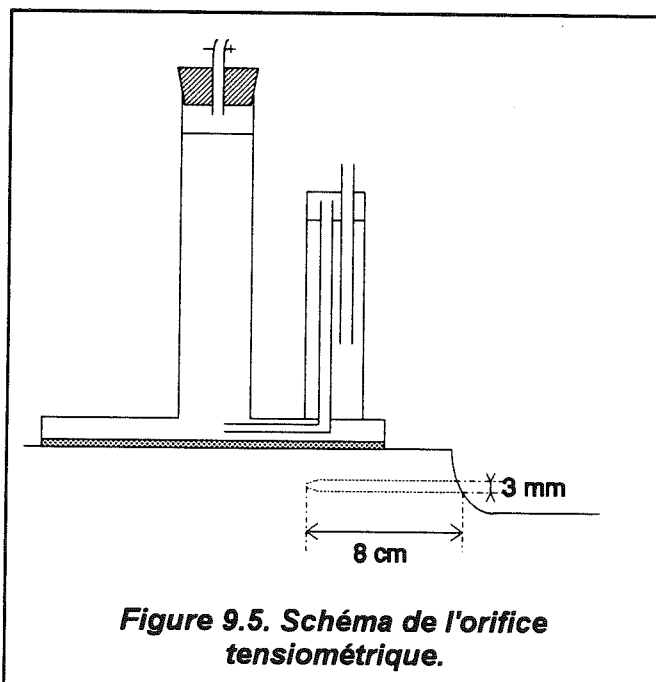


Figure 9.5. Schéma de l'orifice tensiométrique.

### 9.3.2.3. Essai d'infiltration

Le lendemain, ont lieu l'installation du minitensiomètre et l'essai d'infiltration. La surface est débarrassée des éventuels gravillons libres, mais les gravillons inclus sont laissés en place afin de ne pas altérer la structure de la croûte. En raison de la faible épaisseur des croûtes, la surface ne peut pas être nivelée. Un anneau de garde du diamètre de l'infiltromètre est déposé à la surface du sol et le sable de contact versé à l'intérieur. On ajoute du sable jusqu'à ce que tous les gravillons et aspérités présents soient masqués. Dans la plupart des cas, on est ainsi amené à déposer une quantité de sable assez importante (3.7 mm en moyenne pour ST, 5 mm pour DEC), ce qui est préjudiciable à la mesure de la sorptivité. L'utilisation d'un anneau de garde permet d'éviter le débordement du sable sur une surface plus grande que celle du disque (cf. § 6.4.2) et offre ainsi la possibilité de mesurer le volume  $V_s$  de sable déposé sous le disque (on utilise un simple verre doseur). Connaissant la teneur en eau du sable à la pression  $h_0$ , on peut estimer de façon grossière la lame d'eau  $l_0$  infiltrée dans la couche de contact. [L'intérêt de cette estimation sera discuté plus loin]. Ne disposant pas sur place d'un sable homogène de type Fontainebleau ou S31 (cf. § 6.4.3), nous avons utilisé un sable local, assez hétérogène, tamisé à 0.5 mm. Malheureusement, ses performances en sorptivité sont assez médiocres.

Le minitensiomètre est ensuite introduit dans son tunnel. La rapide montée en succion du système est le signe d'un bon contact hydraulique entre sol et bougie poreuse. L'essai d'infiltration doit alors être effectué assez rapidement pour éviter que le film d'eau entourant la bougie ne soit rompu. Pendant la durée de l'essai, on note à la fois le niveau dans le réservoir et la valeur,  $h_1$ , du signal tensiométrique (Figure 9.6a). L'essai est prolongé jusqu'à obtenir une pression quasi stable de l'eau du sol [une véritable stabilité du signal tensiométrique n'est généralement pas atteinte]. Avant le retrait de l'infiltromètre, des échantillons remaniés de sol humecté sont prélevés autour du disque afin d'estimer la teneur en eau finale périphérique (cf. § 9.9). Après le retrait du disque, des échantillons de croûte et de sol sous-jacent sont prélevés pour déterminer la teneur en eau finale de ces deux couches. Ce prélèvement est effectué avec un certain retard car il est nécessaire de décaper le sable de contact humide. En réalisant l'opération deux fois tour à tour sur une moitié de la surface, il est possible d'évaluer l'effet du retard de prélèvement sur les valeurs de teneur en eau (cf. § 9.8). Enfin, la profondeur exacte du tensiomètre,  $z_1$ , est mesurée.

Afin de comparer les résultats obtenus avec et sans croûte, en termes de temps d'arrivée de front d'infiltration et de pression du sol, le même protocole a été suivi sur sol sous-jacent (SUB), croûte décapée, en installant le minitensiomètre à une profondeur de 10 mm environ.

Les essais ont été réalisés aux potentiels  $h_0 = -10, -40, -70$  et  $-100$  mm d'eau.

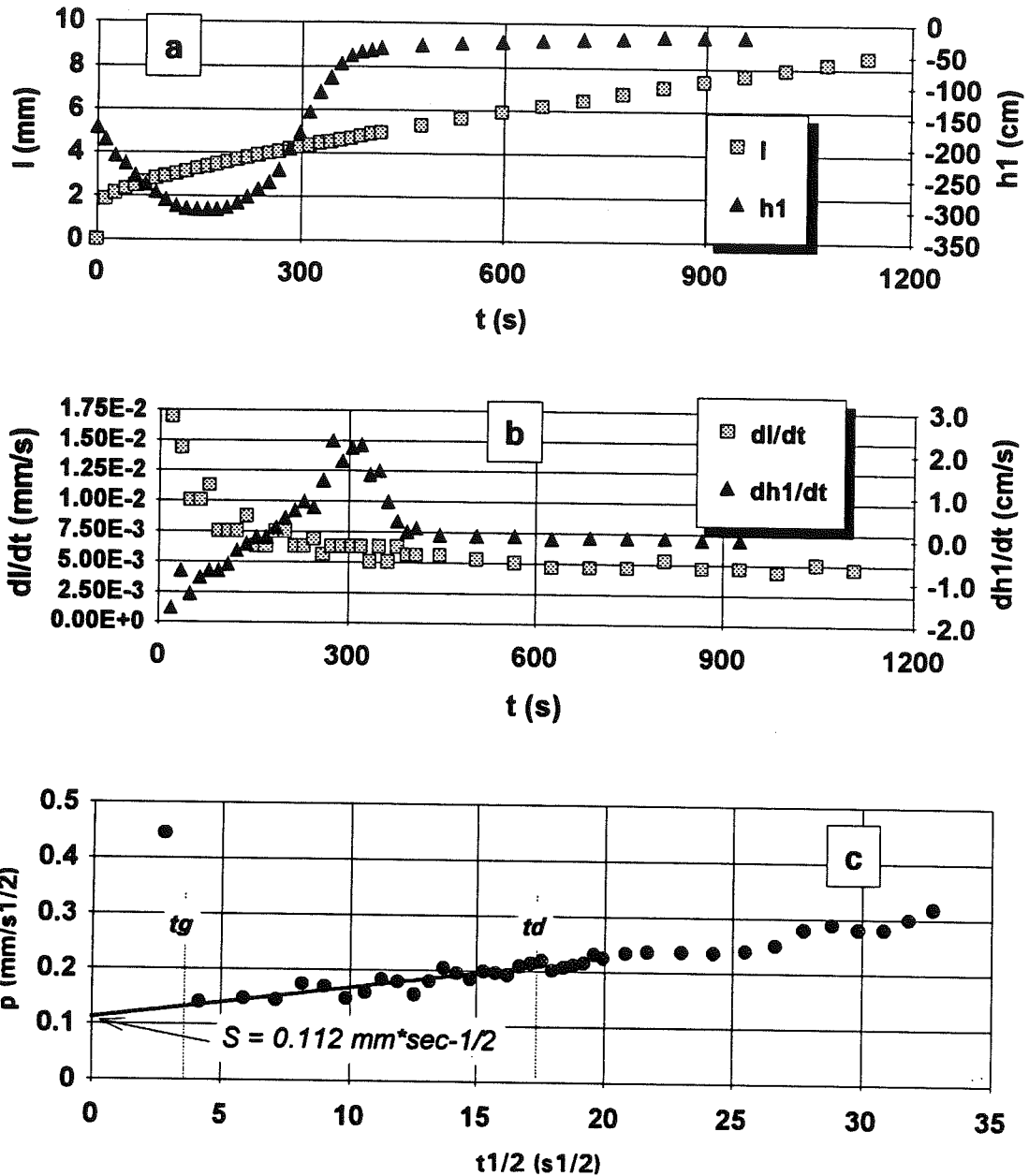


Figure 9.6. Croûte ST : essai d'infiltration à -10 mm de pression imposée. a : lame infiltrée cumulée ( $I$ ) et pression dans le sol ( $h_1$ ) ; b : leurs dérivées par rapport au temps ; c : estimation de la sorptivité par  $p(t^{1/2})$ .

### 9.3.3. Analyse de l'essai

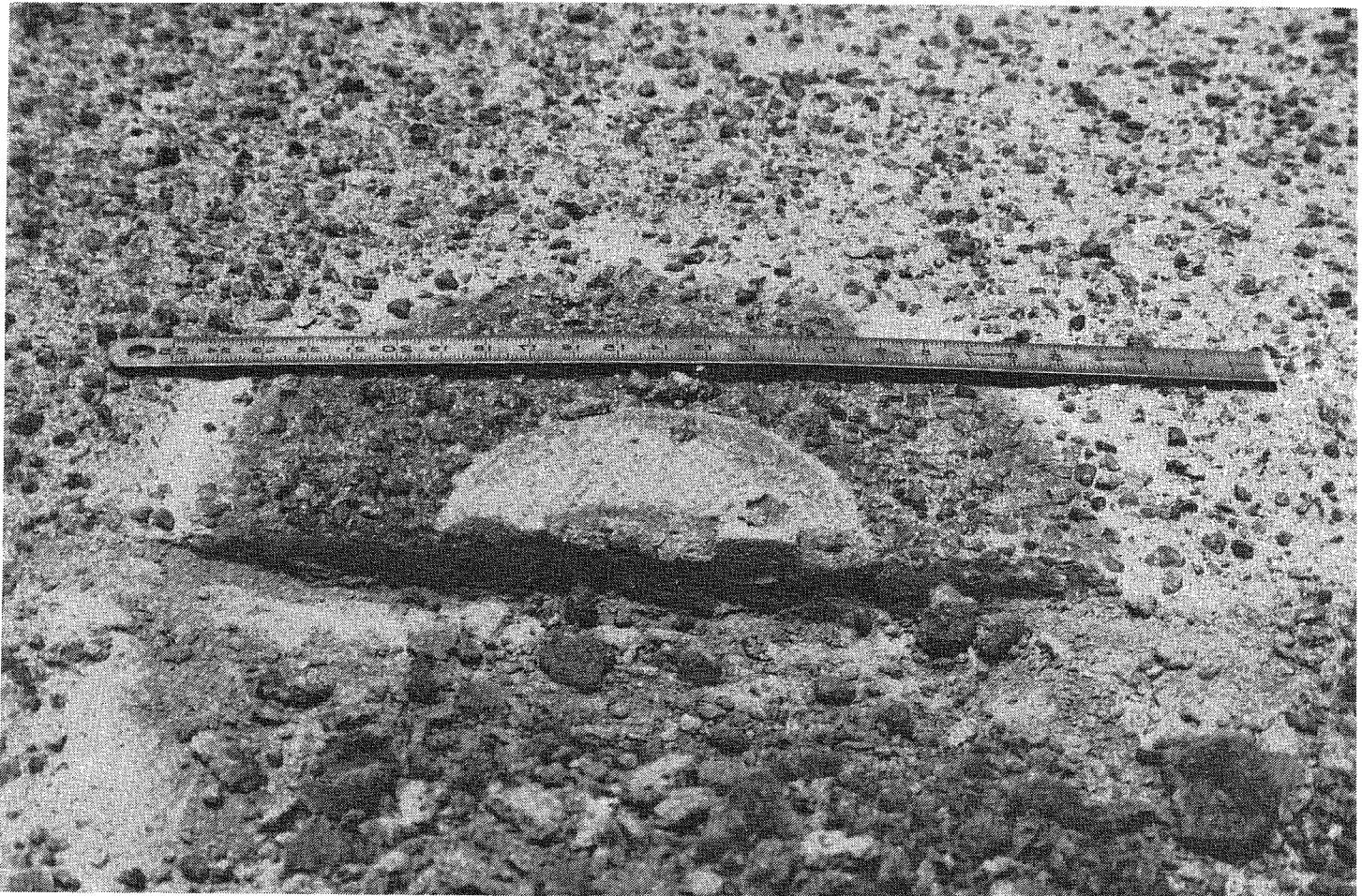
Le passage du front d'infiltration à la profondeur du tensiomètre est arbitrairement défini par le point d'inflexion de la courbe de pression en fonction du temps c'est-à-dire par le maximum de  $dh_1/dt$ , d'abscisse  $t_d$  (Figure 9.6b). Précisons que l'inflexion en pression ne correspond pas nécessairement à l'inflexion en teneur en eau, ce qui résulte du caractère

imprécis de la notion de "front d'infiltration" quand le processus ne se produit pas dans un milieu de type Green et Ampt. Néanmoins, l'observation du bulbe humecté après essai montre un changement de coloration très marqué entre zones humide et sèche (Figure 9.7) qui indique que le processus réel est voisin de ce modèle.

La partie de la courbe d'infiltration correspondant à la croûte, entre les abscisses  $t_g$  et  $t_d$ , est analysée suivant la méthode présentée au paragraphe 6.3.6 et la sorptivité est déterminée comme l'ordonnée à l'origine de la droite ajustée sur  $p(t^{1/2})$  [Figure 9.6c]. Cette analyse n'est possible que si la linéarité de  $p(t^{1/2})$  est acceptable sur l'intervalle  $[t_g; t_d]$ .

#### **9.4. Mesures de densité**

Pour chaque essai, le calcul du potentiel d'écoulement à partir de la sorptivité [équation (7.4)] nécessite la connaissance des teneurs volumiques en eau initiale et finale.



**Figure 9.7. Croûte ST : zone humectée après un essai avec le disque de rayon 40 mm.**

Le calcul de celles-ci à partir des humidités pondérales exige la mesure ou, à défaut, l'estimation de la densité des croûtes et du sol sous-jacent.

#### 9.4.1. Densité du sol sous-jacent

La présence de nombreux cailloux et la très faible humidité du sol de la brousse tigrée interdisent la mesure de la densité apparente au cylindre. Nous avons donc opté pour une méthode de terrain dite "méthode au sable". Le principe consiste à creuser une fosse (environ 1f) à bords vifs et à récupérer le sol et les cailloux éventuels pour être séchés puis pesés. Le volume de la fosse est alors estimé en remplissant celle-ci avec un sable de densité connue. La méthode ne peut prétendre à une grande précision car la densité du sable dépend du mode de remplissage retenu. Elle peut néanmoins fournir un ordre de grandeur acceptable.

Afin de minimiser l'effet de biais dû au réarrangement des particules sableuses, nous avons versé le sable de manière similaire dans un récipient gradué puis dans la fosse, à travers un entonnoir et avec une hauteur de chute comparable. L'erreur sur la mesure dépend moins du mode de versement que du problème de l'horizontalité du sable en surface, aussi s'efforce t'on de maximiser le rapport hauteur/section de la fosse.

Après séchage et pesée du sol, les cailloux éventuels sont séparés par tamisage, lavés, de nouveau séchés et pesés afin de déterminer leur densité spécifique de solide. La mesure de leur volume est réalisée en introduisant les cailloux dans un verre gradué posé sur une balance et en mesurant par pesée différentielle la quantité d'eau ajoutée pour atteindre un niveau donné. Cette technique ne peut être appliquée que si les cailloux ne sont pas poreux ou si leur porosité est occluse, ce qui est vérifié par l'absence de bulles d'air remontant en surface.

Il est donc possible finalement d'estimer la densité apparente,  $\rho_{BT}$ , du sol en place (avec cailloux) et celles,  $\rho_C$  et  $\rho_{sol}$ , des cailloux et du sol sans cailloux, respectivement.

Les prélèvements étant effectués sans cailloux lors des essais d'infiltration, c'est  $\rho_{sol}$  qui est utilisée pour calculer les teneurs en eau volumiques initiale et finale du sol sous-jacent de la brousse tigrée. Nous avons procédé à 6 répétitions : les principaux résultats sont donnés dans le tableau 9.1, les résultats détaillés sont donnés en Annexe A3.

$\rho_{BT}$	1.67 ( $\pm 0.15$ )
$\rho_C$	2.53 ( $\pm 0.04$ )
$\rho_{sol}$	1.56 ( $\pm 0.12$ )

Tableau 9.1. Densité du sol sous-jacent de la brousse tigrée (les écart-types sont donnés entre parenthèses).

#### 9.4.2. Densité des croûtes

Le principal obstacle à la mesure de la densité apparente des croûtes,  $\rho_{cr}$ , est celui de leur faible épaisseur, de l'ordre du centimètre pour ST et DEC, inférieure au millimètre pour d'autres types de croûte (Casenave et Valentin, 1989). Quand la prise d'échantillons est rendue possible par une bonne cohésion de la structure de la croûte, la mesure en laboratoire peut être tentée. Nous avons procédé à de telles mesures pour les croûtes de type DEC et pour les croûtes sableuses d'érosion rencontrées dans les zones de jachère. [Ce dernier type d'état de surface se repère assez aisément sur le terrain en raison de la coloration noire due à la colonisation d'une algue microscopique (C. Peugeot, comm. pers.) ; nous les désignerons dans la suite par "ALG"]. Les mesures ont été réalisées à l'Institut National de la Recherche Agronomique (INRA), Unité de Science du Sol d'Avignon, en collaboration avec J.-C. Fies, suivant la méthode proposée par Fies et Zimmer (1982). Après pesée de l'échantillon sec, la technique utilisée pour mesurer son volume est d'imperméabiliser l'échantillon puis de mesurer la poussée hydrostatique qu'il subit une fois plongé dans l'eau. Le produit imperméabilisant utilisé est un mélange de cire et de cyclohexane (J.-C. Fies, comm. pers.).

Avec 11 échantillons DEC de 6 mm d'épaisseur en moyenne, nous avons pu mesurer une densité apparente de  $1.47 \pm 0.06$ . Sur un même nombre d'échantillons ALG, d'épaisseur moyenne 11 mm, la densité obtenue est de  $1.69 \pm 0.03$ . En vue du calcul du potentiel d'écoulement [équation (7.4)], ces erreurs sont petites devant celles commises lors de la détermination de la sorptivité. Les résultats détaillés sont donnés en Annexe A4.

Le prélèvement d'échantillons de croûte ST s'étant avéré impossible, nous nous sommes contentés d'une estimation fondée sur la teneur en eau pondérale à saturation naturelle,  $W_s$ . Dans le cas des croûtes DEC (de granulométrie très proche),  $\theta_s$  représente 85% de la porosité  $\varepsilon$  calculée par :

$$\varepsilon = 1 - \frac{\rho_{cr}}{\rho_s} \quad (9.3)$$

en prenant  $\rho_s = 2.65$ . En mesurant la teneur en eau pondérale à saturation naturelle des croûtes ST et en faisant l'hypothèse que ce pourcentage peut s'appliquer à cet autre type de croûte, on obtient :

$$\frac{\rho_{cr}}{\rho_w} \cdot W_s = 0.85 \left( 1 - \frac{\rho_{cr}}{\rho_s} \right) \quad (9.4)$$

ce qui conduit à une valeur de 1.7 pour la densité des croûtes ST.

Pour finir, on remarquera que la valeur de 1.47 obtenue pour la densité des croûtes DEC est inférieure à celle (1.56) du sol sous-jacent. Ceci est assez surprenant, la plupart des auteurs s'accordant à considérer comme une caractéristique des croûtes la réduction significative de la porosité par rapport au sol qu'elles surmontent.

## **9.5. Résultats**

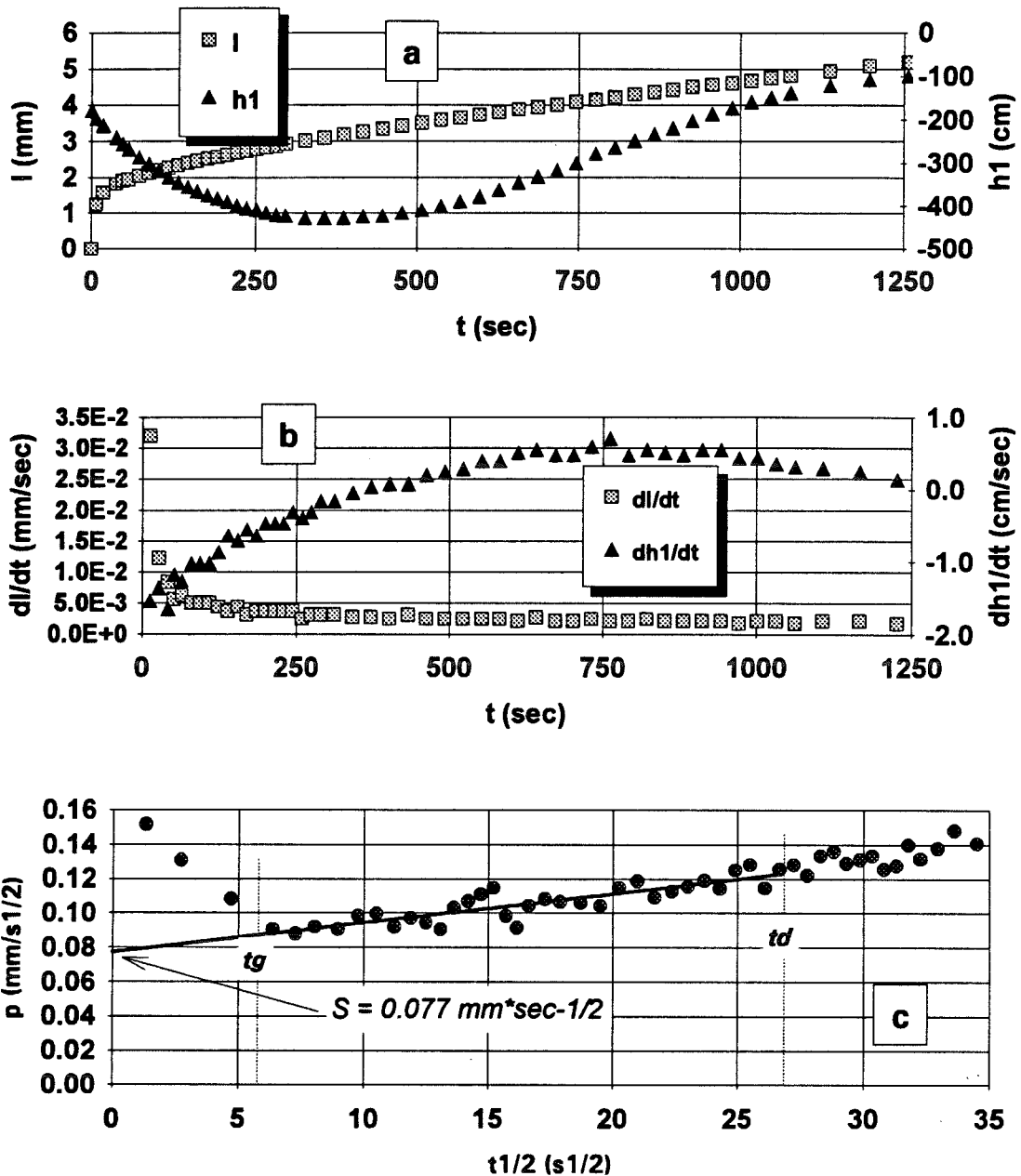
### **9.5.1. Déroulement des essais**

Un total de 59 essais d'infiltration ont été réalisés avec le disque de rayon 125 mm sur les sols de la brousse tigrée dont 20 sur croûtes ST, 23 sur croûtes DEC et 16 sur sol sous-jacent. La Figure 9.6 montre, pour un essai réalisé sur croûte ST à -10 mm de pression, la lame infiltrée cumulée  $l$  et la réponse en pression  $h_1$  du sol en fonction du temps (9.6a), leurs dérivées par rapport au temps (9.6b) et les droites  $p(t^{1/2})$  expérimentale et ajustée qui sont à la base de l'estimation de  $S$  (9.6c).

La décroissance initiale de  $h_1$  s'explique par le non équilibre du tensiomètre avec le sol environnant. En effet, immédiatement après la mise en contact de la bougie poreuse avec le sol sec, la pression dans le système tensiométrique décroît rapidement jusqu'à ce que le front d'infiltration atteigne la profondeur de la bougie.  $h_1$  ré-augmente alors pour tendre asymptotiquement vers une valeur correspondant à la teneur en eau du sol en régime permanent, à cette profondeur, pour la pression  $h_0$  imposée en surface. On note (Figure 9.6a) que la limite asymptotique de  $h_1$  est significativement inférieure à  $h_0$ , ce qui illustre le déficit de saturation du sol dû à l'effet d'impédance de la croûte, effet souligné par de très nombreux auteurs.

Toujours pour le même essai, le temps,  $t_d$ , d'arrivée du front d'infiltration à l'interface croûte-sol, arbitrairement défini par le maximum de  $dh_1/dt$ , peut être estimé à 300 s environ (Figure 9.6b). En début d'essai, la première valeur de  $p$  s'écarte largement du comportement linéaire du reste de l'essai, traduisant la nette influence du sable de contact (Figure 9.6c). La Figure 9.6a montre que l'on infiltre environ 2 mm d'eau en seulement 15 s (valeur retenue pour  $t_d$ ) tandis que la même quantité est infiltrée dans la croûte en près de 5 minutes.

La Figure 9.8 montre un essai réalisé sur croûte ST à la pression  $h_0 = -100$  mm. On note, par rapport à la Figure 9.6 :



**Figure 9.8. Croûte ST : essai d'infiltration à -100 mm de pression imposée. a : lame infiltrée cumulée ( $l$ ) et pression dans le sol ( $h_1$ ) ; b : leurs dérivées par rapport au temps ; c : estimation de la sorptivité par  $p(t^{1/2})$ .**

- une réponse tensiométrique plus étalée dans le temps, rendant difficile la détermination de  $t_g$  (environ 750 s). Ceci indique que le processus s'éloigne du modèle d'infiltration en piston de Green et Ampt, le front étant plus diffus.

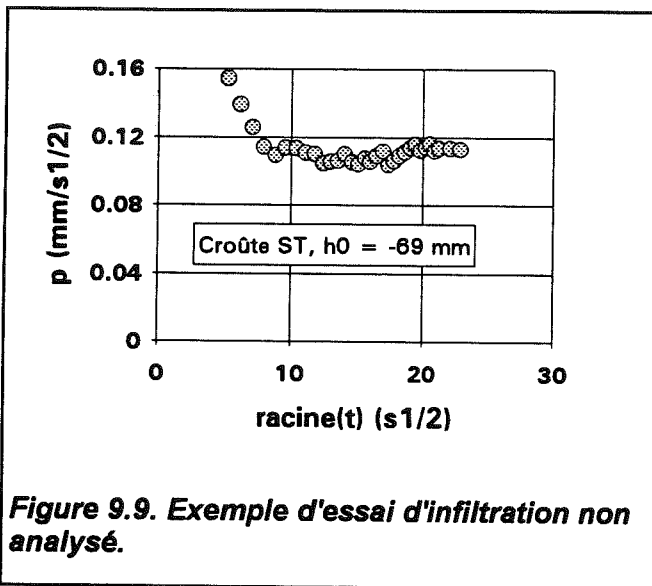
- un flux et une sorptivité plus faible.

- une plus grande durée d'influence du sable de contact d'environ 35 s ( $\sqrt{t_g} \approx 6 \text{ s}^{1/2}$ ,

Figure 9.8c), trois valeurs de  $p$  devant être éliminées pour l'analyse.



La linéarité de la relation  $p(t^{1/2})$  entre les abscisses  $t_g^{1/2}$  et  $t_d^{1/2}$  est une condition nécessaire (et non suffisante) pour l'applicabilité de l'équation (6.7b), sur cet intervalle de temps, permettant la détermination de  $S$ . La valeur de la pente  $B$  ne présente pas d'intérêt, la croûte n'étant pas isotrope. En revanche, nous devons faire l'hypothèse que la valeur de  $S$  obtenue n'est pas affectée de façon sensible par l'anisotropie de l'écoulement, ce que nous avons établi de manière approchée, en laboratoire, avec un sable (cf. § 6.7). Ceci revient à considérer, à la suite de Smettem et al. (1994), que le terme d'écoulement latéral est entièrement contenu dans le coefficient du temps de l'équation d'infiltration et, par extension, que ceci reste vrai en conditions anisotropes.



Un certain nombre d'essais présentent, sous la forme  $p(t^{1/2})$  et sur l'intervalle  $[t_g ; t_d]$ , une allure linéaire de pente nulle (Figure 9.9). Un tel comportement, même s'il permet la détermination d'une ordonnée à l'origine, est incompatible avec l'hypothèse faite ci-dessus puisqu'il correspond à un terme en  $t$  nul alors que l'observation de la tache mouillée montre, dans tous les cas, que le volume infiltré latéralement constitue une fraction importante du volume

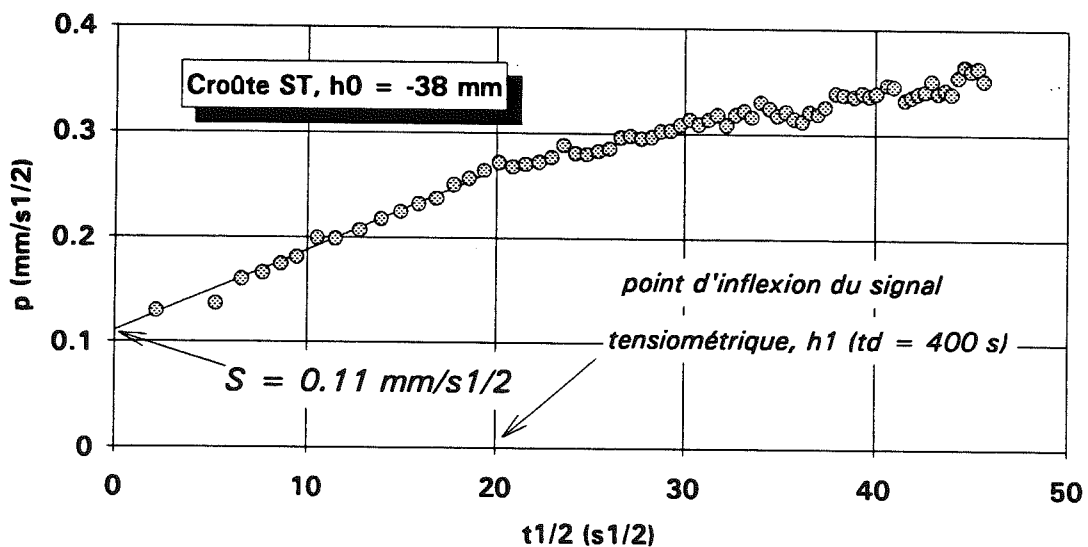


Figure 9.10. Exemple d'essai d'infiltration avec ralentissement au passage de l'interface croûte-sol.

total (voir § 9.7). Dans un tel cas, le processus d'infiltration n'est donc pas correctement décrit par l'équation (6.7b) et l'essai n'est pas analysé. L'hypothèse que nous pouvons avancer pour expliquer une telle anomalie est celle d'un blocage d'air, dans la couche de sable de contact, faisant obstacle à l'écoulement [ce problème illustre la nécessité d'une grille parfaitement plane à la base du disque].

Pour certains essais, une rupture de pente de la relation  $p(t^{1/2})$  indique de façon assez nette la transition de la phase d'infiltration dans la croûte seule à la phase d'infiltration bi-couche lors du passage de l'interface (Figure 9.10).

### 9.5.2. Résultats finaux

L'absence de linéarité ou l'horizontalité de  $p(t^{1/2})$  nous a conduit à rejeter 35% de nos essais pour la détermination de la sorptivité. Pour les autres essais, les valeurs de  $S$  sont présentées Figure 9.11 pour ST, DEC et SUB. On note une certaine dispersion dans les valeurs, en raison de la variabilité spatiale des propriétés des croûtes. Elle est maximale au voisinage de la saturation sauf pour le sol sous-jacent SUB. Cette dispersion reste néanmoins suffisamment limitée pour qu'apparaissent :

- l'augmentation de  $S$  avec la pression pour les trois horizons,
- une sorptivité globalement plus élevée dans le cas des essais SUB pour lesquels la croûte supérieure est décapée.

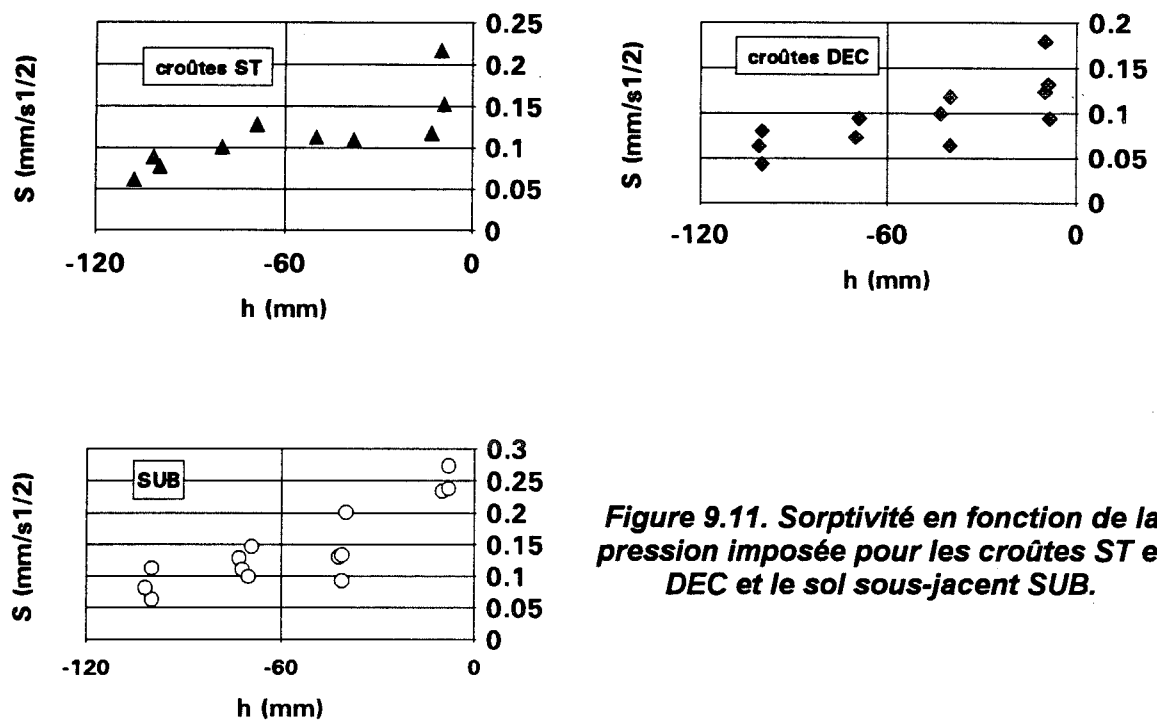


Figure 9.11. Sorptivité en fonction de la pression imposée pour les croûtes ST et DEC et le sol sous-jacent SUB.

Nous avons réuni pour SUB les essais réalisés sur le sol sous-jacent des croûtes ST et DEC, aucune différence significative n'étant apparue entre ces deux cas. La Figure 9.12 présente les estimations de  $\Phi$  calculées par l'équation (7.4) ainsi que l'exponentielle ajustée par l'équation (8.1) qui, pour un sol initialement sec, se réduit à :

$$\Phi = \frac{K_s}{\alpha} [\exp(\alpha h)] \quad (9.5)$$

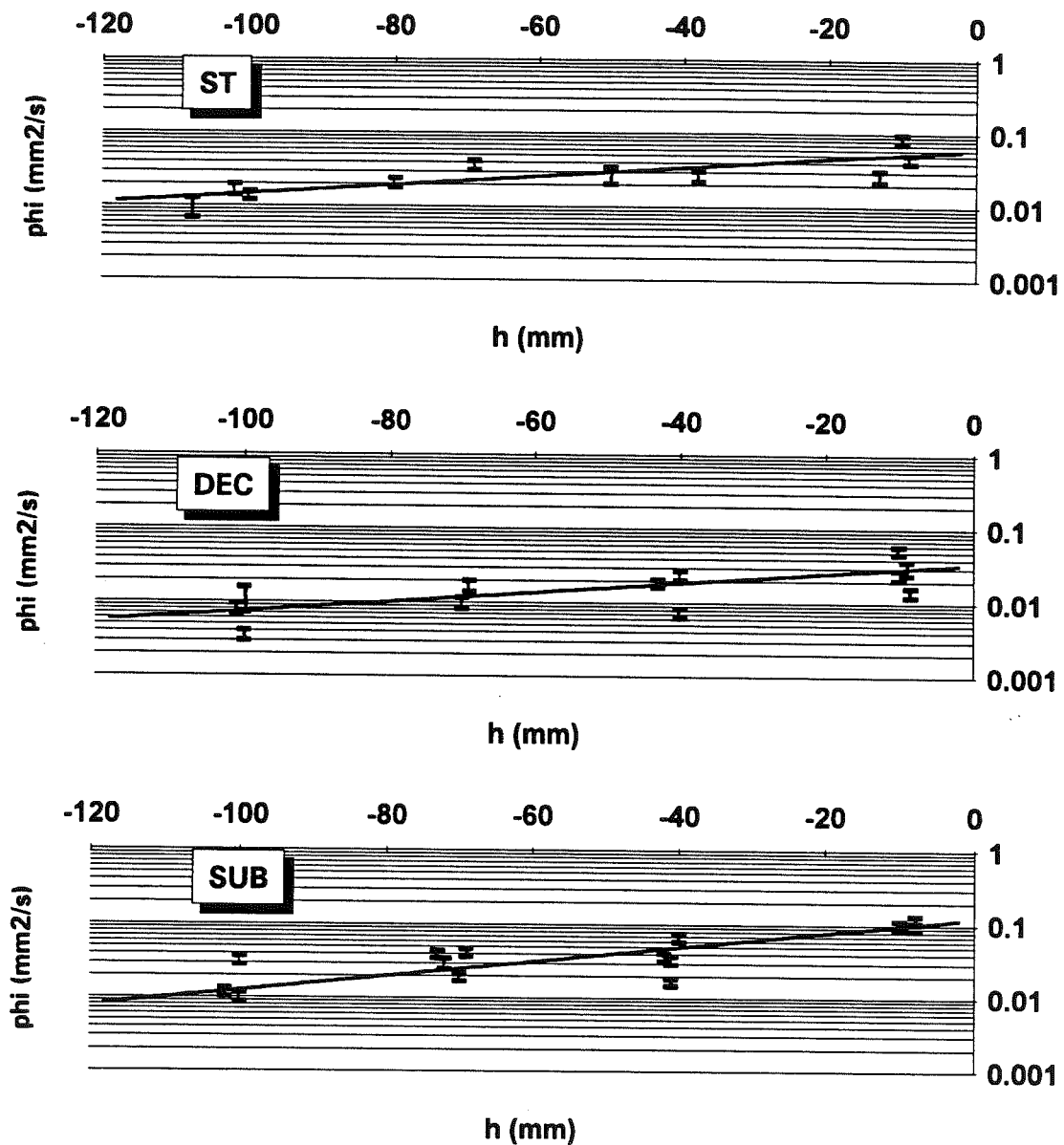


Figure 9.12. Potentiel d'écoulement [équation (7.4)] en fonction de la pression imposée pour les croûtes ST et DEC et le sol sous-jacent SUB [les barres d'erreur correspondent à l'équation (9.6)].

Les barres d'erreur présentées Figure 9.12 sont obtenues suivant la méthode présentée au paragraphe 9.6.1. On obtient finalement, pour chaque état de surface ST, DEC ou SUB, une valeur de conductivité hydraulique à saturation,  $K_s$ , et une valeur du paramètre  $\alpha$ , permettant de calculer une dimension de pore hydrauliquement fonctionnel,  $\lambda_m$ , par les équations (1.41) et (1.42). Les prélèvements d'humidité finale effectués à -10 mm de pression fournissent une bonne estimation de la teneur en eau à saturation,  $\theta_s$ . Enfin, le temps gravitaire,  $t_{grav}$ , peut être calculé par l'équation (1.46). Ces résultats sont résumés dans le tableau 9.2.

sol	$\rho_d$ (g·cm <sup>-3</sup> )	$\theta_s$ (cm <sup>3</sup> ·cm <sup>-3</sup> )	$K_s$ (mm·s <sup>-1</sup> )	S (mm·s <sup>-1/2</sup> )	$\alpha$ (mm <sup>-1</sup> )	$\lambda_m$ (μm)	$t_{grav}$ (h)
ST	1.7	0.31	8.5E-4	0.18	0.014	105	13
DEC	1.47	0.35	5.2E-4	0.15	0.015	115	22
SUB	1.56	0.34	2.8E-3	0.27	0.023	175	2.5

Tableau 9.2. Principaux résultats pour les croûtes structurales (ST), les croûtes de décantation (DEC) et le sol sous-jacent (SUB) de la brousse tigrée.

Par rapport au sol sous-jacent, la conductivité à saturation est donc réduite d'un facteur 3 pour ST et 5 pour DEC. Ces facteurs sont peu importants par rapport à ceux habituellement cités dans la littérature [de 20 à 2000, de 4 à 15, de 23 à 175, environ 20, pour quatre études citées dans Ahuja et Swartzendruber (1992)]. Ils s'expliquent par la faible conductivité du sol sous-jacent de la brousse tigrée. En milieu sahélien, un contraste croûte/sol plus important devrait être rencontré dans le cas des sols sableux (voir Hoogmoed et Stroosnijder, 1984).

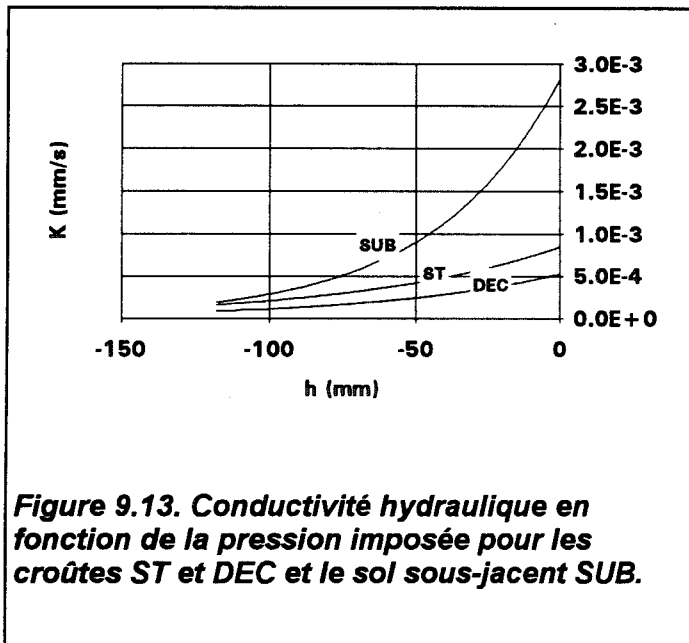


Figure 9.13. Conductivité hydraulique en fonction de la pression imposée pour les croûtes ST et DEC et le sol sous-jacent SUB.

Nous verrons néanmoins au chapitre suivant que l'effet de la présence de croûtes ST ou DEC - même de faible épaisseur - sur le ruissellement peut être conséquent. Les conductivités de ST, DEC et SUB en fonction du potentiel sont représentées Figure 9.13, montrant que la valeur plus importante de  $\alpha$  pour SUB tend à réduire l'écart de conductivité avec la croûte quand le sol se désature.

Les valeurs de  $\lambda_m$  du tableau 9.2 témoignent d'une

réduction significative (-40% environ) de la taille moyenne "effective" des pores hydrauliquement fonctionnels dans la croûte par rapport au sol sous-jacent.

### 9.5.3. Comparaison avec d'autres méthodes

Les valeurs de conductivité que nous avons données dans le tableau 9.2 peuvent être comparées avec celles,  $K_{tS}$ , obtenues par Fies (1992a) pour les croûtes ST et DEC par la méthode de la tache saturée, ainsi qu'avec les intensités limites de ruissellement sur sol humide,  $i_r$ , données dans Casenave et Valentin (1992). L'ensemble de ces estimations est résumé dans le tableau 9.3.

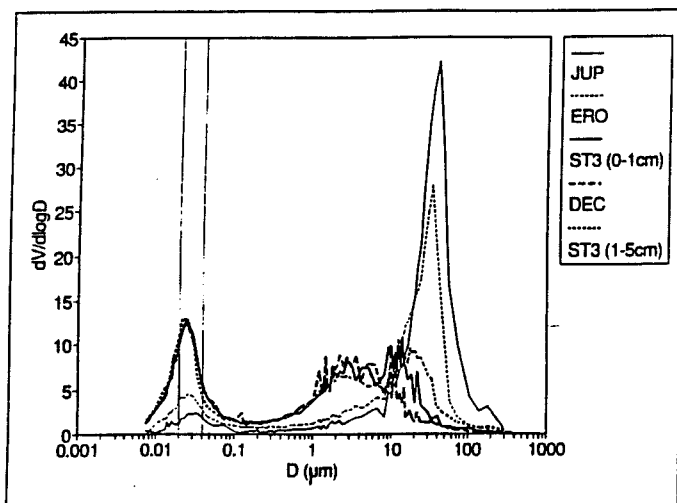
type de croûte	$K_S$ (mm/s)	$K_{tS}$ (mm/s)	$i_r$ (mm/s)
ST	8.5E-4	3.1E-3	10E-4
DEC	5.2E-4	3.4E-3	6E-4

Tableau 9.3. Conductivité hydraulique à saturation par notre méthode ( $K_S$ ), par la méthode de la tache saturée ( $K_{tS}$ ; Fies, 1992a) et intensité limite de ruissellement par simulation de pluie ( $i_r$ ; Casenave et Valentin, 1992), pour les croûtes structurales (ST) et de décantation (DEC).

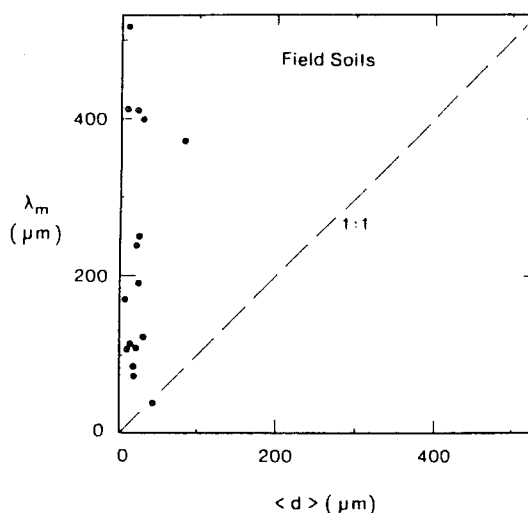
Alors que  $K_S$  et  $i_r$  sont en très bon accord (environ 15% d'écart), on constate que la méthode de la tache saturée fournit des valeurs  $K_{tS}$  supérieures, d'un facteur 4 pour ST et 6 pour DEC, aux estimations que nous avons obtenues. Ces résultats sont surprenants dans la mesure où  $K_{tS}$  et non  $i_r$  a véritablement le sens physique d'une conductivité hydraulique. Une possible cause de cette différence est liée à l'influence du sol sous-jacent sur les flux d'infiltration dont dépend l'extension de la tache saturée. En effet, si le sol sous-jacent n'est pas saturé (ce qui est probable), un gradient de pression important est susceptible de se maintenir au sein de la croûte de surface, augmentant ainsi le flux d'infiltration. L'anisotropie marquée des croûtes (cf. § 9.7) constitue une autre source potentielle d'erreur. Signalons d'autre part que Fies (1992a) n'a pu procéder à des répétitions de ses mesures.

La distribution de taille des pores dans les croûtes ST et DEC a fait l'objet de mesures réalisées par Fies (1992a). La méthode consiste à mesurer directement l'espace poral en injectant du mercure dans un échantillon, sous une pression croissante, donnant ainsi accès à une courbe de densité de distribution volumétrique des pores (Figure 9.14). Pour les croûtes ST et DEC, ces courbes sont d'allure bimodale. D'après Fies (1992b), le premier pic situé entre 20 et 2  $\mu\text{m}$  correspond au remplissage d'un espace lacunaire tandis

que le second, situé au voisinage de  $0.03 \mu\text{m}$ , correspond à l'occupation d'une partie de l'espace poral de la phase argileuse. Les valeurs d'environ  $100 \mu\text{m}$  que nous avons calculées pour  $\lambda_m$  sont donc très sensiblement supérieures à la limite supérieure du domaine de tailles obtenu par Fies (1992a). De telles différences ont été présentées par White et Sully (1987) comme caractéristiques des mesures in situ du paramètre  $\lambda_m$  (Figure 9.15). Nos résultats, en accord avec les conclusions de ces auteurs, indiquent que la structure des croûtes est le siège d'effets dynamiques dont les techniques de laboratoire, telles que la porosimétrie au mercure, ne peuvent rendre compte.



**Figure 9.14. Densité de distribution volumétrique de pores par porosimétrie au mercure, d'après Fies (1992a).**



**Figure 9.15. Taille de pore hydrauliquement fonctionnel ( $\lambda_m$ ) en fonction du diamètre moyen de particules ( $d$ ), d'après White et Sully (1987).**

### 9.6. Calcul d'erreur

Nous avons insisté, au chapitre 7, sur le fait que la méthode d'estimation de  $K$  reposant sur des mesures de sorptivité (méthode indirecte, SMT) est d'une sensibilité importante aux erreurs de mesure du fait que l'on doit dériver la fonction  $\Phi(h)$  pour accéder à  $K(h)$ . Un calcul d'erreur sur les résultats présentés au paragraphe précédent est donc indispensable. Les sources d'erreur sont de deux types : tout d'abord, une erreur est faite sur le calcul de chacune des valeurs de  $\Phi$  par l'équation (7.4) ; d'autre part, une fonction  $\Phi(h)$  unique est ajustée, pour chaque sol, à travers des points de mesure dispersés du fait de la variabilité des propriétés du sol d'un point à l'autre. La première erreur peut être qualifiée de ponctuelle et la seconde de spatiale.

### 9.6.1. Erreur ponctuelle

La différenciation logarithmique de l'équation (7.4) donne :

$$\frac{d\Phi}{\Phi} = \frac{db}{b} + 2 \frac{dS}{S} + \frac{d\theta_f}{\theta_f} + \frac{d\theta_i}{\theta_i} \quad (9.6)$$

L'erreur due à l'utilisation de la valeur approchée  $b=0.55$  est difficile à estimer car l'intervalle théorique  $1/2 \leq b \leq \pi/4$  correspond à une erreur maximale et non à un écart-type. Pour cette étude, nous avons arbitrairement retenu une valeur de 10% pour l'erreur relative sur  $b$ . Pour chaque essai infiltrométrique, l'erreur sur la détermination de  $S$  est celle faite sur l'ordonnée à l'origine de la droite ajustée sur  $p(t^{1/2})$  par régression linéaire. D'un essai à l'autre,  $dS/S$  varie entre 0.013 et 0.28 avec une valeur moyenne de 0.056. Les erreurs associées aux valeurs de teneur en eau initiale et finale peuvent être négligées devant celles commises sur  $b$  et sur  $S$ . Finalement, l'erreur relative moyenne sur les estimations du potentiel d'écoulement est d'environ 20%. Les erreurs calculées individuellement pour chaque valeur de  $\Phi$  sont représentées par les barres verticales de la Figure 9.12.

### 9.6.2. Erreur spatiale

Les erreurs sur les paramètres de l'équation (9.5) résultant de la dispersion des points expérimentaux peuvent être estimées en effectuant une régression linéaire reposant sur la forme linéarisée de l'équation (9.5) :

$$\ln \Phi = \delta + \alpha h \quad (9.7)$$

en posant, pour des raisons de commodité d'écriture :

$$\delta = \ln \left( \frac{K_s}{\alpha} \right) \quad (9.8)$$

Les résultats de la régression linéaire fournissent les erreurs-type,  $\Delta\alpha$  et  $\Delta\delta$ , sur la pente  $\alpha$  et l'ordonnée à l'origine  $\delta$ , respectivement, de la droite ajustée. Les valeurs limites suivantes peuvent être définies :

$$\alpha^+ = \alpha + \Delta\alpha \quad (9.9a)$$

$$\alpha^- = \alpha - \Delta\alpha \quad (9.9b)$$

$$\delta^+ = \delta + \Delta\delta \quad (9.9c)$$

$$\delta^- = \delta - \Delta\delta \quad (9.9d)$$

D'après l'équation (9.8),  $K_S$  est simplement calculée par :

$$K_S = \alpha \exp \delta \quad (9.10)$$

Les erreurs  $\Delta\alpha$  et  $\Delta\delta$  ne peuvent être considérées comme indépendantes. En effet, une surestimation (par exemple) de la pente  $\alpha$  de la droite ajustée (résultant, par exemple, de valeurs de  $\Phi$  surestimées au voisinage de la saturation) a toutes chances d'entraîner une surestimation également de son ordonnée à l'origine  $\delta$  (voir Figure 9.12). Inversement,  $\alpha$  et  $\delta$  seront conjointement sous-estimées si (par exemple) les valeurs de  $\Phi$  sont surestimées à faible pression  $h$ .

L'erreur spatiale faite sur  $K_S$  est donc maximisée du fait du produit effectué entre  $\alpha$  et  $\exp \delta$ . Nous n'avons pas trouvé d'expression analytique de l'erreur sur le produit de deux variables entachées d'erreurs non indépendantes. Nous pouvons en revanche définir les limites suivantes pour  $K_S$  :

$$K_S^+ = \alpha^+ \exp \delta^+ \quad (9.11a)$$

$$K_S^- = \alpha^- \exp \delta^- \quad (9.11b)$$

La conductivité hydraulique étant connue comme étant distribuée de manière log-normale (e.g. Sisson et Wierenga, 1981 ; White et Sully, 1992 ; Mohanty et al., 1994 ; Vauclin et al., 1994), l'erreur spatiale peut être caractérisée par un facteur  $f_s$  plutôt que par un écart-type, défini par :

$$f_s = \sqrt{\frac{K_S^+}{K_S^-}} \quad (9.12)$$

de sorte que :

$$K_S^- = \frac{K_S}{f_s} \leq K_S \leq K_S^+ = K_S \cdot f_s \quad (9.13)$$

Les résultats détaillés de cette analyse, pour ST, DEC et SUB, sont donnés en Annexe A5. Les trois valeurs du facteur  $f_s$  sont comprises entre 1.6 et 1.8. La précision sur la pente  $\alpha$  ( $\pm 30\%$ ) est aussi celle qui doit être associée aux valeurs de dimension de pore fonctionnel équivalent,  $\lambda_m$ , données dans le tableau 9.2.



### **9.6.3. Conclusions**

On voit donc que la variabilité des propriétés hydrodynamiques du sol d'un point à l'autre de la zone étudiée conduit à une erreur d'estimation de la conductivité plus importante que celle, ponctuelle, liée aux erreurs de détermination de la sorptivité pour chacun des essais. Il est donc plus important, pour améliorer la précision des résultats, d'augmenter le nombre de répétitions plutôt que d'affiner chacune des estimations de S. Globalement, la conjonction des erreurs ponctuelle et spatiale conduit à des conductivités à saturation déterminées à un facteur  $\pm 2$  près, soit un facteur 4 entre le minima et le maxima de la fourchette de valeurs probable. Cette précision est acceptable pour l'estimation in situ de cette variable.

### **9.7. Anisotropie du processus d'infiltration sur sol encroûté**

L'organisation des particules en couches successives est un facteur très favorable à l'anisotropie du mouvement de l'eau dans la croûte. Nous avons évoqué, au début de ce chapitre, la source d'erreur potentielle qu'elle constitue pour l'analyse du régime permanent d'infiltration sur sol encroûté. Nous présentons dans ce paragraphe, deux approches simples permettant d'évaluer l'importance de ce phénomène. La première repose sur l'observation des fronts d'infiltration horizontal et vertical ; la seconde est fondée sur les résultats surestimés d'une méthode de détermination de la sorptivité valable pour un sol isotrope.

#### **9.7.1. Observation des fronts d'infiltration**

La notion de "front" est ici entendue comme le changement marqué de couleur du sol entre les zones humectée et non humectée. Si l'essai infiltrométrique est réalisé sur sol initialement sec (ce qui est toujours le cas pour nos essais sur croûtes), ce changement de couleur à la surface est très net et la mesure de sa distance au bord du disque (moyennée sur 4 directions) est aisée. Cette mesure, effectuée à intervalles réguliers au cours de l'essai, permet de suivre l'évolution de l'abscisse  $x(t)$  du front d'infiltration au cours du temps. L'origine des  $x$  est choisie au bord du disque de sorte que  $x(0)=0$ . Dans la suite, nous désignerons par  $x_1$  la valeur de  $x$  à l'inflexion du signal tensiométrique ( $t=t_D$ ).

La profondeur  $z(t)$  du front vertical est connue à deux instants : au passage de la bougie tensiométrique ( $t=t_D$ ), d'une part, et après l'essai ( $t=t_{final}$ ), d'autre part, lorsque le sol est creusé jusqu'à faire apparaître la transition zone humectée/zone non humectée. En l'absence d'effets gravitaires conséquents (voir  $t_{grav}$ , tableau 9.2), le rapport  $x/z$  doit être

voisin de l'unité pour un sol isotrope. Dans le cadre de nos mesures sur croûtes, ces rapports sont donnés dans le tableau 9.4.

Il apparaît clairement que l'infiltration est favorisée dans le sens horizontal. D'autre part, le fait que  $x/z$  n'augmente pas au cours du temps indique que le phénomène en cause est bien l'anisotropie de la croûte et non un effet de blocage hydraulique à l'interface croûte-sol.

croûtes	$t=t_d$	$t=t_{final}$
ST	4 ( $\pm 1.1$ )	3.5 ( $\pm 1.4$ )
DEC	3.2 ( $\pm 1.6$ )	2.6 ( $\pm 1.0$ )

Tableau 9.4. Ratio des fronts d'infiltration horizontal et vertical,  $x/z$ , sur croûtes (les écart-types sont donnés entre parenthèses).

Pour terminer, signalons que les fronts d'infiltration observés dans la direction verticale, en fin d'essai (c'est-à-dire après la traversée de l'interface croûte-sol), sont généralement bien marqués et d'une horizontalité correcte. Cette observation qualitative laisse penser qu'une modélisation de type Green et Ampt peut s'avérer adéquate pour décrire l'infiltration dans un sol encroûté (cf. chapitre suivant).

### 9.7.2. Estimation quadratique de la sorptivité

Les valeurs de  $t_{grav}$  obtenues pour les croûtes ST et DEC (tableau 9.2) permettent de considérer comme négligeables les effets gravitaires sur l'infiltration pendant les quelques minutes correspondant au temps d'arrivée du front à l'interface croûte-sol. Si la croûte était un milieu isotrope, l'équation d'infiltration (6.7) pourrait ainsi être réduite à ses seuls deux termes capillaires :

$$l = S t^{1/2} + \frac{\gamma S^2}{r \Delta\theta} t \quad (9.14)$$

A chaque pas de mesure  $l-t$ , il est ainsi possible de déterminer la sorptivité par la résolution d'une équation du second degré, ainsi que l'ont proposé Cook et Broeren (1994) pour résoudre l'équation (6.1) de forme similaire. Là encore, l'influence de la couche de sable de contact ne peut être négligée, les valeurs de lame cumulée  $l$  étant fortement entachées d'erreur. Nous proposons par conséquent, comme au chapitre 6, de modifier l'équation (9.14) en travaillant sur données dérivées, soit par rapport au temps :

$$q = \frac{dl}{dt} = \frac{S}{2 t^{1/2}} + \frac{\gamma S^2}{r \Delta\theta} \quad (9.15)$$

soit par rapport à la racine carrée du temps :

$$p = \frac{dl}{dt^{1/2}} = S + \frac{2\gamma S^2}{r \Delta\theta} t^{1/2} \quad (9.16)$$

La résolution de l'une ou l'autre des équations (9.15) et (9.16) fournit une estimation de  $S$  à chaque pas de mesure. L'évolution de ces deux estimations au cours du temps est représentée Figure 9.16 pour un essai typique sur croûte. Après une courte phase instable reflétant la décroissance rapide du flux dans la couche de sable de contact, les estimations quadratiques de  $S$  reposant sur les équations (9.15) et (9.16) convergent vers une valeur stabilisée commune,  $S_q$ , que nous désignerons par quadratique dans la suite.

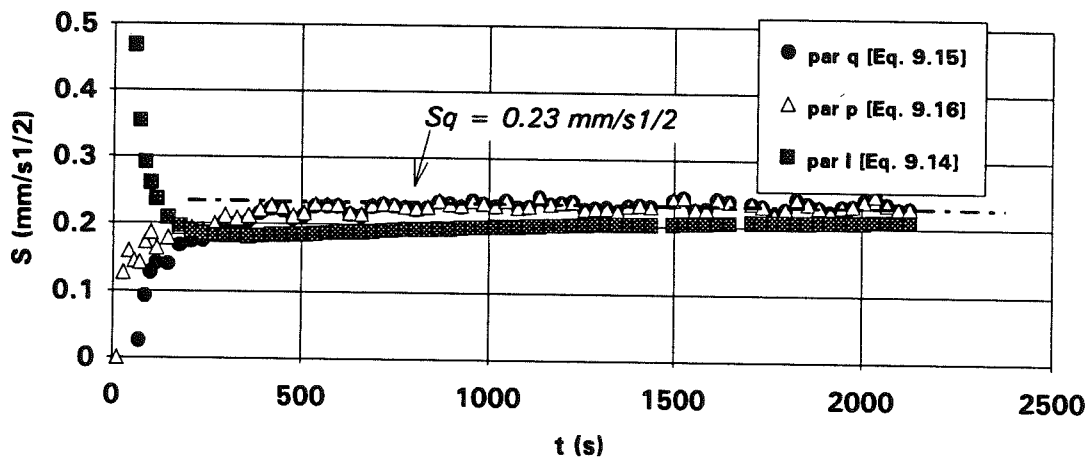


Figure 9.16. Principe de l'estimation quadratique de la sorptivité.

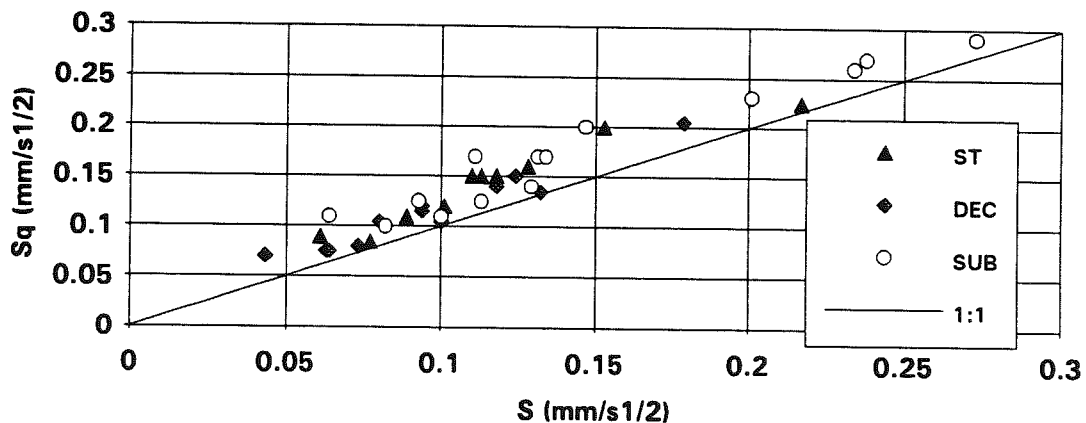


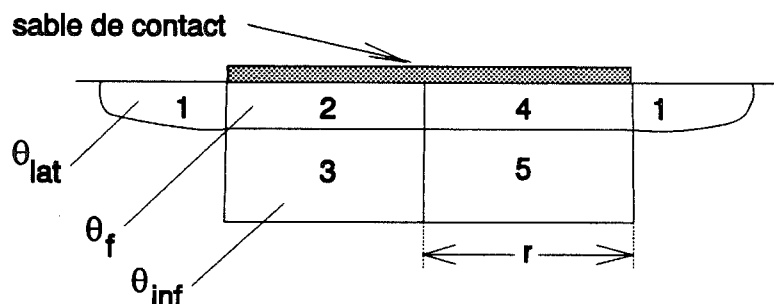
Figure 9.17. Scattérogramme des estimations  $S$  et  $S_q$  de la sorptivité.

Néanmoins, cette estimation n'est valable que pour un sol isotrope puisqu'elle fait intervenir à la fois les expressions des termes capillaires vertical et latéral. La Figure 9.17 présente le scattérogramme des valeurs de  $S$  (déterminées par régression linéaire, cf. chapitre 6) et de  $S_Q$ . La surestimation systématique de  $S_Q$  par rapport à  $S$  indique que le volume infiltré latéralement est supérieur à celui que l'on obtiendrait si l'équation (9.14) était applicable. De plus, il doit être noté que l'anisotropie affecte non seulement les croûtes ST et DEC mais également le sol sous-jacent.

### 9.8. Teneurs en eau dans le système sol-croûte

L'effet d'impédance exercé par la croûte de faible perméabilité sur l'infiltration dans le sol sous-jacent a pour conséquence de réduire la teneur en eau de celui-ci par rapport à celle qui s'établirait en l'absence de croûte (i.e. Zayani, 1987 ; Aboujaoudé, 1991 ; Touma, 1992). Ce principe constitue la base même de la "crust method" (Hillel et Gardner, 1970b ; Bouma et al., 1971) pour la mesure de la conductivité aux faibles teneurs en eau. Afin d'estimer ce déficit de saturation, nous avons effectué nos prélèvements d'humidité finale à la fois sur des échantillons de croûte ( $\theta_f$ , 1<sup>er</sup> centimètre) et de sol sous-jacent ( $\theta_{inf}$ , 1-3 centimètres environ). Cette mesure est affectée par le délai nécessaire au décapage de la couche de sable de contact (une quinzaine de secondes). Aussi avons-nous répété ces deux prélèvements, après un délai à peu près identique, afin d'évaluer l'effet de ce retard par l'analyse des différences entre les deux prélèvements. Dans la pratique, on procède à la suite d'opérations décapage du sable-prélèvement de surface-prélèvement profond, tour à tour sur les deux moitiés de la surface du disque.

D'autre part, la teneur en eau finale,  $\theta_{lat}$ , de la zone située à la périphérie du disque est mesurée par des prélèvements effectués lorsque l'infiltromètre est encore à la surface du sol. L'intérêt de cette mesure apparaîtra au paragraphe suivant. Un schéma résumant l'ordre des prélèvements d'échantillons est montré Figure 9.18.



**Figure 9.18. Schéma des prélèvements d'humidité en fin d'essai (les numéros correspondent à l'ordre des prélèvements).**

L'écart entre  $\theta_f$  et  $\theta_{inf}$  résulte, non seulement de l'effet d'impédance de la croûte et de la différence de structure entre les deux horizons, mais aussi d'un éventuel gradient de teneur en eau sur les premiers centimètres de sol, existant même pour un sol homogène. Afin de discerner ces deux effets, nous avons adopté la même configuration géométrique de prélèvements à la fin des essais réalisés directement sur sol sous-jacent, croûte décapée.

Les valeurs de teneur en eau finale,  $\theta_f$ , sont présentées Figure 9.19. Malgré une dispersion certaine résultant à la fois de la variabilité spatiale et de l'imprécision de la mesure, on note une variation sensible de  $\theta_f$  avec la pression et, conformément aux valeurs de densité données au paragraphe 9.4.2, des valeurs plus élevées pour DEC que pour ST.

La diminution de  $\theta$  entre les deux prélèvements successifs, espacés d'une vingtaine de secondes, est en moyenne de  $0.01 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  pour les croûtes et de  $0.015 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  dans le sol sous-jacent. Ceci ne fait que renforcer l'importance de la rapidité des prélèvements d'humidité finale, les pores de taille importante étant susceptibles de se vidanger rapidement. Seules les valeurs obtenues lors du premier prélèvement seront utilisées dans la suite.

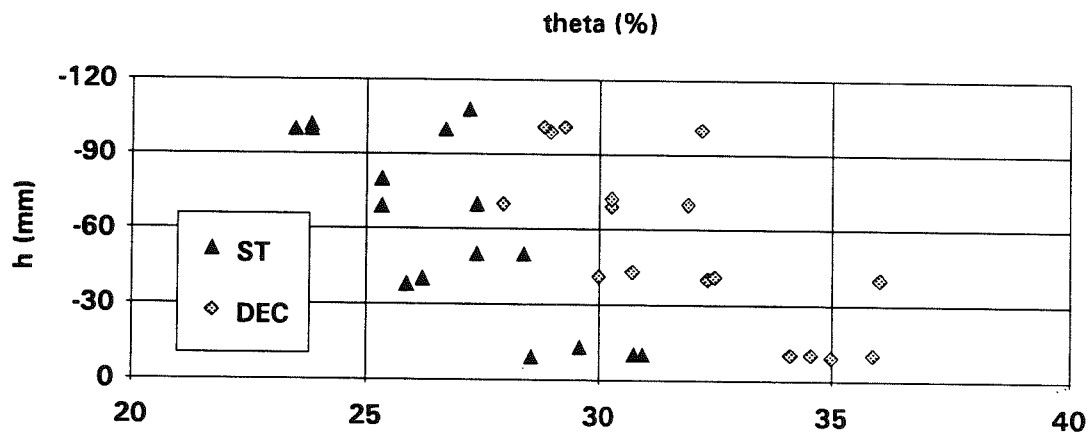


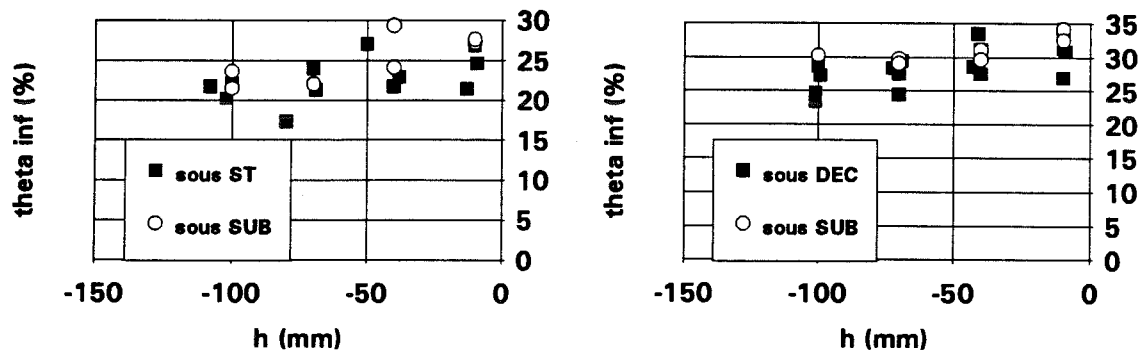
Figure 9.19. Teneur en eau finale ( $\theta_f$ ) pour les croûtes ST et DEC.

Le rapport entre les teneurs en eau à la périphérie du disque et à la verticale de celui-ci,  $\theta_{lat}/\theta_f$ , est de 90% dans les croûtes et de 95% dans le sol sous-jacent, ce qui correspond à des écarts respectifs de  $0.03$  et  $0.017 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ . Ces valeurs indiquent que les gradients horizontaux d'humidité en aval du front d'infiltration sont raisonnablement faibles mais non négligeables.

Le gradient vertical de teneur en eau peut être apprécié à travers les valeurs de la différence  $\theta_f - \theta_{inf}$ . Dans le cas des croûtes, cette différence est de  $0.045 [\pm 0.019] \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  (ST) et de  $0.033 [\pm 0.027] \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  (DEC).  $\theta_{inf}$  est ici la teneur en eau finale du sol sous-jacent, affectée par l'effet d'impédance de la croûte. Quand la croûte est décapée, la différence  $\theta_f - \theta_{inf}$  représente alors le gradient vertical de teneur en eau dans le sol sous-

jaçant en l'absence d'effet d'impédance. Ce gradient reste important puisque  $\theta_f - \theta_{inf}$  vaut encore  $0.029 [\pm 0.013] \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ .

Par ailleurs, l'effet d'impédance peut être évalué par la comparaison des valeurs de  $\theta_{inf}$  quand la couche supérieure est une croûte, d'une part, et quand il s'agit de sol sous-jacent SUB, d'autre part [ $\theta_{inf}$  représente SUB dans les deux cas]. Cette comparaison, présentée Figure 9.20, semble indiquer que la présence de la croûte réduit la teneur en eau de SUB de quelques %, mais montre également que la variabilité spatiale a au moins autant d'effet que la différence de configuration.



**Figure 9.20. Teneur en eau ( $\theta_{inf}$ ) du prélèvement inférieur avec (sous ST, sous DEC) et sans (sous SUB) effet d'impédance de la croûte.**

La mesure in situ des teneurs en eau dans le système croûte-sol ne semble donc pas être une approche adéquate pour estimer l'effet d'impédance de la croûte, le gradient vertical de  $\theta$  étant significatif même en l'absence de croûte et la variabilité spatiale masquant les différences entre sol encroûté et non encroûté.

### 9.9. Existence d'un blocage hydraulique à l'interface croûte-sol ?

Une des hypothèses avancées par certains auteurs (Casenave et Valentin, 1989) pour expliquer la faible perméabilité du système sol-croûte est celle d'un blocage hydraulique à l'interface dû à la présence d'une porosité occluse. Celle-ci résulte d'un piégeage d'air à la base des croûtes lors de leur formation. Si l'on décape la croûte au pinceau et que l'on dégage délicatement les particules ainsi libérées, on observe très fréquemment une structure en bulles rappelant la mie de pain (Figure 9.2), surtout sous les croûtes ST. Sous les croûtes DEC, on parvient sans mal à prélever des échantillons de croûte, la séparation d'avec le sol sous-jacent se produisant à une profondeur à peu près constante et qui révèle l'existence d'un plan de clivage. La même structure en "mie de pain" est parfois observée sous les croûtes DEC. Il est donc légitime de se demander si la mesure la plus judicieuse, sur sol encroûté, ne consisterait pas à quantifier l'importance de

ce processus de blocage plutôt que d'évaluer la conductivité hydraulique de la croûte seule. On se propose, dans ce paragraphe, d'apporter des éléments de réponse à cette question.

En géométrie monodimensionnelle et pendant une durée suffisamment courte pour que les effets gravitaires puissent être négligés, le processus d'infiltration est décrit par le premier terme de la solution en série de Philip :  $I_{1d} = S \sqrt{t}$ . La connaissance de  $I_{1d}$  à l'instant  $t_d$  ( $6 \pm 4$  minutes), correspondant à l'arrivée du front d'infiltration à la profondeur  $z_1$  du tensiomètre, permet ainsi de disposer d'une nouvelle estimation de la sorptivité,  $S_1$ , affectée par un éventuel blocage hydraulique au-dessus du tensiomètre.

Dans le cas de l'infiltromètre à disque, la lame totale infiltrée peut être décomposée en trois termes (Figure 9.21) :

$$I_{3d} = I_0 + I_{1d} + I_{lat} \quad (9.17)$$

où les termes du membre de droite représentent, respectivement, les lames infiltrées dans la couche de sable, verticalement sous le disque et latéralement. Sur les premières minutes de l'essai, on peut faire l'hypothèse que le volume infiltré verticalement est très proche de celui correspondant au processus monodimensionnel seul, c'est-à-dire que  $I_{1d}$  est peu affecté par l'effet de bord axisymétrique. Un développement théorique allant dans le sens de cette hypothèse pourra être trouvé dans Turner et Parlange (1974), repris par Smettem et al. (1994).

Nous avons vu que  $I_0$  pouvait être estimé par la connaissance du volume de sable interposé entre le disque et le sol. A l'instant  $t=t_d$ , le ratio  $I_{1d}/I_{lat}$  peut être calculé moyennant une hypothèse sur la forme du bulbe infiltré dans le sol. Alors que certains auteurs ont émis l'hypothèse que la zone humectée avait, dans la direction radiale, la forme d'une ellipse (B.E. Clothier, comm. pers.), nous retiendrons ici, pour des raisons de facilité de calcul, un profil latéral de type parabolique (Figure 9.21) décrit par :

$$z = C_1 x^2 + C_2 \quad (9.18)$$

où les constantes  $C_1$  et  $C_2$  sont déterminées par :

$$\begin{cases} x = 0, & z = z_1 \\ z = 0, & z = x_1 \end{cases} \quad (9.19)$$

d'où :

$$z = z_1 \left[ 1 - \left( \frac{x}{x_1} \right)^2 \right] \quad (9.20)$$

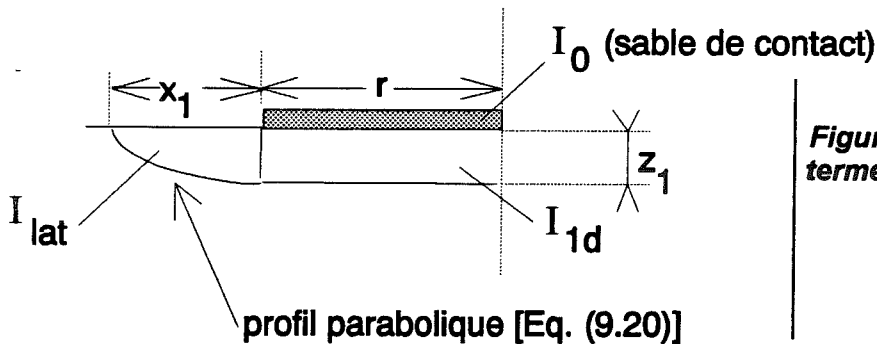


Figure 9.21. Décomposition en trois termes de la lame infiltrée à l'instant  $t=t_d$  [équation (9.17)].

Signalons que Turner et Parlange (1974) ont proposé pour leur part, pour le profil latéral, une forme parabolique inverse de la nôtre c'est-à-dire en  $x$  fonction de  $z^2$ .

Par application du théorème de Pappus relatif aux volumes de révolution, on montre (Annexe A6) que le volume de la zone humectée à l'extérieur du disque s'exprime par :

$$V_{lat} = \frac{4 \pi}{3} z_1 x_1 \left( \frac{3}{8} x_1 + r \right) \quad (9.21)$$

Si l'on conserve le rapport 0.9 entre les teneurs en eau des zones latérale et centrale à l'instant  $t_d$  (voir paragraphe précédent),  $I_{lat}$  s'écrit :

$$I_{lat} = 0.9 \theta_1 \frac{V_{lat}}{\pi r^2} \quad (9.22)$$

où  $\theta_1$  est la teneur en eau de la zone centrale à l'instant  $t_d$ .  $\theta_1$  est inconnue et non nécessairement égale à  $\theta_f$ , le processus n'étant pas exactement celui d'une infiltration en piston [la teneur en eau de la zone humectée est particulièrement susceptible de varier au cours du temps pour un sol à forte teneur en argile].

$I_{1d}$  s'écrit simplement :

$$I_{1d} = \theta_1 z_1 \quad (9.23)$$

Finalement, le ratio  $I_{1d}/I_{lat}$  s'exprime par :

$$\frac{I_{1d}}{I_{lat}} = \left\{ 1.2 \frac{x_1}{r^2} \left( \frac{3}{8} x_1 + r \right) \right\}^{-1} \quad (9.24)$$



On notera que cette expression est indépendante de  $z_1$  et n'est donc pas affectée par l'imprécision sur la profondeur du front. Elle ne nécessite pas non plus la connaissance de  $\theta_1$ . La somme  $l_{1d} + l_{lat}$  est déduite, par l'équation (9.17), de la connaissance de la lame totale infiltrée  $l_{3d}$  au temps  $t_d$  et de  $l_0$ . Finalement,  $l_{1d}$  et  $l_{lat}$  sont déterminés connaissant leur somme et leur rapport.

Par la suite,  $\theta_1$  peut être calculée par l'une ou l'autre des équations (9.22) ou (9.23). On constate ainsi que la teneur en eau "moyenne" de la croûte à l'instant  $t_d$  représente en moyenne 80% de  $\theta_f$  pour les croûtes ST et 65% pour les croûtes DEC.

Enfin, l'estimation  $S_1$  de la sorptivité est calculée par :

$$S_1 = \frac{l_{1d}}{\sqrt{t_d}} \quad (9.25)$$

La Figure 9.22 présente le scattérogramme des valeurs  $S$  et  $S_1$ . Alors qu'un éventuel effet de blocage "mécanique" de l'eau infiltrée induirait, par augmentation de  $t_d$ , de plus faibles valeurs de  $S_1$ , on ne note pas de tendance systématique à la sur- ou sous-estimation. Un tel effet de blocage hydraulique à l'interface n'est donc pas mis en évidence. Néanmoins, les nombreuses hypothèses et approximations faites au cours de ce paragraphe pour l'estimation de  $l_{1d}$ , ainsi que l'imprécision parfois grande sur  $t_d$ , ne nous autorisent pas à conclure que cet effet est totalement absent.

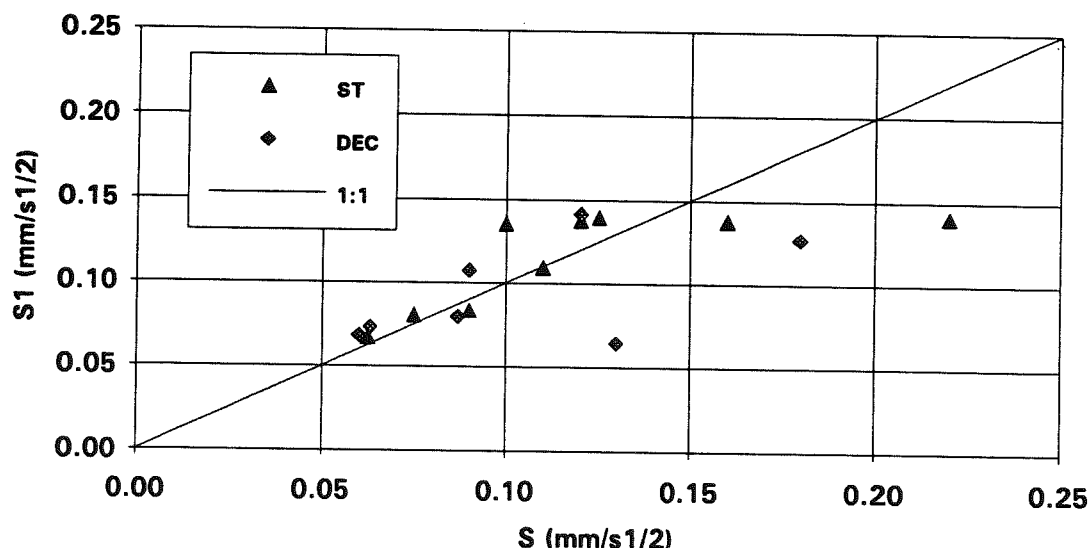


Figure 9.22. Scattérogramme des estimations  $S$  et  $S_1$  de la sorptivité.

### **9.10. Essais pseudo-monodimensionnels sur sol homogène**

L'une des principales difficultés liées à l'analyse des données obtenues par infiltrométrie à disques réside dans la perturbation de l'écoulement vertical par effet de bord. Une possibilité de test des résultats que nous avons présentés aux chapitres 5 et 8 consiste à imposer sous le disque une géométrie d'écoulement monodimensionnelle sur une profondeur  $L$  et de mesurer le gradient hydraulique sur la hauteur  $L$  pour un flux donné. Cette application in situ de la loi de Darcy est rendue possible par l'utilisation d'un ou plusieurs tensiomètres et d'un cylindre de confinement enfoncé dans le sol (Figure 9.23). Sa hauteur est de 12 cm pour un diamètre intérieur de 25.3 cm. Il est pourvu d'une fenêtre de 9 cm de hauteur et 3.1 cm de largeur permettant le passage des minitensiomètres.

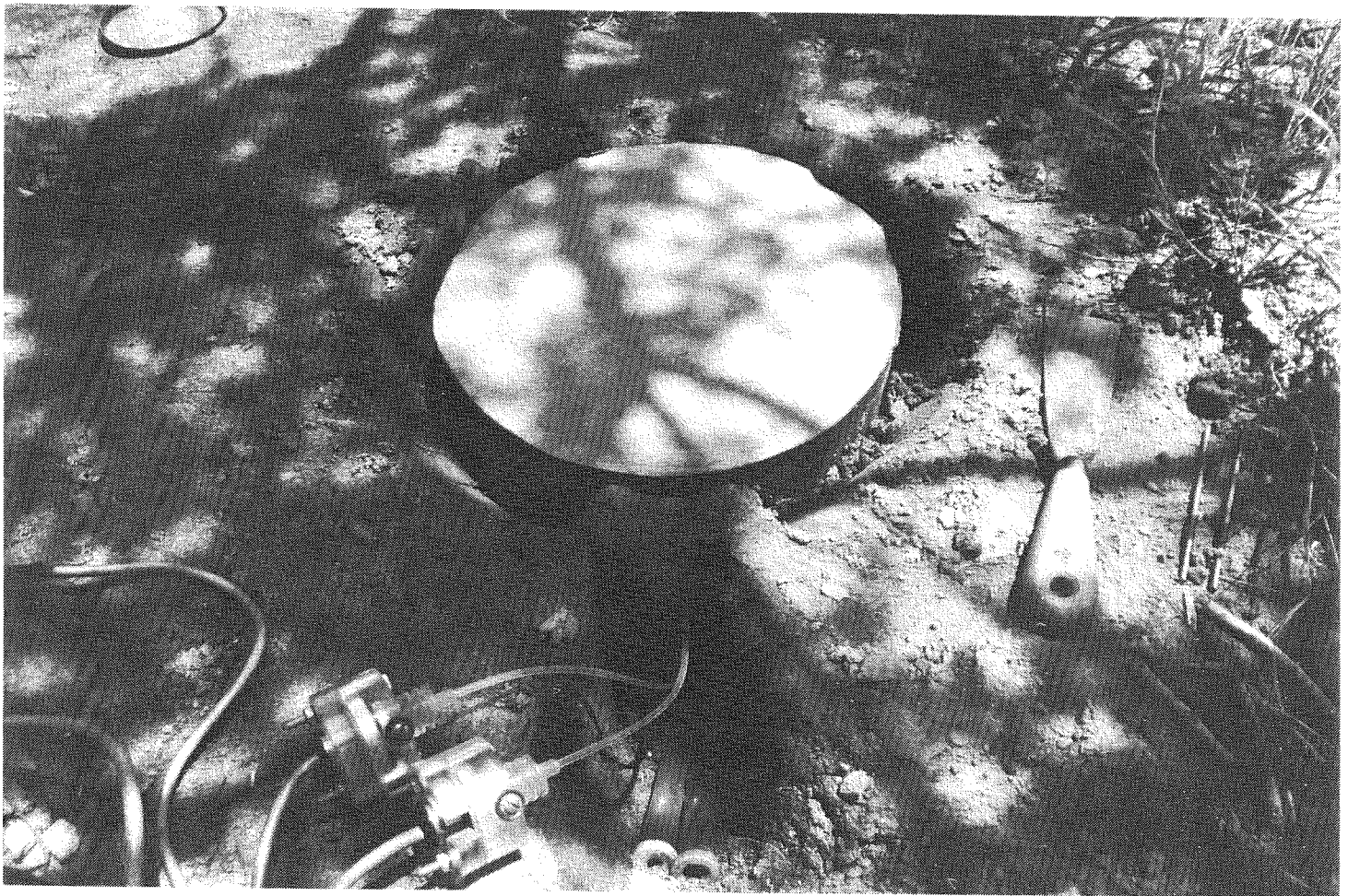
Nous avons appliqué cette méthodologie dans le cadre du mil et de la jachère de l'expérimentation HAPEX-Sahel déjà présentée (chapitre 5). Ces sols étant essentiellement sableux et dépourvus de cailloux, l'installation du cylindre peut se faire, en conditions humides, sans perturbation importante. Le fait de travailler en conditions de succion permet,



**Figure 9.23. Essai pseudo-monodimensionnel : cylindre et fosse tensiométrique.**

en principe, d'éviter les écoulements préférentiels le long des parois du cylindre. Ce type d'essai peut être qualifié de "pseudo-monodimensionnel" (PM) dans la mesure où le bulbe d'infiltration s'étend au delà du cylindre pour  $z > L$ . Un essai PM a été réalisé pour chacun des deux types de sol, sur le lieu même d'essais axisymétriques précédemment effectués, ce qui permet la comparaison directe en évitant les complications liées à la variabilité spatiale des propriétés du sol.

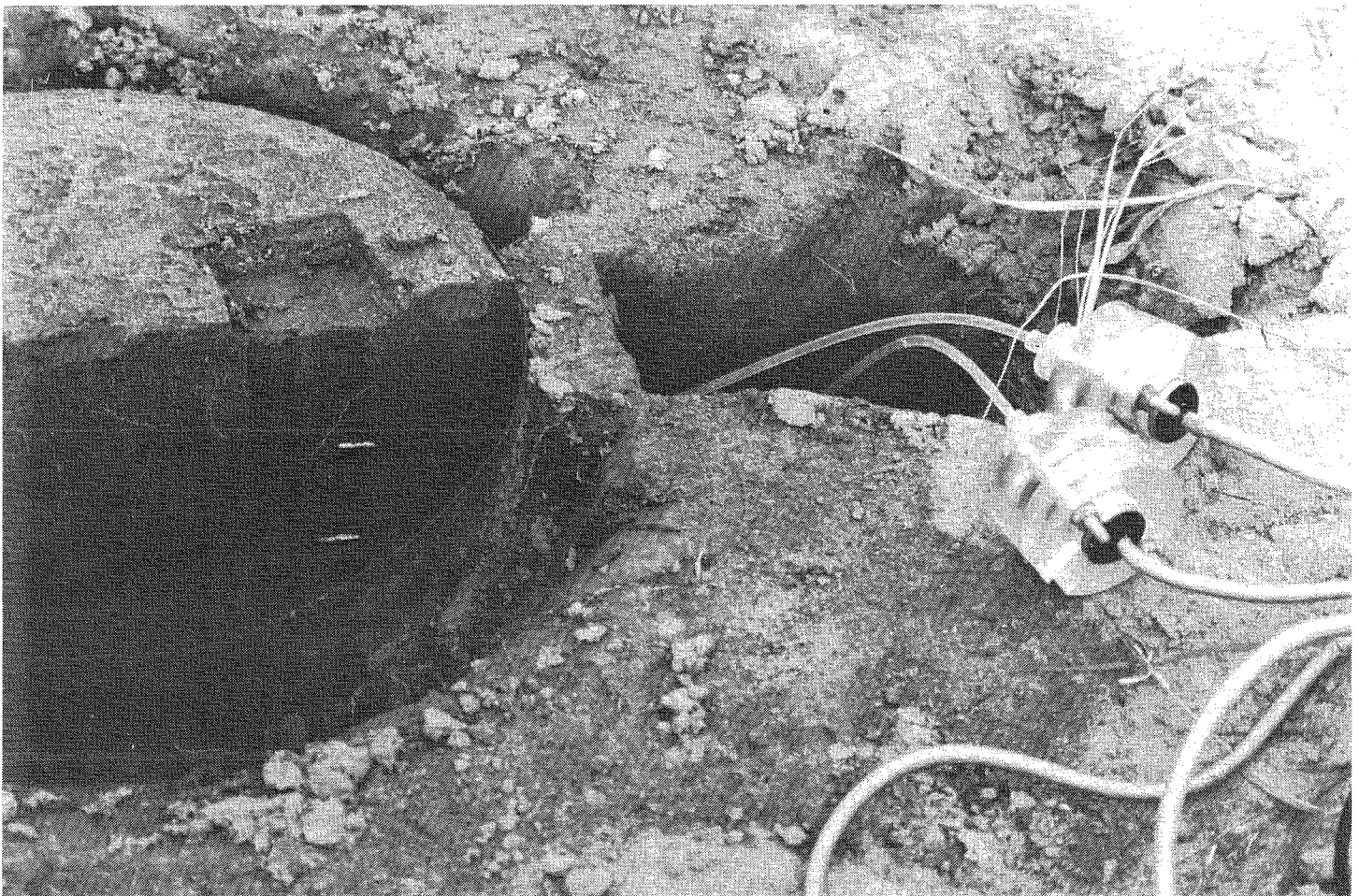
A la fois l'essai en géométrie axisymétrique et l'essai PM sont réalisés sous condition de pression variable en surface (méthode multi-potentiels, voir chapitre 3) de -100 à -10 mm. Le cylindre est enfoncé dans le sol humide à la fin de l'essai axisymétrique et l'essai PM est réalisé le lendemain après que le sol ait partiellement séché (cette précaution évite d'éventuels effets d'hysteresis lorsque l'on applique une pression de -100 mm à la surface du sol où l'on a précédemment imposé une pression de -10 mm). Le cylindre dépassant légèrement la surface du sol, il peut être nécessaire d'interposer une quantité de sable de contact assez importante (Figure 9.24). Ceci n'a que peu d'importance car le



**Figure 9.24. Essai pseudo-monodimensionnel : après dépose de la couche de sable de contact et installation des minitensiomètres.**



régime transitoire n'est pas analysé pour ce type d'essai. Deux tensiomètres sont ensuite installés dans le sol, à l'intérieur du cylindre, à des profondeurs de 5 et 10 cm environ (à la différence du cas des croûtes de surface, cette installation ne pose pas de problèmes dans un sol sableux assez humide). Leur profondeur exacte est mesurée après l'essai (Figure 9.25). L'essai d'infiltration est ensuite réalisé de manière habituelle, tout en suivant la réponse en pression des deux tensiomètres (Figure 9.26). L'évolution du flux PM lors de l'application des potentiels successifs -100, -70, -40 et -10 mm est représentée Figure 9.27. Les valeurs stabilisées,  $q_{1d}$ , ainsi que les valeurs de flux en régime permanent axisymétrique,  $q_{3d}$ , sont données dans le tableau 9.5. Dans le cas du mil,  $q_{1d}$  représente 35% environ de  $q_{3d}$  alors que ce rapport atteint 80% pour la jachère, ce qui semble élevé. D'autre part, les valeurs de  $q_{1d}$  s'accordent mieux avec les estimations de  $K$  présentées au chapitre 5 dans le cas du mil que dans le cas de la jachère (Figure 9.28).



**Figure 9.25. Essai pseudo-monodimensionnel : minitensiomètres mis à jour après essai.**

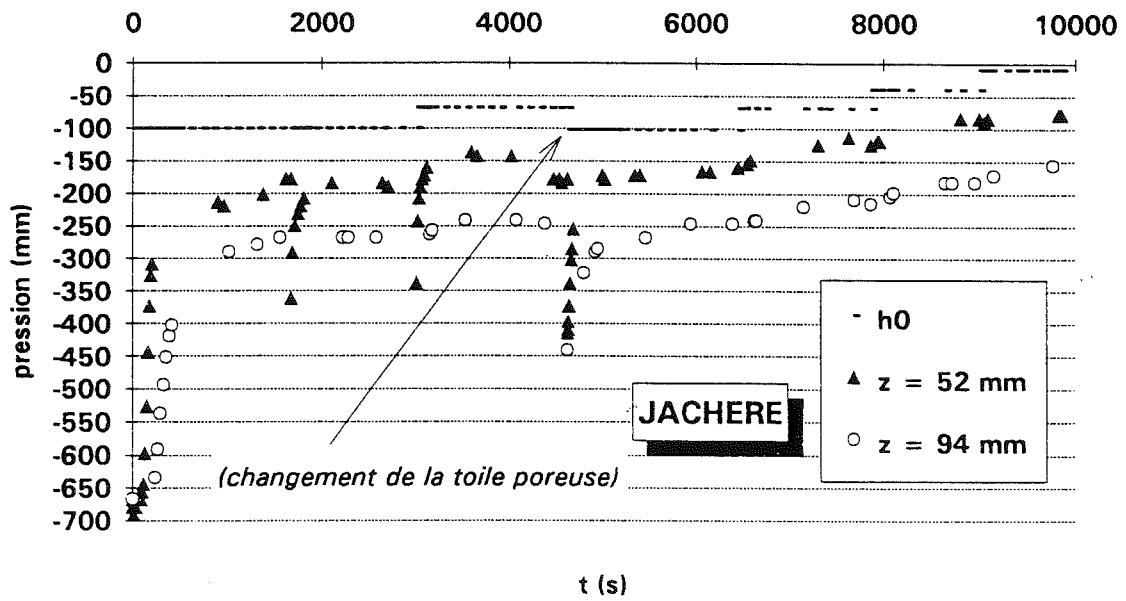
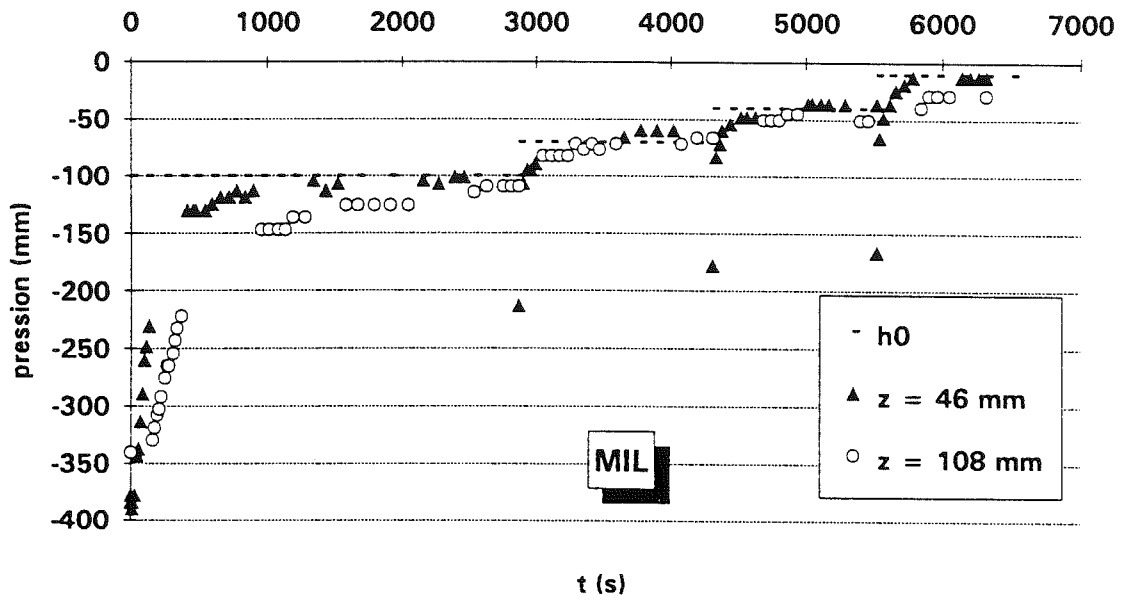


Figure 9.26. Essai pseudo-monodimensionnel : réponse en pression des tensiomètres.

sol	pression (mm)	q <sub>1d</sub> (mm/s)	q <sub>3d</sub> (mm/s)	q <sub>1d</sub> /q <sub>3d</sub> (%)
mil	-100	3.4E-3	8.8E-3	38
	-70	4.7E-3	1.7E-2	28
	-40	6.1E-3	1.5E-2	40
	-10	8.7E-3	2.2E-2	39
	moyenne :			36
jachère	-100	1.4E-2	1.8E-2	81
	-70	1.9E-2	2.5E-2	75
	-40	2.4E-2	2.9E-2	84
	-10	3.3E-2	4.2E-2	78
	moyenne :			79

Tableau 9.5. Méthode multi-potentiels : comparaison des valeurs de flux en régime permanent en géométrie pseudo-monodimensionnelle (q<sub>1d</sub>) et axisymétrique (q<sub>3d</sub>).

Néanmoins, les flux PM obtenus ici ne sont pas nécessairement identifiables à la conductivité hydraulique. En effet, q<sub>1d</sub> est influencé par l'effet, à la base du cylindre, de la géométrie du bulbe d'infiltration (Hills, 1971 ; Reynolds et Elrick, 1990, pour une analyse du cas sous charge). Cette influence se manifeste par le fait que le gradient de charge, dH/dz, à l'intérieur du cylindre, n'est pas unitaire c'est-à-dire, que le potentiel matriciel h n'est pas uniforme. Comme le montre la Figure 9.26, le potentiel matriciel n'est uniforme que dans le cas du mil, pour lequel on peut, dès lors, considérer que q<sub>1d</sub>=K.

Pour l'essai sur jachère, en revanche, un gradient de charge environ égal à 2 se maintient sur toute la hauteur du cylindre. Une valeur de conductivité peut être obtenue par application de la loi de Darcy en divisant q<sub>1d</sub> par dH/dz. Le rapport de la valeur q<sub>1d</sub>/(dH/dz) à celle de q<sub>3d</sub> est de 38% en moyenne ce qui est un ordre de grandeur cohérent avec l'observation et identique à celui du mil. Cependant, cette valeur doit être associée, non pas au potentiel h<sub>0</sub> imposé en surface, mais à une valeur de h moyenne sur la hauteur considérée suivant un principe analogue à celui proposé par Vachaud et al. (1978) pour la méthode du drainage interne.

Enfin, il est intéressant de noter que, pour les deux sols, les gradients de charge calculés entre la base du disque et le premier tensiomètre, d'une part, entre les deux tensiomètres, d'autre part, sont identiques aux erreurs de mesure près. Ceci invalide l'hypothèse selon laquelle la couche de sable interposée entre le disque et la surface pourrait exercer un effet d'impédance sur les régimes d'infiltration.

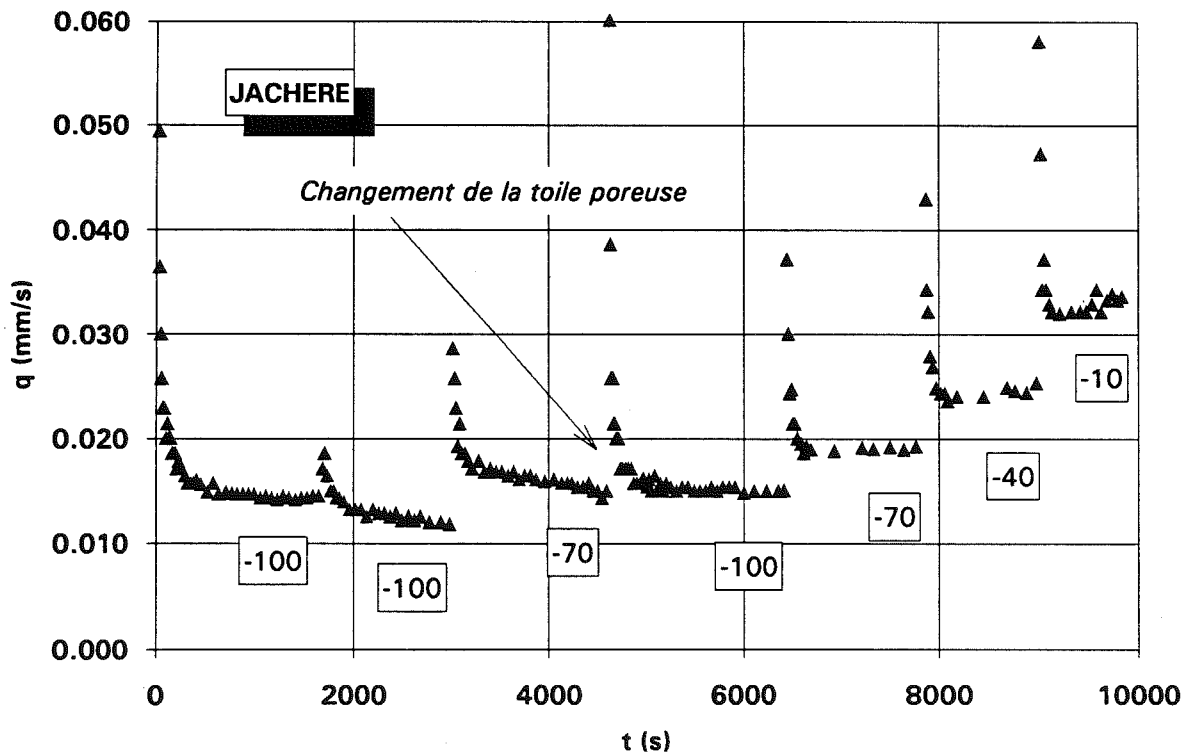
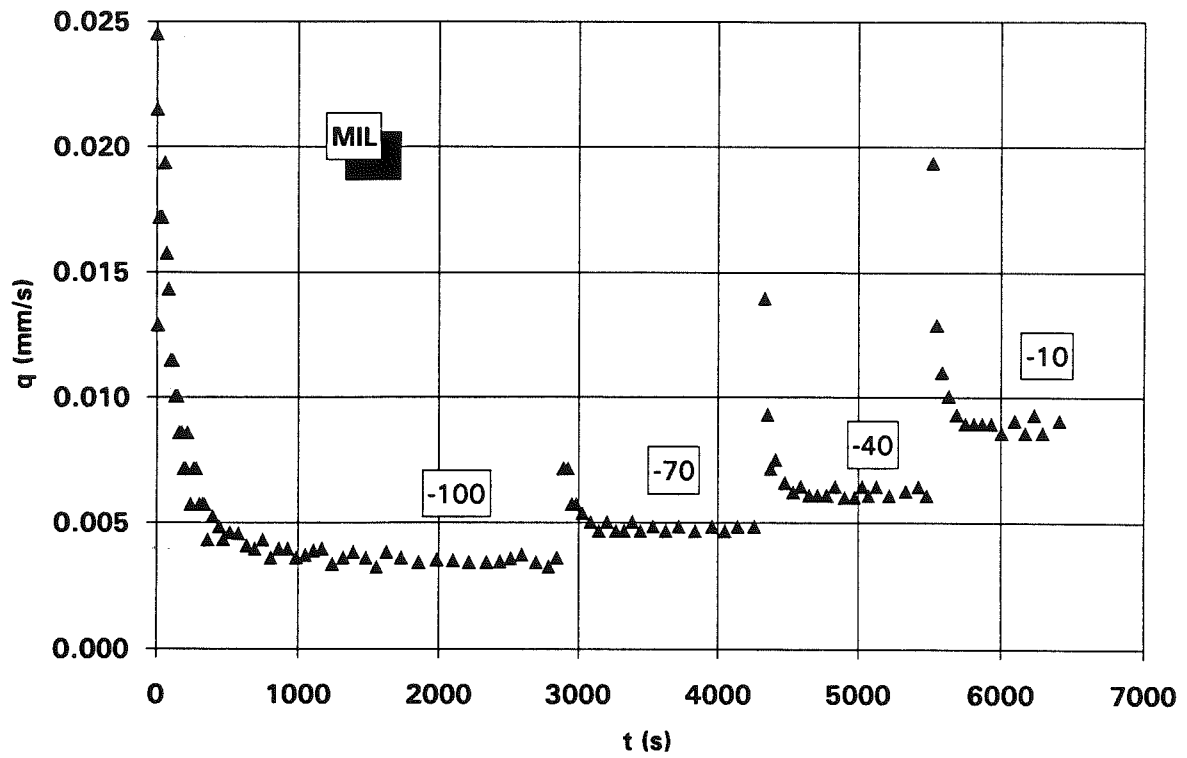


Figure 9.27. Essai pseudo-monodimensionnel : évolution du flux d'infiltration (les nombres encadrés indiquent la valeur  $h_0$  de la pression imposée en surface).

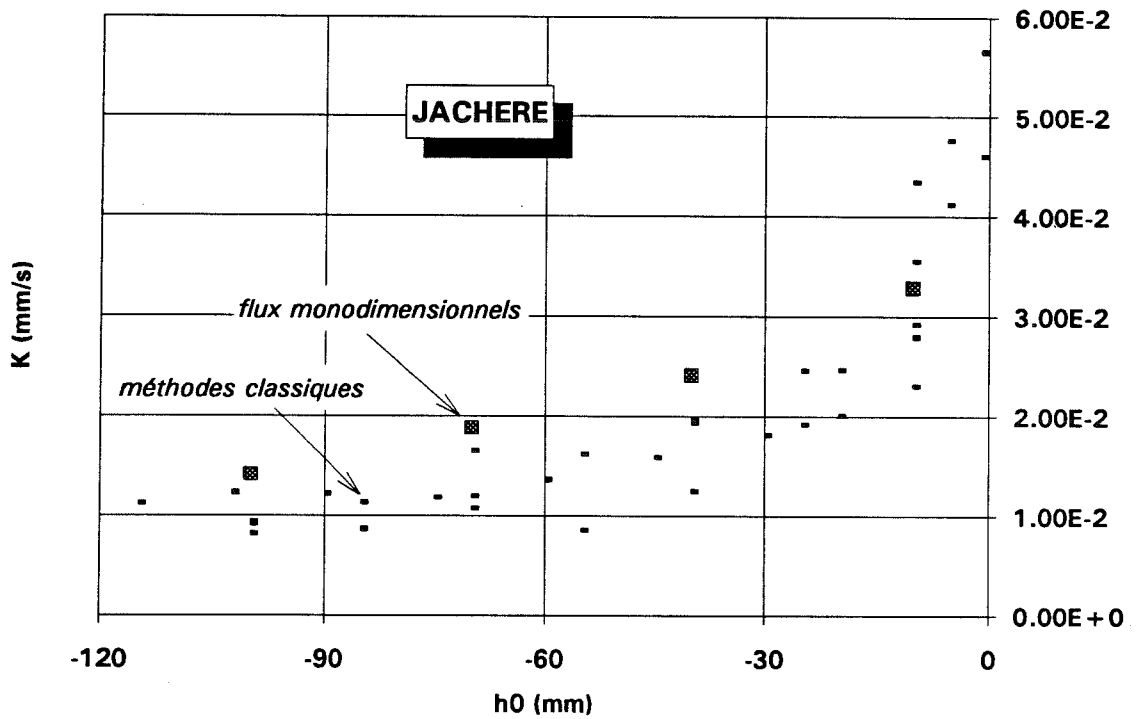
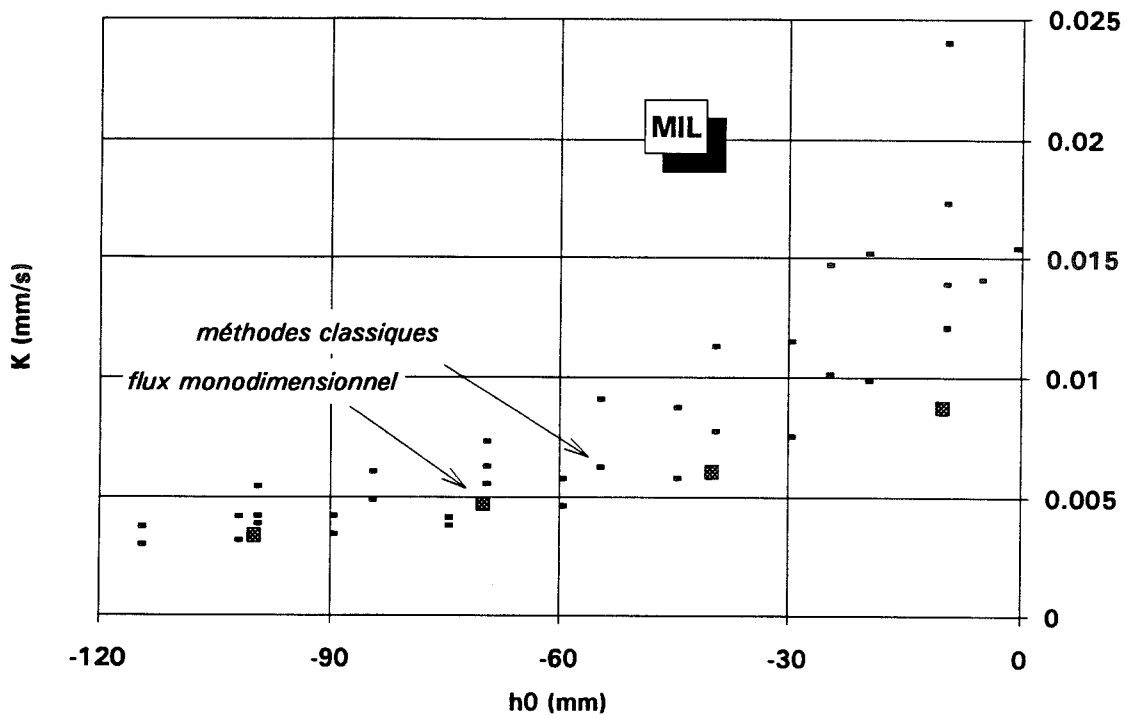


Figure 9.28. Comparaison du flux pseudo-monodimensionnel  $q_{1d}$  avec les valeurs de conductivité obtenues par les méthodes classiques.



### 9.11. Conclusions

Devant l'incapacité des méthodes classiques de l'infiltrométrie à disques à fournir des valeurs de conductivité hydraulique pour les sols encroûtés, nous avons développé une méthodologie fondée sur l'utilisation conjointe de l'infiltromètre et d'un minitensiomètre placé à l'interface croûte-sol. Le principe de l'analyse repose sur des mesures de la sorptivité effectuées à différents potentiels imposés (méthode SMT, chapitre 7). Le minitensiomètre, en permettant de suivre la réponse du sol en pression, fournit une estimation du temps d'arrivée du front d'infiltration à l'interface croûte-sol, offrant ainsi la possibilité de limiter l'analyse à la croûte seule.

Pour deux types de croûte, structurales et de décantation, la conductivité hydraulique à saturation est réduite d'un facteur 3 à 5 par rapport à celle du sol sous-jacent. Ces valeurs de  $K$  sont obtenues avec une précision d'un facteur  $\pm 2$ , principalement en raison de la variabilité spatiale des propriétés du sol d'un point de mesure à l'autre. C'est donc le nombre de répétitions effectuées, plutôt que la qualité des estimations de la sorptivité, qui est déterminant.

Les valeurs ainsi obtenues sont en très bon accord avec les intensités limites de ruissellement mesurées sur les mêmes types de croûte mais inférieures d'un facteur 5 aux estimations fournies par la méthode de la tache saturée.

Au cours des essais, l'observation des fronts d'infiltration dans les directions horizontale et verticale révèle une anisotropie marquée de la croûte vis-à-vis du processus d'infiltration. L'application d'une méthode d'estimation de  $S$  fondée sur le développement de l'ensemble du bulbe d'infiltration et valable pour un sol isotrope (méthode quadratique) conduit à des conclusions identiques.

En revanche, on ne parvient pas à mettre en évidence un éventuel blocage hydraulique à l'interface croûte-sol, tandis que l'effet d'impédance de la croûte sur la teneur en eau du sol sous-jacent transparaît difficilement à travers les mesures d'humidité finale.

Enfin, la "tensio-infiltrométrie" offre des possibilités intéressantes dans le cas des sols homogènes si un écoulement monodimensionnel peut être imposé sur une certaine profondeur sous le disque. La connaissance simultanée du flux et du gradient de charge hydraulique permet l'application directe de la loi de Darcy. Les valeurs de conductivité ainsi obtenues pour le mil et la jachère sont consistantes avec nos résultats du chapitre 5.

Afin de tester les valeurs de conductivité de croûtes obtenues ici, nous allons proposer, au chapitre suivant, un modèle d'infiltration bi-couche simple ne nécessitant la connaissance que de données disponibles, teneurs en eau et relations conductivité-pression de la croûte et du sol sous-jacent. Les résultats de ce modèle pourront être comparés avec des données de ruissellement.

## Chapitre 10. MODELISATION SIMPLIFIEE DE L'INFILTRATION DANS UN SOL ENCROUTE

### 10.1. Introduction

L'intérêt de la connaissance de la conductivité hydraulique des croûtes de surface réside à l'évidence dans la possibilité d'une modélisation des transferts hydriques dans le système croûte-sol. Il est alors possible de prédire quantitativement un certain nombre de phénomènes dont, principalement :

- i. la partition entre lames d'eau ruisselées et infiltrées,
- ii. le temps d'apparition du ruissellement.

Un certain nombre de modèles analytiques ou numériques ont été proposés pour décrire l'infiltration dans un sol encroûté. Après avoir brièvement présenté les principaux résultats de la littérature assez abondante consacrée à ce sujet, nous proposerons un modèle simple utilisant les valeurs mesurées présentées au chapitre précédent et ne nécessitant pas de paramètre de calage. Afin de juger du caractère réaliste de nos estimations ( $K_s$ ,  $\theta_s$ ), les résultats fournis par ce modèle pour des épisodes pluvieux réels seront confrontés à des données de ruissellement obtenues, pour ces mêmes épisodes, à l'échelle de la parcelle (120 m<sup>2</sup>), par Peugeot (1995).

### 10.2. Synthèse bibliographique

L'un des modèles d'infiltration les plus simples et les plus abondamment utilisés dans la littérature est celui du sol de Green et Ampt (1911) (GA) que nous avons présenté au paragraphe 1.3.1. La raison majeure du succès de ce type de description est sa simplicité. Rappelons ici que la teneur en eau du sol GA ne peut prendre que deux valeurs,  $\theta_i$  et  $\theta_s$ , ce qui dispense de connaître sa courbe de rétention. Il s'agit donc d'un processus d'infiltration en "piston" entre une cote d'origine (généralement la surface du sol) et un front d'infiltration où la pression prend une valeur particulière,  $h_f$ , appelée "potentiel de front" ou "pression capillaire effective". L'absence du sens physique bien défini de cette variable est l'une des critiques possibles à l'adresse du modèle GA et son utilisation en tant que paramètre d'ajustement est conseillée par certains auteurs (e.g. Swartzendruber, 1974 ; Haverkamp et al., 1988).

Le principe GA a été retenu par Mein et Larson (1973) - dont l'approche a été ré-analysée par Swartzendruber (1974) - pour décrire l'infiltration dans le sol d'une pluie

d'intensité constante  $i_p$ . Ces auteurs distinguent une phase durant laquelle l'eau est entièrement infiltrée,  $i_p$  étant inférieure à la capacité d'infiltration du sol,  $\Gamma$ . Celle-ci diminue au cours du temps, parallèlement au gradient de potentiel dans le sol, jusqu'à atteindre la valeur  $i_p$ . Le ruissellement apparaît à cet instant. Si  $i_p$  est inférieure à la conductivité  $K_s$  du sol, le ruissellement ne se produit pas. Une expression du potentiel de front  $h_F$  a été établie par Mein et Farrell (1974) en appliquant la loi de Darcy par incréments à l'intérieur du profil d'humidité pendant l'infiltration :

$$h_F = -\frac{1}{K_s} \int_{h_i}^0 K(h) dh \quad (10.1)$$

Cette expression a été reprise par Neuman (1976), Brakensiek (1977), Brakensiek et Onstad (1977), et affinée par Morel-Seytoux et Khanji (1974) qui ont pris en compte le mouvement de l'air au voisinage du front d'infiltration. Neuman (1976) souligne que l'application de l'expression (10.1) pendant les tout premiers instants du processus peut ne pas être légitime en raison du temps nécessaire à l'établissement d'une infiltration en piston. Cet auteur propose une alternative à l'équation (10.1) pour les temps courts tenant compte d'une teneur en eau intermédiaire entre  $\theta_i$  et  $\theta_s$ .

L'application des principes GA au cas des sols encroûtés a été initiée par Hillel et Gardner (1969, 1970a, 1970b). Par continuité du flux de Darcy à l'interface croûte-sol, Hillel et Gardner (1969) établissent une expression analytique du flux en régime permanent utilisant la résistance hydraulique de la croûte [ $R_c$ , équation (9.1)]. L'effet de cette résistance est de réduire la pression dans le sol sous-jacent dont la conductivité doit alors être connue à cette pression. Pour le régime transitoire, Hillel et Gardner (1970a) supposent l'existence d'un potentiel de front, font l'hypothèse d'une saturation instantanée de la croûte et négligent la composante gravitaire du gradient de charge. Ils vérifient expérimentalement la validité de l'hypothèse d'une pression constante,  $h_{cs}$ , à l'interface croûte-sol, dépendant de  $R_c$  et des caractéristiques du sol.

Ahuja (1974) propose de modifier l'approche de Hillel et Gardner (1970a) en tenant compte d'un potentiel  $h_{cs}$  non constant. Par comparaison avec une solution numérique, cet auteur montre que la solution de Hillel et Gardner (1970a) convient pour de faibles valeurs de  $R_c$  mais peut conduire à des erreurs très importantes quand  $R_c$  augmente. Dans une étude ultérieure (Ahuja, 1983), le même auteur propose une application du principe GA par incréments en considérant plusieurs valeurs successives de la teneur en eau à l'interface. Les fonctions  $h(\theta)$  et  $K(\theta)$  du sol doivent être connues pour cette approche. Ahuja (1983) montre que l'erreur faite en considérant une teneur en eau uniforme dans le sol sous-

jacent,  $\theta_{CS}=\theta(h_{CS})$ , est raisonnable, sauf si  $R_C$  est élevée et  $h_{CS}$  est considérée comme une constante.

Smiles et al. (1982) ont proposé pour leur part une approche utilisant la relation flux-concentration [équation (1.36)] combinée avec une condition limite supérieure de type radiatif, c'est-à-dire faisant intervenir à la fois la pression et le gradient de pression (Zayani, 1987). La diffusivité du sol doit être connue. Parlange et al. (1984) soulignent l'erreur résultant d'une imprécision même faible sur la teneur en eau à la surface du sol en raison de la rapide variation de sa conductivité avec  $\theta$ . Ces auteurs fondent leur approche sur un principe optimal utilisant l'expression de Parlange (1975) pour la sorptivité.

Zayani a traité, dans sa thèse (1987), les cas d'une condition limite supérieure, de charge constante, de charge variable et de flux constant en comparant les approches numériques et quasi-analytiques. A la suite des auteurs précédents, il suppose que la croûte est instantanément saturée mais souligne que cette hypothèse est discutable dans le cas de grandes résistances hydrauliques.

Dans une optique plus opérationnelle, Rawls et Brakensiek (1983) puis Rawls et al. (1990), reprenant le principe GA, proposent l'utilisation d'un "Crust Factor" dans les modèles d'infiltration afin de minimiser les temps de calcul. Fondant leur approche sur la seule texture du sol, ces auteurs obtiennent une chute de la conductivité du sol due à la présence de la croûte de 10 à 25% suivant les cas. La pression à l'interface est considérée comme constante et égale, suivant les sols, à une valeur comprise entre -20 et -110 mm.

En utilisant les données expérimentales de Zayani (1987), Aboujaoudé et al. (1991) valident un modèle numérique aux différences finies pour deux configurations, mono- et bi-dimensionnelle. Ces auteurs parviennent à montrer que la principale différence entre la description bi-couche fine et celle, plus simple, d'une croûte instantanément saturée et caractérisée par sa résistance  $R_C$ , est la réduction du temps d'apparition du ruissellement dans le second cas tandis que les flux restent très proches. Par une modélisation bi-dimensionnelle de l'infiltration, Aboujaoudé et al. (1991) se penchent également sur le problème des croûtes d'épaisseur non constante et arrivent à la conclusion qu'à l'échelle locale, la configuration topographique de la surface n'est pas un paramètre important.

A la suite de Ahuja et Ross (1983), Touma (1992) s'est intéressé aux effets de la variation au cours du temps des caractéristiques hydrodynamiques de la croûte pour modéliser sa formation au cours de la pluie. Aucune donnée expérimentale n'étant disponible pour les caractéristiques de la croûte (Aboujaoudé et al., 1991), celle-ci est considérée comme un milieu similaire au sol qu'elle surmonte suivant la théorie de Miller et Miller (1956). Les densités apparentes de la croûte et du sol sont alors identiques.

Enfin, Quadri (1993) a adapté son modèle d'infiltration axisymétrique pour le cas d'un sol encroûté. Il s'agit, à notre connaissance, des seuls résultats publiés relatifs à des essais infiltrométriques (simulés dans ce cas) sur ce type de sol. L'anisotropie n'est pas

prise en compte dans cette étude. Quadri (1993) conclut que l'essai mené sur sol bi-couche jusqu'au régime permanent peut très difficilement permettre d'inférer les caractéristiques hydrodynamiques de la croûte.

### 10.3. Hypothèses et fonctionnement du modèle

Dans le cas de la brousse tigrée, où les résultats présentés au chapitre précédent ont été obtenus, on ne dispose d'aucune donnée concernant la courbe de rétention du sol sous-jacent SUB et, a fortiori, des croûtes ST et DEC. En revanche, nous disposons, pour ces trois horizons, d'une estimation de la relation conductivité-pression au voisinage de la saturation et de la teneur en eau volumique à saturation (tableau 9.2). Nous allons donc proposer un modèle simple d'infiltration sous pluie d'intensité  $i_p$  utilisant ces informations. Dans la suite de ce chapitre, l'indice  $cr$  désignera la croûte et l'indice  $sub$  se rapportera au sol sous-jacent. Les variables  $K$  et  $\theta$  affectées de ces indices désigneront leurs valeurs à saturation.

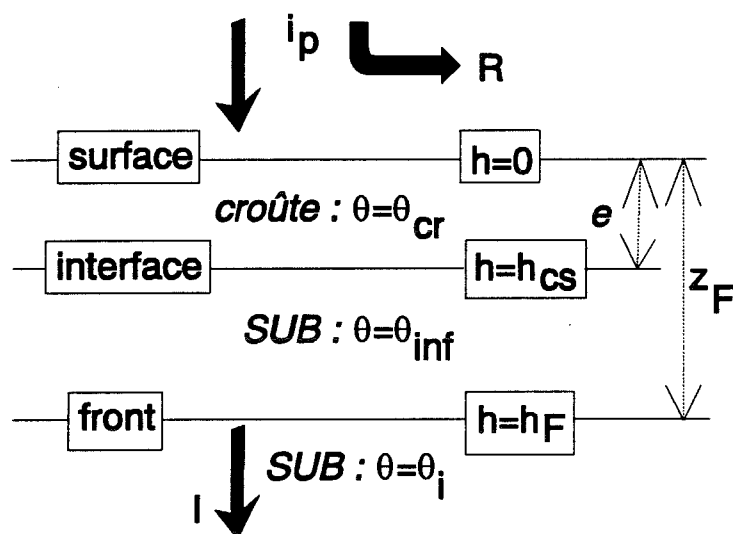


Figure 10.1. Schéma de principe du modèle bi-couche "Green et Ampt".

#### 10.3.1. Hypothèses

Un schéma général des principales variables est présenté Figure 10.1.

• Le sol est considéré comme un milieu à deux couches superposées :

- ① une croûte homogène d'épaisseur  $e$ ,
- ② un sol sous-jacent (SUB), homogène, d'extension verticale semi-infinie

vers le bas.

- Seuls les transferts d'eau par infiltration monodimensionnelle verticale sont considérés. L'infiltration se fait en piston suivant le principe GA c'est-à-dire que, pour chacune des deux couches, la teneur volumique en eau est uniformément égale à
  - $\theta_i$  en amont du front d'infiltration (pression initiale  $h_i$ ),
  - $\theta_{cr}$  (pour la croûte) ou  $\theta_{inf}$  (pour SUB) en aval de ce front.  $\theta_{inf}$  est la teneur en eau du sol sous-jacent non saturé, affectée par l'effet d'impédance de la croûte [sa valeur est fixée à 0.29, moyenne des mesures présentées au chapitre 9]. La différence entre les valeurs aval et amont est notée  $\Delta\theta$ .
- A la surface de la croûte, la pression est nulle.
- A l'interface croûte-SUB s'établit une pression  $h_{cs}$  variable au cours du temps.
- A la profondeur du front,  $z_f$ , la pression prend une valeur  $h_f$  qui ne dépend que de la forme de la relation  $K(h)$  de la couche considérée et de la pression à son sommet ( $h=0$  pour la croûte,  $h=h_{cs}$  pour SUB). Deux versions du modèle sont proposées, le potentiel de front  $h_f$  dans le sol sous-jacent SUB pouvant être
  - soit constant (version PFC),
  - soit variable dans le temps (version PFV).
- La croûte fonctionne, sur l'épaisseur humectée, en conditions saturées ; sa conductivité hydraulique est égale à  $K_{cr}$  (la valeur de  $K_s$  pour la croûte).
- Le sol sous-jacent fonctionne en conditions non saturées ; sa conductivité hydraulique est égale à  $f \cdot K_{sub}$  [ $f$  est un facteur de réduction de la conductivité ( $0 \leq f \leq 1$ ) par rapport à sa valeur à saturation  $K_{sub}$ ].

### **10.3.2. Equations et principes**

Le modèle fonctionne, de manière itérative, sur le principe des résistances en série, chaque couche étant modélisée par une résistance hydraulique égale au rapport de l'épaisseur humectée à la conductivité. A chaque pas de temps,  $\Delta t$ , une valeur d'infiltrabilité  $\Gamma$  est calculée en fonction de la lame d'eau cumulée  $I$  infiltrée au pas précédent. Nous avons utilisé un pas de temps de 2 secondes.

Tant que  $\Gamma > i_p$ , la pluie est entièrement infiltrée. Quand  $\Gamma < i_p$ , le ruissellement apparaît : les lames d'eau infiltrées ( $I$ ) et ruisselées ( $R$ ) pendant  $\Delta t$  valent respectivement  $\Gamma \cdot \Delta t$  et  $(i_p - \Gamma) \cdot \Delta t$ . Si  $K_{cr} > i_p$ , aucun ruissellement ne se produit. Ce principe est identique à celui présenté dans Mein et Larson (1973) pour une pluie d'intensité constante. Le fait de travailler de manière itérative plutôt que d'utiliser une solution analytique [telle que celle de Hillel et Gardner (1970a)] nous permet à la fois de tenir compte des variations d'intensité de la pluie au cours du temps (§ 10.5) et d'introduire deux couches de sol. Dans le cas d'une pluie d'intensité variable, des phases avec et sans ruissellement peuvent alterner.

① Avant que le front d'infiltration n'atteigne l'interface croûte-SUB, l'infiltrabilité  $\Gamma$  (de la croûte dans ce cas) est calculée, pour le pas de temps  $j$ , par application de la loi de Darcy entre la surface ( $z=0$ ) et la profondeur du front ( $z=z_F < e$ ) :

$$\Gamma = K_{cr} \frac{-h_F + z_F}{z_F} \quad (10.2)$$

avec [cf. équation (10.1)]

$$h_F = -\frac{1}{K_{cr}} \int_{h_i}^0 K(h) dh = -[\exp(\alpha_{cr} h)]_{h_i}^0 \approx -\frac{1}{\alpha_{cr}} \quad (10.3)$$

et

$$z_F = \frac{l}{\Delta\theta} \quad (10.4)$$

où  $l$  est la lame d'eau infiltrée au pas de temps  $j-1$ . On remarquera que l'approximation correspondant au signe  $\approx$  dans l'équation (10.3) est très largement vérifiée dans le cas d'une fonction  $K(h)$  exponentielle entre  $h_i$  et 0 [ $\exp(\alpha_{cr} h_i) \ll 1$ ]. En réalité, la valeur de  $\alpha_{cr}$ , obtenue expérimentalement sur l'intervalle  $h \in [-100; -10 \text{ mm}]$ , diminue très probablement quand  $h$  diminue en-deçà de -100 mm. L'approximation de l'équation (10.3) consiste donc à considérer l'effet de cette diminution comme petit vis-à-vis de l'aire totale de  $K(h)$ , ce qui est légitime si cette fonction est concave.

② Quand le front d'infiltration atteint l'interface croûte-SUB, le modèle passe en fonctionnement bi-couche. La continuité du flux à l'interface permet d'écrire :

$$\Gamma = K_{cr} \frac{-h_{cs} + e}{e} = f \cdot K_{sub} \frac{h_{cs} - h_F + z_F - e}{z_F - e} \quad (10.5)$$

où le potentiel de front, dans le sol sous-jacent, est déterminé par l'expression :

$$h_F = -\frac{1}{K_{sub}} \int_{h_i}^0 K(h) dh = -[\exp(\alpha_{sub} h)]_{h_i}^0 \approx -\frac{1}{\alpha_{sub}} \quad (10.6a)$$

indépendante du temps, pour la version PFC du modèle et par l'expression :



$$h_F = -\frac{1}{K_{sub}} \int_{h_i}^{h_{cs}(t)} K(h) dh = -[\exp(\alpha_{sub} h)]_{h_i}^{h_{cs}(t)} \approx -\frac{\exp[\alpha_{sub} h_{cs}(t)]}{\alpha_{sub}} \quad (10.6b)$$

fonction du temps, pour sa version PFV.

Une valeur unique,  $f \cdot K_{sub}$ , de la conductivité non saturée de SUB, associée à la teneur en eau  $\theta_{inf}$ , est calculée pour toute la durée du processus. On ne suit donc pas ici le principe, proposé par Ahuja (1983), d'une conductivité  $K$  variable au cours du temps en fonction de la teneur en eau de SUB. En effet, cet auteur suppose connue la relation  $K(\theta)$  du sol sous la croûte ce qui autorise cette approche. En revanche, nous ne disposons ici, pour SUB, que d'une relation  $K(h)$  dont nous savons qu'elle n'est applicable que pour une gamme de pression très réduite ([-100;-10 mm]). Le calcul, à chaque pas de temps, d'une valeur transitoire

$$K(t) = K_{sub} \exp[\alpha_{sub} h_{cs}(t)] \quad (10.7)$$

serait donc injustifié et conduirait à des valeurs de conductivité très fortement sous-estimées si  $h_{cs} \ll -100$  mm. Parlange et al. (1984) soulignent d'ailleurs qu'une faible imprécision sur la teneur en eau de SUB est susceptible d'entraîner de larges erreurs sur la quantification des lames infiltrées. Enfin, l'utilisation de l'expression (10.7) dans l'équation (10.5) serait problématique puisqu'elle exigerait la résolution, à chaque pas de temps, d'une équation faisant intervenir à la fois  $h_{cs}$  et  $\exp(h_{cs})$ .

La valeur de  $f \cdot K_{sub}$  est donc calculée pour toute la durée du processus par :

$$f \cdot K_{sub} = \lim_{t \rightarrow \infty} \{K_{sub} \exp[\alpha_{sub} h_{cs}(t)]\} = K_{sub} \exp\left[\alpha_{sub} \lim_{t \rightarrow \infty} \{h_{cs}(t)\}\right] \quad (10.8)$$

où  $h_{cs}^{\infty} = \lim_{t \rightarrow \infty} \{h_{cs}(t)\}$  est calculée en écrivant la condition de continuité (10.5) quand  $t \rightarrow \infty$  c'est-à-dire quand le gradient de charge dans SUB est unitaire :

$$K_{cr} \frac{-h_{cs}^{\infty} + e}{e} = K_{sub} \exp(\alpha_{sub} h_{cs}^{\infty}) \cdot 1 \quad (10.9)$$

qui conduit à l'expression suivante, transcendante en  $h_{cs}^{\infty}$  :

$$h_{cs}^{\infty} = \left[ K_{cr} - K_{sub} \exp(\alpha_{sub} h_{cs}^{\infty}) \right] R_c \quad (10.10)$$

L'équation (10.10) montre que la valeur asymptotique de la pression à l'interface diminue (en valeur algébrique) quand l'écart augmente entre les conductivités de la croûte et de

SUB, d'une part, et quand la résistance hydraulique de la croûte augmente, d'autre part. Ces considérations sont en accord avec l'intuition. La valeur de  $K_{Cr}$  apparaît déterminante puisqu'elle intervient une seconde fois dans l'expression de  $R_C$ .

La résolution de l'équation (10.10) est faite de manière itérative : une valeur quelconque  $h_{CS}^{\infty}$  est injectée dans le membre de droite ce qui donne une nouvelle valeur à gauche, injectée à son tour dans le membre de droite, et ainsi de suite jusqu'à convergence vers une valeur de  $h_{CS}^{\infty}$  stable. Dans certains cas, ce procédé ne converge pas mais conduit à une suite numérique alternée ; la résolution doit alors être faite graphiquement en portant les deux membres de (10.10) en fonction de  $h_{CS}$  et en déterminant  $h_{CS}^{\infty}$  comme l'abscisse du point d'intersection.

En phase de fonctionnement bi-couche (à partir de  $t=t_{BC}$ ), la double équation (10.5) permet de calculer à chaque pas de temps la valeur de l'infiltrabilité  $\Gamma$  et celle de la pression à l'interface  $h_{CS}$ . Pour la version PFV du modèle, la valeur de  $h_F$ , au pas de temps  $j$ , est calculée à partir de la valeur de  $h_{CS}$  du pas de temps  $j-1$  [équation (10.6b)] {la valeur de  $h_{CS}$  du premier pas de temps de la phase bi-couche est celle de  $h_F$  pendant la phase mono-couche [équation (10.3)]}.

La version PFV présente l'avantage de prendre en compte l'influence de la non saturation du sol sous-jacent sur la valeur du potentiel de front  $h_F$  [équation (10.6b)]. Cependant, le modèle PFV présente un défaut de consistance entre les cas encroûté et non encroûté, ce qui gêne les comparaisons. En effet, l'exécution de PFV dans les cas suivants :

- une croûte d'épaisseur  $e$  "infinie" (conditions mono-couche),
- une croûte d'épaisseur  $e$  faible surmontant un sol SUB de caractéristiques en tous points identiques à celles de la croûte (conditions "pseudo" bi-couche),

donne des résultats différents bien que les configurations imposées soient équivalentes. Ce défaut est inhérent au formalisme GA lorsqu'une pression est calculée à l'intérieur de la zone humectée. Le défaut de consistance peut être contourné si l'on renonce à prendre en compte un effet de non saturation du sol sous-jacent sur la valeur de  $h_F$ . L'expression du potentiel de front doit alors être indépendante de  $h_{CS}$  [équation (10.6a)] comme c'est le cas dans le modèle PFC.

Bien entendu, le fait de calculer le ruissellement comme la différence entre pluie et lame infiltrée conduit à une surestimation puisque l'on néglige la détention superficielle. Celle-ci a été estimée inférieure ou égale à 1 mm dans le cas de sols encroûtés sableux sahéliens (Stroosnijder et Hoogmoed, 1984). Enfin, nous avons effectué toutes les

simulations présentées dans ce chapitre avec une teneur en eau initiale  $\theta_i$  nulle et uniforme, ce qui maximise l'infiltration.

#### 10.4. Simulations sous pluie d'intensité constante

Nous avons choisi, pour les tests présentés ici, une pluie de 15 minutes et d'intensité 40 mm/h [il s'agit approximativement de la médiane des intensités de pluie dans la zone sahéenne (T. Lebel, comm. pers.)]. L'évolution du flux d'infiltration au cours du temps, prédit par PFC, est représentée Figure 10.2, pour SUB (sol non encroûté), ST (SUB+croûte ST de 10 mm) et DEC (SUB+croûte DEC de 6 mm). Afin d'observer l'effet du fonctionnement bi-couche, nous avons représenté également les flux obtenus pour des croûtes ST et DEC d'épaisseur semi-infinie. Les résultats numériques sont donnés dans le tableau 10.1.

La Figure 10.2 illustre l'effet considérable de l'existence de la croûte sur l'aptitude à l'infiltration du sol. La lame ruisselée augmente d'un facteur 5 environ tandis que le temps d'apparition du ruissellement,  $t_R$ , est réduit d'un facteur 3 à 4 par rapport au cas sans croûte.

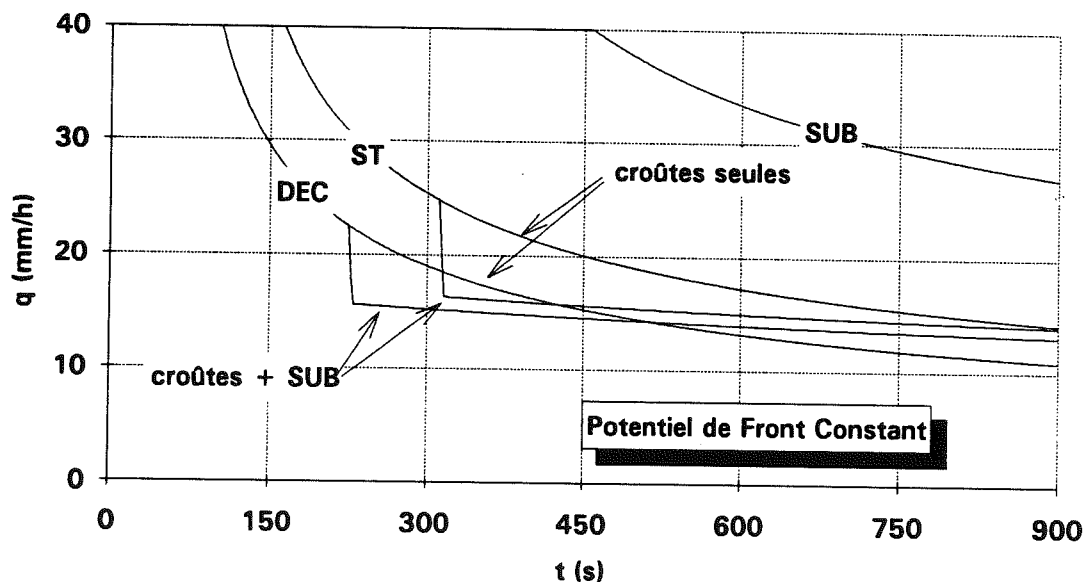
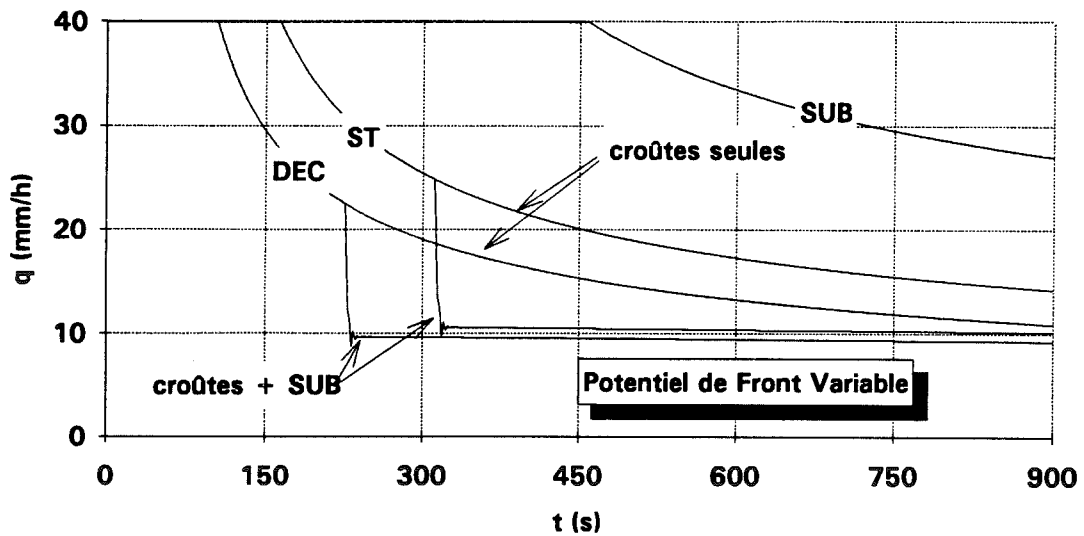


Figure 10.2. Modèle PFC : flux d'infiltration en fonction du temps pour diverses configurations du sol et pour une pluie d'intensité constante 40 mm/h



**Figure 10.3. Modèle PFV : flux d'infiltration en fonction du temps pour diverses configurations du sol et pour une pluie d'intensité constante 40 mm/h**

L'effet propre du fonctionnement bi-couche (par rapport aux simulations sur croûtes seules) est

- dans un premier temps, de réduire brusquement l'infiltrabilité, la valeur du potentiel de front, en  $1/\alpha$  [équation (10.6a) ou (10.6b)], étant plus proche de 0 pour SUB,
- à plus long terme, de favoriser l'infiltration, la part de  $K_{SUB}$  devenant peu à peu prépondérante sur celle de  $K_{Cr}$  à mesure que le front pénètre plus en profondeur.

L'ensemble de ces remarques s'applique également aux résultats des simulations réalisées avec PFV (Figure 10.3). La principale différence d'avec les résultats précédents est une légère augmentation du ruissellement due à l'augmentation (en valeur algébrique) du potentiel de front [voir équations (10.6a) et (10.6b)], qui a pour effet de diminuer le gradient de pression dans le sol.

L'écart relatif en lame ruisselée entre les configurations SUB et SUB+croûte dépend de l'intensité de la pluie. Nous avons testé le modèle PFC, avec et sans croûte DEC, pour des intensités de 15, 40 et 100 mm/h. Les lames ruisselées cumulées sont représentées Figure 10.4. Pour  $i_p=15$  mm/h, le ruissellement est nul dans les deux cas ; à 40 mm/h, les valeurs de R sont dans un rapport 5 ; à 100 mm/h, ce rapport chute à 1.4. Ainsi, les intensités de pluie de l'ordre de 40 mm/h, fréquentes au Sahel, apparaissent-elles comme celles qui maximisent "l'efficacité" (en termes de ruissellement) de l'encroûtement du sol, dans le cas de la brousse tigrée, compte tenu des conductivités mises en jeu. Les résultats détaillés de cette comparaison figurent dans le tableau 10.2.

Configuration	Modèle	I (mm)	R (mm)	f	t <sub>R</sub> (s)	t <sub>BC</sub> (s)
SUB	PFC-PFV	9.0	1.0	/	460	/
ST (10 mm)	PFC	5.5	4.5	0.72	165	310
"	PFV	4.8	5.2	0.72	165	310
DEC (6 mm)	PFC	4.8	5.2	0.69	105	225
"	PFV	3.9	6.1	0.69	105	225
ST seule	PFC-PFV	6.0	4.0	/	165	/
DEC seule	PFC-PFV	4.8	5.2	/	105	/

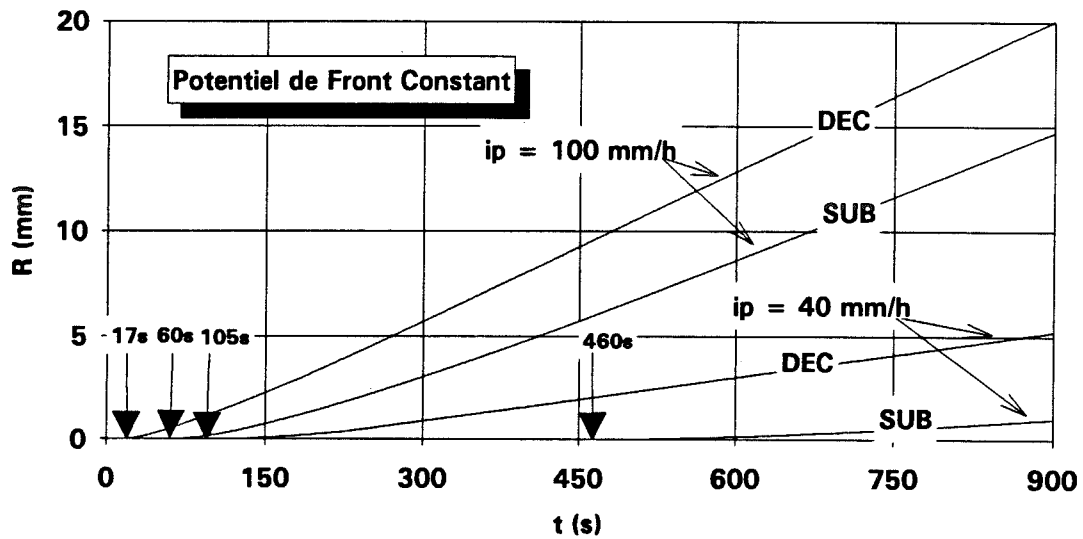
Tableau 10.1. Résultats de simulation des modèles PFC et PFV pour SUB, ST et DEC : lames infiltrée (I) et ruisselée (R), facteur de réduction de  $K_{sub}$  (f), temps d'apparition du ruissellement (t<sub>R</sub>) et temps de saturation de la croûte (t<sub>BC</sub>).

i <sub>p</sub> (mm/h)	Configuration	I (mm)	R (mm)	$\frac{R}{I+R}$ (%)	rapport
15	DEC (6 mm)	3.71	0.04	1	
15	SUB	3.75	0	0	/
40	DEC (6 mm)	4.8	5.2	52	
40	SUB	9.0	1.0	10	5.2
100	DEC (6 mm)	4.9	20.0	80	
100	SUB	10.3	14.7	59	1.4

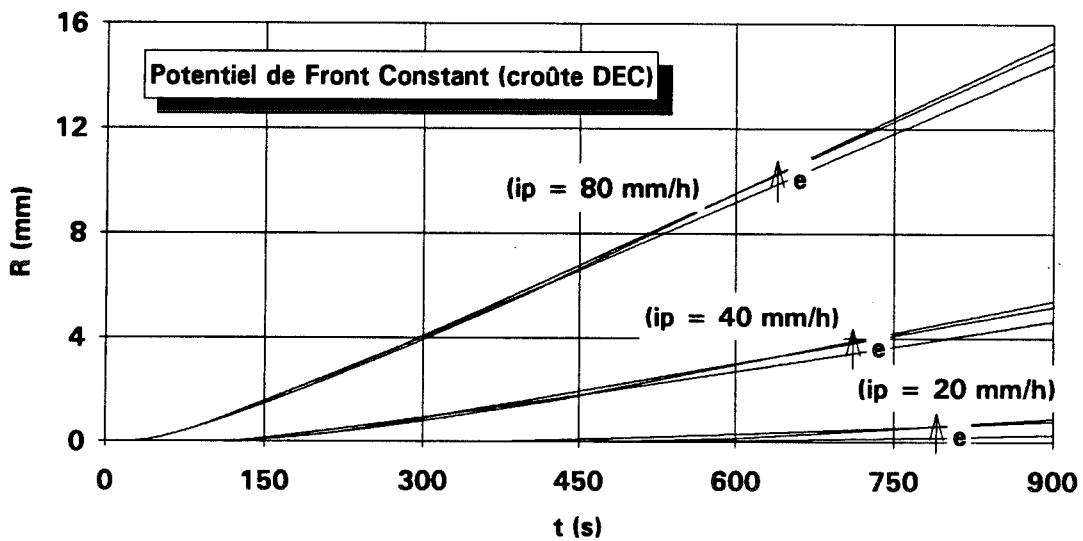
Tableau 10.2. Résultats de simulation du modèle PFC pour SUB et DEC et pour diverses intensités de pluie i<sub>p</sub> : lames infiltrée (I) et ruisselée (R), coefficient de ruissellement [R/(I+R)] et rapport des lames ruisselées avec et sans croûte.

Les effets spécifiques du fonctionnement GA bi-couche ont été mis en évidence par la comparaison que nous avons faite entre les configurations croûte+SUB et croûte seule (Figures 10.2 et 10.3). La discontinuité de  $h_f$  au passage de l'interface, résultant des caractéristiques hydrodynamiques différentes entre les deux horizons (valeur de  $\alpha$ ) peut ainsi, pour certaines valeurs d'intensité de pluie, être à l'origine du déclenchement du ruissellement si celui-ci ne s'est pas amorcé pendant la phase mono-couche. On voit donc que la valeur de l'épaisseur e retenue pour la croûte peut revêtir une importance particulière et mérite une analyse de sensibilité. Nous avons testé, pour des intensités 20, 40 et 80 mm/h, l'effet de la présence d'une croûte DEC d'épaisseur 4, 6 ou 9 mm. Comme le montrent la Figure 10.5 et les résultats du tableau 10.3, l'épaisseur de la croûte n'est pas un facteur déterminant du volume ruisselé. Ceci s'explique par un double effet de compensation lié au modèle GA. En effet, une augmentation de l'épaisseur e de la croûte

augmente sa résistance hydraulique  $R_c$  diminuant ainsi la conductivité hydraulique du système, mais entraîne également :



**Figure 10.4. Modèle PFC : lame ruissellée en fonction du temps avec et sans croûte DEC ( $e=6$  mm) pour des intensités de pluie de 40 et 100 mm/h.**



**Figure 10.5. Modèle PFC : lame ruissellée en fonction du temps pour trois épaisseurs de croûte DEC et trois intensités de pluie ; les flèches indiquent les épaisseurs croissantes.**

① un retard du temps d'arrivée du front à l'interface et donc, de la brusque chute d'infiltrabilité que provoque le passage en fonctionnement bi-couche,

② une diminution de  $h_{cs}^{\infty}$  par augmentation de  $R_c$  [équation (10.10)], ce qui conduit à un gradient de pression accentué dans le système bi-couche.

Ces deux effets augmentent la quantité d'eau infiltrée.

e (mm)	variable	$i_p = 20$ mm/h	$i_p = 40$ mm/h	$i_p = 80$ mm/h
4	R (mm)	0.27	4.7	14.5
	$t_R$ (s)	430	105	27
	$t_{BC}$ (s)	255	130	90
6	R (mm)	0.79	5.2	15.1
	$t_R$ (s)	385	105	27
	$t_{BC}$ (s)	380	225	185
9	R (mm)	0.89	5.4	15.3
	$t_R$ (s)	435	105	27
	$t_{BC}$ (s)	590	430	395

Tableau 10.3. Résultats de simulation du modèle PFC pour des croûtes DEC de différentes épaisseurs  $e$  et pour diverses intensités de pluie  $i_p$  : lame ruisselée (R), temps d'apparition du ruissellement ( $t_R$ ) et temps de saturation de la croûte ( $t_{BC}$ ).

Signalons pour terminer que les tests effectués ici avec PFC sur les effets de variations de  $i_p$  et de  $e$  donnent des résultats similaires avec PFV.

### 10.5. Simulations sous pluie réelle ; comparaison avec mesures de ruissellement

Une possibilité de validation de nos mesures de conductivité hydraulique des croûtes nous est offerte grâce aux mesures de ruissellement réalisées par Peugeot (1995), sur un transect d'une bande nue de brousse tigrée. La parcelle étudiée par Peugeot consiste en une surface naturelle rectangulaire de  $5 \times 26$  m<sup>2</sup> dont la longueur est dans le sens de la pente. Ses limites sont matérialisées par une bordure métallique enfoncée dans le sol de 10 cm et son extrémité aval est équipée d'une cuve et d'un limnimètre automatique permettant la mesure des volumes ruisselés et l'enregistrement des crues (Peugeot et al., 1995).

A proximité de cette parcelle, un pluviographe permet de disposer du hétérogramme de chaque événement. Les données d'intensité de pluie, analysées par l'équipe EPSAT-Niger (Estimation des Pluies par SATellite, Lebel et al., 1992), et les hydrogrammes nous ont été fournis par C. Peugeot. Nous avons retenu, pour la validation tentée ici, six événements de hétérogrammes très divers par leurs forme, durée et intensité (Figure 10.6),

et ayant donné lieu à un ruissellement mesuré  $R_m$ . A titre d'exemple,  $q(t)$  et  $R(t)$  sont représentés Figure 10.7, pour ST ( $e=10$  mm), DEC ( $e=6$  mm) et SUB dans le cas de l'évènement pluvieux du 03/09/93.

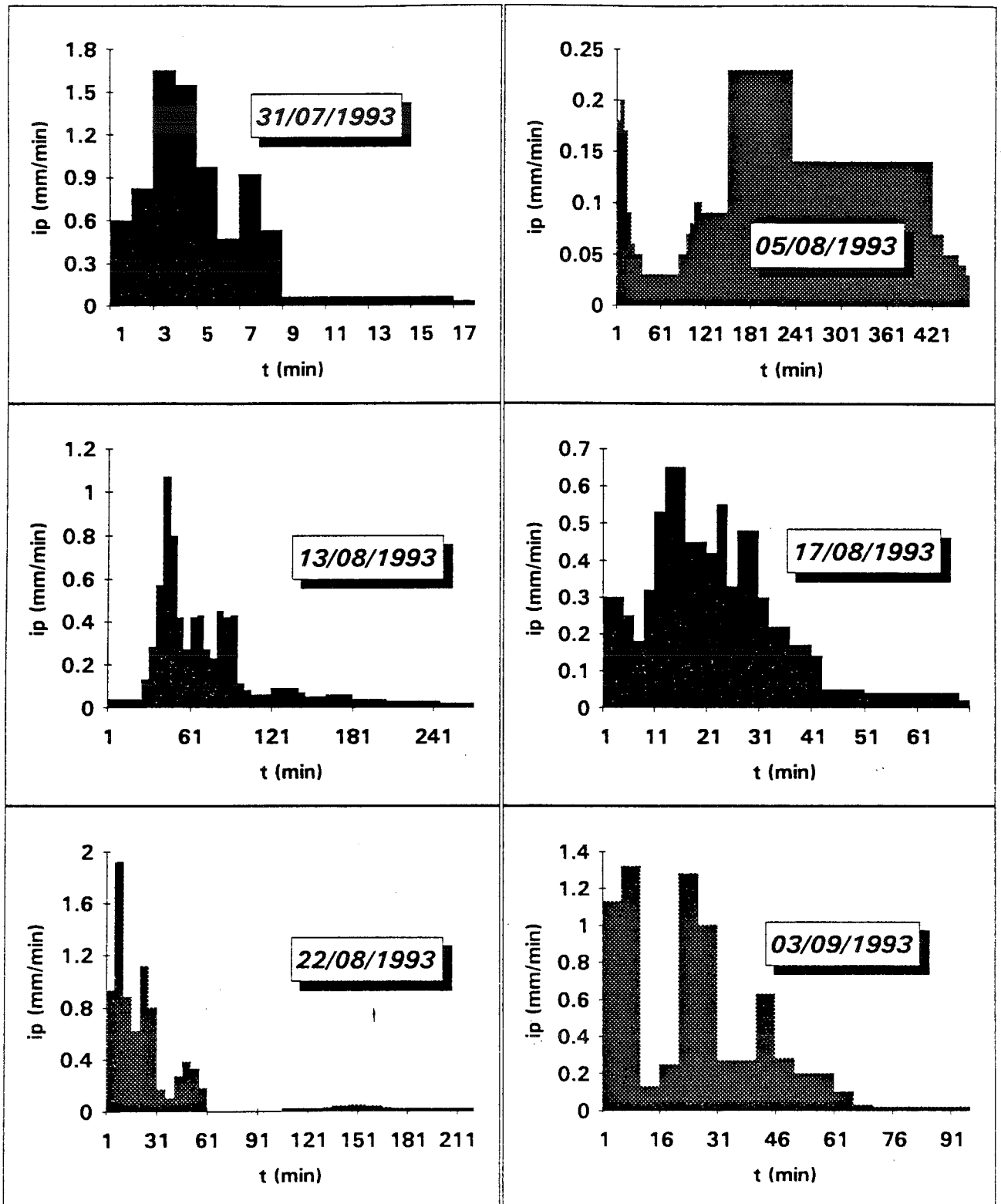
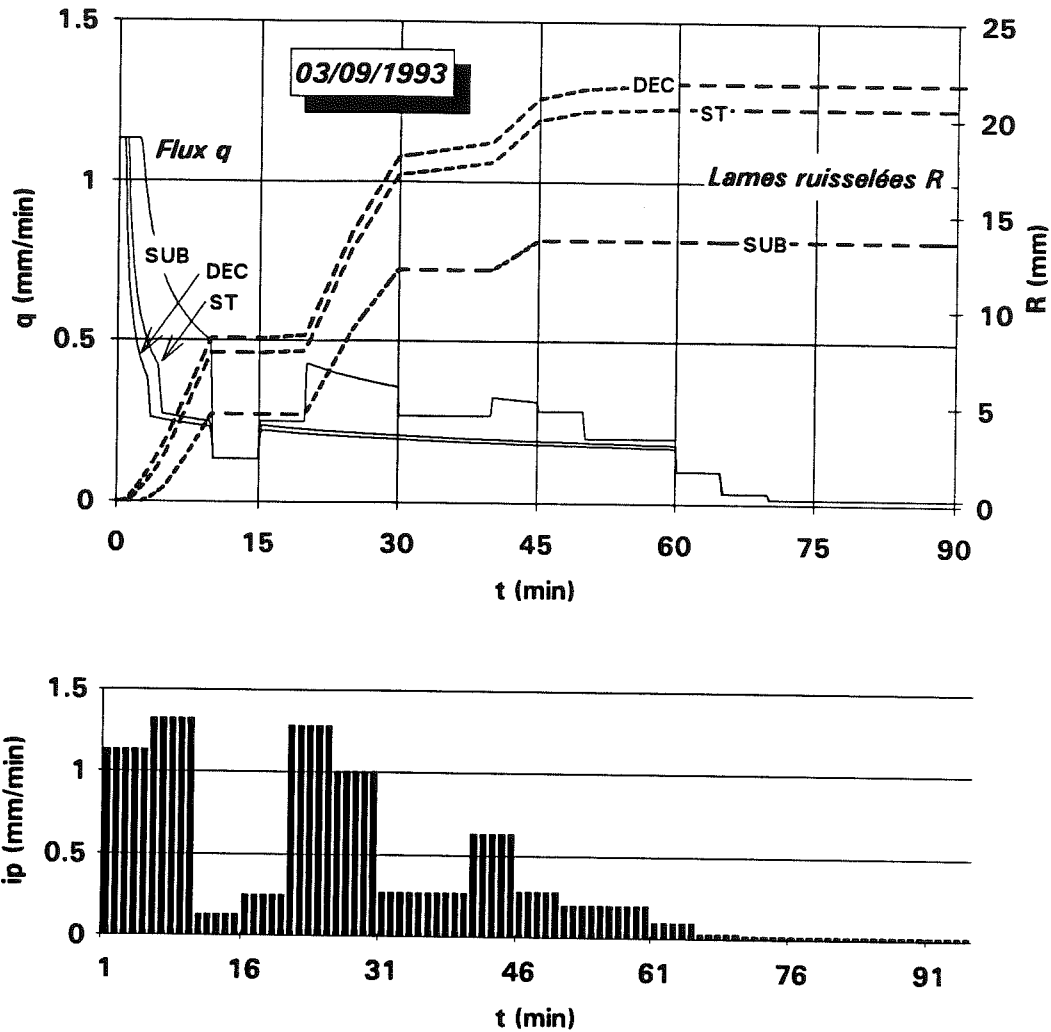


Figure 10.6. Hyétogrammes des six événements retenus.





**Figure 10.7. Modèle PFC : flux d'infiltration et lame ruisselée cumulée en fonction du temps pour les configurations avec croûte ST, avec croûte DEC et sans croûte (haut). Hyétogramme de l'événement (bas).**

L'ensemble des valeurs calculées de ruissellement est comparé avec les valeurs mesurées de Peugeot (1995) Figure 10.8 (les résultats détaillés figurent en Annexe A7). L'accord entre  $R$  et  $R_m$  est très sensiblement amélioré quand la croûte est prise en compte. Seul le cas de l'événement du 05/08/93 donne lieu à une forte surestimation du ruissellement ( $\approx +150\%$ ). Il s'agit du cas particulier d'une averse longue (8 heures) et d'intensités maximale et moyenne peu élevées (14 et 7.5 mm/h, resp.). De plus, la phase pluvieuse ayant donné lieu à ruissellement, pour le modèle comme lors de la mesure, intervient 2.5 heures après le début de l'averse (voir Figure 10.6). Pour ce type de hyétogramme, la modélisation GA est inadaptée puisqu'elle néglige la reprise par évaporation et la redistribution de l'eau dans le sol au cours de la pluie. Notons néanmoins

que, pour cet événement, le modèle en configuration non encroûtée, pour sa part, ne produit aucun ruissellement.

Sur l'ensemble des 5 autres événements, la qualité globale des résultats peut être estimée par la moyenne quadratique des écarts relatifs  $(R-R_m)/R_m$  (tableau 10.4).

Configuration	Ecart relatif quadratique moyen	tendance
ST (PFC)	22 %	tendance à la sous-estimation
ST (PFV)	19 %	sur- ou sous-estimation
DEC (PFC)	27 %	tendance à la sous-estimation
DEC (PFV)	30 %	sur- ou sous-estimation
SUB	60 %	sous-estimation systématique

Tableau 10.4. Ecart relatif quadratique moyen entre lames ruisselées mesurée et calculée (sans l'événement du 05/08/93).

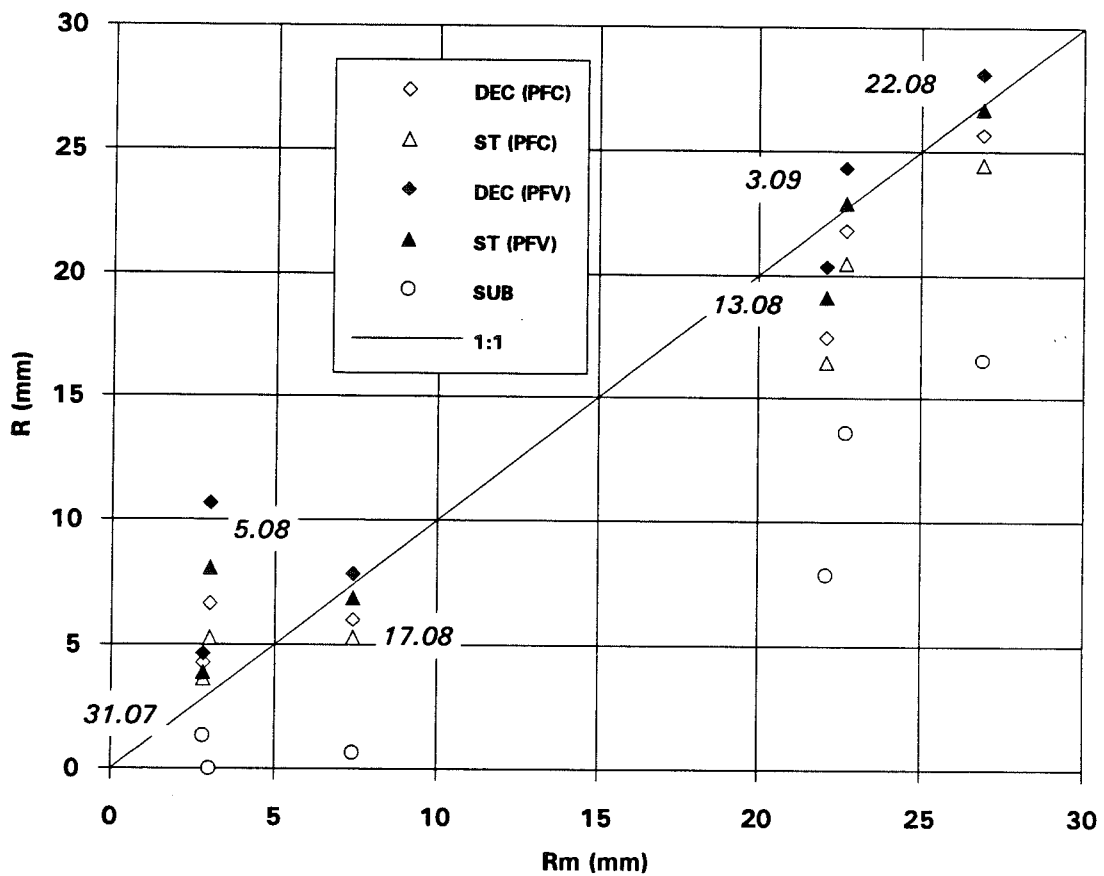


Figure 10.8. Modèles PFC et PFV : lame ruisselée calculée (R) en fonction de la valeur mesurée ( $R_m$ ) pour 6 événements et 3 configurations.

Ces résultats sont assez satisfaisants dans la mesure où la parcelle de Peugeot n'est que partiellement encroûtée et où d'autres types de croûtes sont présents. De plus, le modèle n'utilise pas de paramètre de calage. Enfin, le rapport des surfaces échantillonnées par la parcelle de Peugeot et par l'infiltromètre est supérieur à 2000 ce qui, a priori, n'était pas sans poser de problème d'échelle.

La comparaison effectuée permet de conclure que la non prise en compte des croûtes de surface, pour des événements pluvieux de forme, durée et intensité diverses, peut conduire à une sous-estimation du ruissellement allant de -40 à -100%.

Une comparaison entre configurations encroûtée et non-encroûtée du sol a été effectuée par Braud et al. (1995) en utilisant le modèle SiSPAT avec les données expérimentales de conductivité du sol sous-jacent et des croûtes ALG de la jachère. SiSPAT modélise le système sol-plante-atmosphère de façon fine et, en particulier, prend en compte la redistribution de l'eau du sol et l'évapotranspiration. Par comparaison des profils de teneur en eau mesurés et calculés, ces auteurs ont pu montrer que la prise en compte d'une croûte de surface améliore très sensiblement la qualité des résultats.

Cependant, on ne saurait trop insister sur le caractère approché de nos résultats, en raison de l'incertitude sur nos estimations de conductivité hydraulique des croûtes, d'une part, et du caractère simpliste de la modélisation de type GA, d'autre part. Parmi les causes possibles de surestimation du ruissellement calculé, on peut citer :

- la non prise en compte de la détention superficielle,
- la non prise en compte de la redistribution de l'eau du sol en cours d'infiltration,

et parmi les sources de sous-estimation :

- l'utilisation d'une valeur uniformément nulle pour  $\theta_i$ , ce qui maximise l'infiltration,
- l'existence de larges zones couvertes de cailloux sur les bandes nues de la brousse tigrée.

Afin de juger de la capacité du modèle GA à représenter de façon réaliste les processus d'infiltration dans les sols de la brousse tigrée, nous allons maintenant comparer les temps d'apparition de ruissellement prédits avec des valeurs théoriques.

### **10.6. Temps d'apparition du ruissellement**

Des limites inférieure et supérieure du temps d'apparition de ruissellement, sous condition de flux constant, ont été proposées par Boulier et al. (1987) et validées

numériquement par Hogarth et al. (1991). En prenant en compte la redistribution de l'eau du sol pendant l'infiltration, par l'intermédiaire de la relation flux-concentration [équation (1.36)], Boulier et al. (1987) parviennent à montrer que  $t_R^- < t_R < t_R^+$  avec :

$$t_R^- = \frac{S^2}{2 i_p K_s} \ln \left( \frac{i_p}{i_p - K_s} \right) ; \quad t_R^+ = \frac{S^2}{2 i_p (i_p - K_s)} \quad (10.11)$$

Ces expressions étant applicables pour un sol homogène, nous avons testé notre modèle GA dans la configuration mono-couche (épaisseur semi-infinie), avec les caractéristiques de ST, DEC et SUB. Dans le cas théorique des équations (10.11),  $t_R$  est défini comme l'instant où la teneur en eau en surface est égale à  $\theta_s$  ; dans le cas du modèle GA, pour lequel la teneur en eau en surface est constamment égale à  $\theta_s$ ,  $t_R$  est défini comme l'instant à partir duquel l'infiltrabilité est inférieure à l'intensité de la pluie.

La Figure 10.9 indique que les temps prédits par le modèle GA sont légèrement supérieurs à l'intervalle théorique. Par rapport à la moyenne géométrique de  $t_R^-$  et  $t_R^+$  qui, d'après Hogarth et al. (1991), constitue une estimation optimale, le modèle surestime  $t_R$  de 11% (DEC), 19% (ST) et 28% (SUB) pour des intensités de pluie allant de 18 à 85 mm/h. Compte-tenu des incertitudes expérimentales sur nos valeurs de sorptivité, les valeurs théoriques et calculées sont cohérentes, ce qui constitue un élément favorable à l'hypothèse d'adéquation de la description GA des transferts dans ce type de sol.

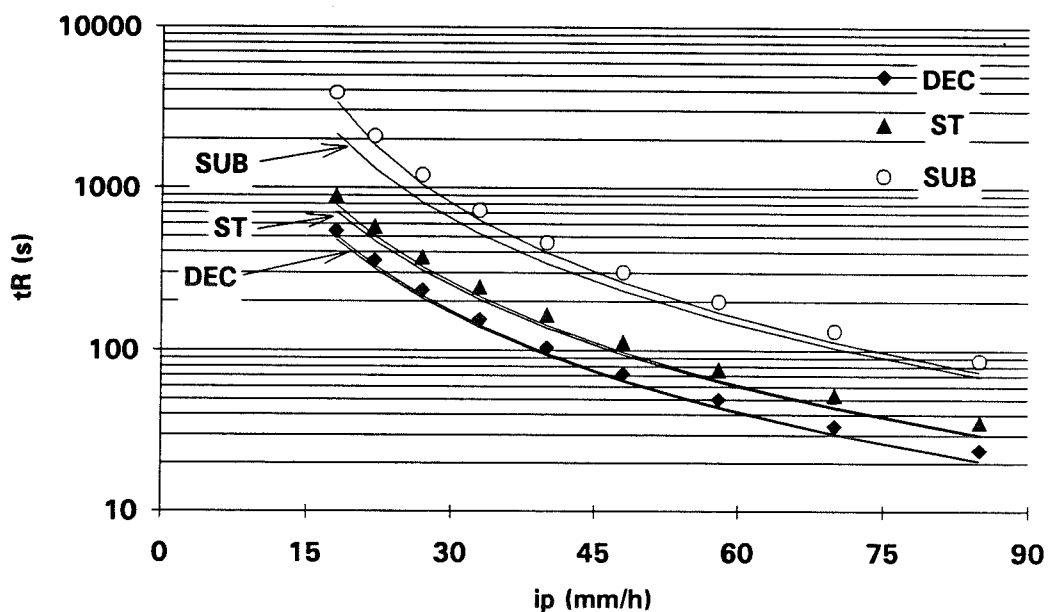


Figure 10.9. Temps d'apparition du ruissellement : comparaison entre intervalle théorique [courbes, équations (10.11)] et valeurs calculées par le modèle (symboles).

## **10.7. Conclusions**

Afin de tester nos résultats expérimentaux, nous avons proposé un modèle d'infiltration bi-couche simple, reposant sur le principe de Green et Ampt et utilisant les données disponibles à savoir, la relation conductivité-pression, au voisinage de la saturation, pour la croûte et le sol sous-jacent ainsi que les teneurs en eau de ces deux horizons. Le ruissellement est simplement estimé en retranchant le terme d'infiltration à la pluie. Pour des intensités de pluie constantes de l'ordre de 40 mm/h, le temps d'apparition du ruissellement est divisé par 3 à 4 et la lame ruisselée est multipliée par 5 quand la croûte est prise en compte. Avec ce modèle, l'épaisseur retenue pour la croûte n'est pas un paramètre important.

Sous pluie réelle, la comparaison des lames ruisselées calculées avec les valeurs mesurées par Peugeot (1995) montre sans ambiguïté l'importance d'une prise en compte de l'encroûtement du sol. Quand l'infiltration a lieu sur sol sous-jacent non encroûté, le ruissellement est sous-estimé de -40 à -100%. L'accord satisfaisant mesure/modèle pour les configurations encroûtées constitue un élément de validation précieux des résultats de notre méthodologie expérimentale.

Enfin, les temps d'apparition du ruissellement prévus par le modèle GA sont en accord avec l'intervalle théorique de cette grandeur, fondé sur les valeurs de la conductivité et de la sorptivité du sol.

### CONCLUSIONS DE LA PARTIE III

La présence de croûtes fines et peu perméables à la surface du sol interdit la mesure de conductivité hydraulique par les méthodes infiltrométriques classiques utilisant la solution de Wooding pour le régime permanent. Parmi les méthodes fondées sur le régime transitoire, la seule approche possible est celle reposant sur l'analyse de valeurs de sorptivité mesurées à différentes pressions imposées et ce en raison de l'anisotropie marquée des croûtes vis-à-vis de l'infiltration. Cette mesure est rendue possible par l'utilisation d'un minitensiomètre, placé à l'interface croûte-sol, et permettant de discriminer les phases d'infiltration dans ces deux couches. La variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques des croûtes constitue la principale limitation à la précision de la méthode.

La réduction de conductivité dans la croûte, par rapport au sol sous-jacent, est d'un facteur 3 à 5 pour les sols étudiés ici. Ce contraste relativement peu marqué suffit pourtant à multiplier le ruissellement par 5 pour des intensités de pluie de l'ordre de 40 mm/h, fréquentes au Sahel. Afin de valider nos résultats expérimentaux, nous avons construit un modèle d'infiltration bi-couche simple, inspiré du principe de Green et Ampt et fonctionnant avec des données assez réduites (teneur en eau des deux couches et relation conductivité-pression au voisinage de la saturation). L'accord satisfaisant entre les volumes ruisselés prédit et mesuré permet :

- ① de valider la méthodologie expérimentale et l'ordre de grandeur des conductivité mesurées,
- ② de conclure à la nécessité d'une prise en compte des croûtes de surface pour prédire la partition lame infiltrée-lame ruissellée ainsi que le temps d'apparition du ruissellement lors des épisodes pluvieux.



## CONCLUSION GENERALE

Pour la mesure in situ de la conductivité hydraulique des sols, l'emploi des infiltromètres à disque constitue une technique peu coûteuse et dont la relative simplicité autorise l'utilisation par un public assez large. Elle possède des atouts déterminants par rapport aux méthodes de laboratoire dans le cas de sols difficilement transportables, notamment fragiles ou cultivés. Très portable et ne nécessitant que peu d'eau, elle est adaptée à la couverture de vastes surfaces et donc, à l'étude de la variabilité spatiale des processus de transferts. Enfin, elle ne perturbe pratiquement pas le milieu.

A travers cette étude, nous avons proposé, pour les infiltromètres à disque, un certain nombre de méthodes fondées sur l'analyse du régime transitoire d'infiltration axisymétrique, constituant ainsi une alternative aux approches classiques exigeant l'obtention d'un régime permanent. L'intérêt de l'approche transitoire se situe à plusieurs niveaux :

- elle contourne les incertitudes inhérentes aux méthodes nécessitant la stabilisation d'un flux qui décroît de manière asymptotique, condition qui, surtout in situ, ne peut être qu'approximativement satisfaite, et évite ainsi les questions quant à la réalisation "suffisante" de cette condition,
- le volume de sol mis en jeu étant moindre, les hypothèses d'homogénéité du sol et d'uniformité de la teneur en eau initiale peuvent être satisfaites dans la pratique,
- le temps d'expérimentation est réduit ce qui présente un attrait certain lorsque de vastes zones doivent être couvertes,
- elle donne accès à des paramètres représentatifs de faibles épaisseurs de sol, ce qui présente un intérêt évident dans le cas de sols stratifiés et, plus particulièrement, pour la caractérisation de croûtes superficielles.

Ces méthodes reposent sur l'exploitation d'une équation simple du régime transitoire ce qui, dans la pratique, permet leur application par tout expérimentateur. Leur principe consiste à partitionner les processus capillaires - vertical et latéral - et gravitaires engendrant l'écoulement tri-directionnel. Ceci ne doit pas être fait par ajustement direct sur la courbe d'infiltration ou de flux mais par régression linéaire sur données transformées. Plusieurs méthodes d'analyse sont possibles pour la détermination de la conductivité hydraulique.

Cependant, la part prépondérante de la capillarité pendant la phase non stabilisée de l'infiltration axisymétrique accroît la sensibilité de l'estimation de la conductivité aux



imprécisions de mesure. Un calcul d'erreur doit donc être effectué systématiquement après analyse du régime transitoire. Ce calcul aura pour but de vérifier que le terme gravitaire de l'écoulement est au moins de l'ordre de grandeur du terme capillaire latéral ce qui, en raison de la structure des sols "en place", est souvent le cas pour des rayons de disque de l'ordre de 125 mm. Par ailleurs, si cette condition d'équilibre est remplie, le problème de l'estimation de la sorptivité aux temps courts s'en trouve optimisé.

Dans le cas des sols encroûtés, pour lesquels les méthodes infiltrométriques classiques ne sont pas applicables, l'analyse du régime transitoire doit être limitée à la croûte seule. A cet effet, l'utilisation conjointe d'un minitensiomètre implanté à l'interface croûte-sol a permis de parvenir à une estimation réaliste de la conductivité de croûtes d'épaisseur centimétrique. Le faible nombre de paramètres estimés par cette méthodologie (teneur en eau et relation conductivité-pression au voisinage de la saturation, pour les deux horizons) reste suffisant pour permettre une modélisation simple de l'infiltration dans un sol encroûté, fondée sur le principe de Green et Ampt. Après avoir confronté les résultats de ce modèle avec des valeurs de ruissellement mesuré pour des épisodes pluvieux réels, la prochaine étape pourrait consister à en construire une version stochastique afin de prendre en compte :

- l'incertitude sur les valeurs de conductivité,
- l'existence de zones non encroûtées,
- la variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques des croûtes.

Par ailleurs, la mesure tensiométrique offre, dans le cas général des sols supposés homogènes, des possibilités intéressantes en permettant le suivi de la réponse du sol en pression. Une voie d'avenir nous semblerait être de combiner l'utilisation du minitensiomètre, au cours de l'infiltration, avec une mesure de teneur en eau mettant en jeu un volume de sol comparable, par sonde capacitive par exemple.

Une attention toute particulière doit être portée au choix du sable de contact. Il est indispensable de disposer d'un matériau à la fois de sorptivité et conductivité élevées et ce, sur l'ensemble de la gamme de pressions de l'infiltromètre. Le piégeage d'air pouvant se produire au centre de la couche de contact semble pouvoir affecter considérablement le déroulement de certains essais, particulièrement sur sol peu conducteur, et condamner l'analyse ultérieure du régime transitoire. La recherche d'une résolution - ou tout au moins d'une diminution - des problèmes liés à l'existence de cette couche pourrait, dans l'avenir, motiver certaines améliorations techniques.

Les recherches axées sur la résolution du problème inverse sont actuellement l'objet d'un important regain d'intérêt. Il s'agit, à partir d'un essai d'infiltration, de déterminer (généralement par une procédure d'optimisation) la valeur de certains paramètres d'un modèle descriptif complet du sol tel que la combinaison des équations de Van Genuchten et Brooks et Corey, par exemple. Le nombre d'informations que l'on peut extraire d'un essai infiltrométrique étant toujours inférieur au nombre total de paramètres mis en jeu, il semble indispensable de faire intervenir d'autres types de mesure, tels que la granulométrie par exemple. Nous ne saurions trop insister sur le fait que la gamme de pression couverte par l'infiltromètre met en jeu, pour les sols "en place", des effets de structure (voir Figures 8.19 et 9.15) dont les fonctions analytiques, reposant sur des modèles capillaires du sol, peuvent difficilement rendre compte. A cet égard, un rapprochement serait souhaitable entre la démarche "théorique" de validation des résultats analytiques en laboratoire sur des sols "standard" remaniés et l'approche "pratique" de mesure des grandeurs in situ, parfois sans considération des contraintes existant entre les paramètres.

Il nous reste à souligner que la démarche adoptée ici est volontairement celle de la recherche d'une paramétrisation simplifiée des processus très complexes de la "réalité" physique. Ce n'est qu'au prix de cette simplification que les solutions proposées pourront connaître une large utilisation dans la pratique. Ainsi, l'utilisation des infiltromètres en régime permanent a-t-elle connu un essor considérable suite au développement de méthodes ayant vu le jour grâce à la simplicité de la solution approchée de Wooding. Nous souhaitons avoir ouvert une voie analogue, pour le régime transitoire, en exploitant l'équation simplifiée de Haverkamp et al. (1994).

Dans un avenir proche, il nous semblerait intéressant de procéder à une étude de validation sévère des méthodes transitoires que nous avons proposées. Pour la mener à bien, il serait nécessaire d'utiliser deux rayons de disque et plusieurs potentiels afin de comparer, sur un même site, les résultats fournis par l'ensemble des méthodes classiques (MP, MR, MTP) et nouvelles (MRT, MTT, SMT, SMR). Il serait ainsi possible de vérifier l'utilité potentielle des méthodes transitoires dans le cadre d'expérimentations couvrant de vastes surfaces. Le projet d'automatisation de la mesure, en cours au LTHE, fait d'une telle perspective un objectif tout à fait réaliste.

## **Références bibliographiques**

- Aboujaoudé, A., 1991.** Modélisation hydrologique de l'infiltration dans les sols encroûtés à différentes échelles spatiales. Thèse de Doctorat de l'Institut National Polytechnique de Grenoble, 218 p.
- Aboujaoudé, A., Belleudy, P. et Vauclin, M., 1991.** A numerical study of infiltration through crusted soils : flat and other surface configurations. *Soil Tech.*, 4 : 1-18.
- Ahuja, L.R., 1974.** Applicability of the Green-Ampt approach to water infiltration through surface crust. *Soil Sci.*, 118 : 283-288.
- Ahuja, L.R., 1983.** Modeling infiltration into crusted soils by the Green-Ampt approach. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 47 : 412-418.
- Ahuja, L.R. et Ross, J.D., 1983.** A new Green-Ampt type model for infiltration through a surface seal permitting transient parameters below the seal. *Proceedings of the National Conference on Advances in Infiltration*, Dec. 12-13, 1983, Chicago, Illinois, pp. 102-112.
- Ahuja, L.R. et Swartzendruber, D., 1992.** Flow through crusted soils : analytical and numerical approaches, in *Soil Crusting, Chemical and Physical Processes, Advances in Soil Science*, edited by M.E. Sumner et B.A. Stewart, Lewis Pub., pp. 93-122.
- Amoozegar, A., 1992.** Compact constant head permeameter : a convenient device for measuring hydraulic conductivity. In *Advances in measurement of soil physical properties : bringing theory into practice*. *Soil Sci. Soc. Am. Special Publ.*, Madison, Wisconsin, USA, p. 31-42.
- Angulo Jaramillo, R., Moreno, F., Clothier, B.E., Thony, J.-L., Vachaud, G., Fernandez-Boy, E. et Cayuela, J.A., 1994a.** Hydraulic properties and the mobile water content measurements of soil using a tracer-filled tension infiltrometer. *European J. Soil Sci.*, soumis.
- Angulo Jaramillo, R., Denis, H., Vandervaere, J.-P., Thony, J.-L. et Vauclin, M., 1994b.** Caractérisation hydrodynamique de deux milieux poreux gonflants à faible perméabilité. Rapport n°1 : essais in situ par infiltrométrie multi-disques (TRIMS) et par infiltrométrie sous pression (GPI). Convention ADEME n°4740113 ; contrat UJF 9-369, 72 p.
- Angulo Jaramillo, R., Gaudet, J.-P., Thony, J.-L., Vandervaere, J.-P., Vauclin, M. et Clothier, B.E., 1995.** The mobile water content in an aggregated unsaturated soil. *Prem. Conf. Int. sur les Sols Non-Saturés*, Paris, sept. 1995.
- Ankeny, M.D., Kaspar, T.C. et Horton, R., 1988.** Design for an automated tension infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 52 : 893-896.
- Ankeny, M.D., Ahmed, M., Kaspar, T.C. et Horton, R., 1991.** Simple field method for determining unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55 : 467-470.
- Ayres, F. Jr, 1972.** *Theorie et applications du calcul différentiel et intégral*. Série Schaum, ed. McGraw-Hill, Paris.
- Beven, K. et Kirkby, M.J., 1979.** A physically-based variable-contributing area model of basin hydrology. *Hydro-Sci. Bull.*, 24 : 27-53.

**Bolle, H.J., André, J.-C., Arrue, J.L., Barth, H.K., Bessemoulin, P., Brasa, A., de Bruin, H.A.R., Cruces, J., Dugdale, G., Engman, E.T., Evans, D.L., Fantechi, R., Fiedler, F., van de Griend, A., Imeson, A.C., Jochum, A., Kabat, P., Kratzsch, T., Lagouarde, J.-P., Langer, I., Llamas, R., Lopez Baeza, E., Melia Miralles, J., Muniosguren, L.S., Nerry, F., Noilhan, J., Oliver, H.R., Roth, R., Saatchi, S.S., Sanchez Diaz, J., de Santa Olalla, M., Shuttleworth, W.J., Sögaard, H., Stricker, H., Thornes, J., Vauclin, M. et Wickland, A., 1993. EFEDA : European Field Experiment in a Desertification-threatened Area. *Ann. Geophys.*, 11 : 173-189.**

**Boltzmann, L., 1894. Zur integration des diffusionsgleichung bei variabeln diffusions coefficienten. *Ann. Phys. (Leipzig)*, 53 : 959-964.**

**Bonnell, M. et Williams, J., 1986. The two parameters of the Philip infiltration equation : their properties and spatial and temporal heterogeneity in a red earth of tropical semi-arid Queensland. *J. Hydrol.*, 87 : 9-31.**

**Boulier, J.F., Parlange, J.-Y., Vauclin, M., Lockington, D.A., et Haverkamp, R., 1987. Upper and lower bounds of the ponding time for near constant surface flux. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51 : 1424-1428.**

**Bouma, J., Hillel, D.I., Hole, F.D. et Amerman, C.R., 1971. Field measurement of unsaturated hydraulic conductivity by infiltration through artificial crusts. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 35 : 362-364.**

**Brakensiek, D.L., 1977. Estimating the effective capillary pressure in the Green and Ampt infiltration equation. *Water Resour. Res.*, 13 : 680-682.**

**Brakensiek, D.L., et Onstad, C.A., 1977. Parameter estimation of the Green and Ampt infiltration equation. *Water Resour. Res.*, 13 : 1009-1012.**

**Braud, I., Noilhan, J., Bessemoulin, P., Mascart, P., Haverkamp, R. et Vauclin, M., 1993. Bare-ground surface heat and water exchanges under dry conditions : observations and parameterization. *Boundary-layer Meteorology*, 66 : 173-200.**

**Braud, I., Bessemoulin, P., Lhomme, J.-P., Monteny, B., Sicot, M., Vandervaere, J.-P. et Vauclin, M., 1994. Modélisation locale des transferts de masse et de chaleur sur un site de savanne à Gueira d'HAPEX-Sahel. *Journées Hydrologiques de l'ORSTOM, Montpellier*, 13-14 septembre 1994, Ed. ORSTOM, 11 p.**

**Braud, I., Bessemoulin, P., Monteny, B., Sicot, M., Vandervaere, J.-P. et Vauclin, M., 1995. Unidimensional modeling of a fallow savannah during the HAPEX-Sahel experiment using the SiSPAT model. *J. Hydrol.*, soumis.**

**Bristow, K.L. et Savage, M.J., 1987. Estimation of parameters for the Philip two-term infiltration equation applied to field soil experiments. *Aust. J. Soil Res.*, 25 : 369-375.**

**Brooks, R.H. et Corey, C.T., 1964. Hydraulic properties of porous media. *Hydrol. Paper 3*. Colorado State University, Fort Collins.**

**Brutsaert, W., 1976. The concise formulation of diffusive sorption of water in a dry soil. *Water Resour. Res.*, 12 : 1118-1124.**

**Brutsaert, W., 1979. Universal constants for scaling the exponential soil water diffusivity ? *Water Resour. Res.*, 15 : 481-483.**

- Burdine, N.T., 1953.** Relative permeability calculation from size distributions data. *Trans. AIME*, 198 : 71-78.
- Carrillo-Avila, E., 1995.** Modélisation des transferts hydriques dans le système sol-plante-atmosphère. Application à la plaine de la Bièvre. Thèse de Doctorat de l'Université Joseph Fourier, Grenoble, 231 p.
- Casenave, A., et Valentin, C., 1989.** Les états de surface de la zone sahéenne. Ed. de l'ORSTOM, 229 p.
- Casenave, A. et Valentin, C., 1992.** A runoff capability classification system based on surface features criteria in semi-arid areas of West Africa. *J. Hydrol.*, 130 : 231-249.
- Charpin, F. et Roulier, S., 1995.** Caractérisation hydrodynamique du sable S31. Essais d'infiltration sous pression contrôlée mono- et tridimensionnelle. Rapport de stage de Maîtrise de Mécanique, Université Joseph Fourier, Grenoble, 26 p.
- Childs, E.C. et Collis-George, N., 1950.** The permeability of porous materials. *Proc. Roy. Soc.*, 201 A : 392-405.
- Chong, S.-K. et Green, R.E., 1983.** Sorptivity measurement and its application. *Proceedings of the National Conference on Advances in Infiltration*, Dec. 12-13, 1983, Chicago, Illinois, pp. 82-91.
- Clothier, B.E. et White, I., 1981.** Measurement of sorptivity and soil water diffusivity in the field. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45 : 241-245.
- Clothier, B.E., Scotter, D.R. et Green, A.E., 1983.** Diffusivity and one-dimensional absorption experiments. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 47 : 641-644.
- Clothier, B.E. et Wooding, R.A., 1983.** The soil water diffusivity near saturation. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 47 : 636-640.
- Clothier, B.E., Scotter, D.R. et Harper, E.R., 1985.** Three dimensional infiltration and trickle irrigation. *Trans. ASAE*, 28 : 497-501.
- Clothier, B.E., Green, S.R. et Katou, H., 1995.** Multidimensional infiltration : points, furrows, basins, wells and disks. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 59 : 286-292.
- Cook, F.J. et Broeren, A., 1994.** Six methods for determining sorptivity and hydraulic conductivity with disk permeameters. *Soil Sci.*, 157 : 2-11.
- Crank, J., 1956.** The mathematics of diffusion. Oxford Univ. Press, London.
- Cuenca, R.H., Brouwer, J., Chanzy, A., Droogers, P., Galle, S., Gaze, S., Sicot, M., Stricker, H., Angulo Jaramillo, R., Boyle, S. A., Bromley, J., Chebhouni, A. G., Cooper, J. D., Dixon, A. J., Fies, J.-C., Gandah, M., Gaudu, J.-C., Laguerre, L., Soet, M., Stewart, H. J., Vandervaere, J.-P. et Vauclin, M., 1995.** Soil measurements during the HAPEX-Sahel Intensive Observation Period. *J. Hydrol.*, soumis.
- Delhomme, J.-P., 1978.** Applications de la théorie des variables régionalisées dans les sciences de l'eau. *Bull. du BRGM, section III, n°4* : 341-375.
- Dirksen, C., 1975.** Determination of soil water diffusivity by sorptivity measurements. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 39 : 22-27.

- Dirksen, C., 1975b.** Reply to "Comments on Determination of soil water diffusivity by sorptivity measurements" by Parlange, J.-Y. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 39 : 1012-1013.
- Elmaloglou, S., 1980.** Effet de stratifications sur les transferts de matière dans les sols. Thèse de Docteur-Ingénieur, Institut National Polytechnique de Grenoble.
- Elrick, D.E. et Robin, M.J., 1981.** Estimating the sorptivity of soils. *Soil Sci.*, 132 : 127-133.
- Elrick, D.E., Reynolds, W.D., Geering, H.R. et Tan, K.-A., 1990.** Estimating steady infiltration rate times for infiltrometers and permeameters. *Water Resour. Res.*, 26 : 759-769.
- Elrick, D.E. et Reynolds, W.D., 1992.** Methods for analysing constant-head well permeameter data. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56 : 320-323.
- Fies, J.-C. et Zimmer, D., 1982.** Etude expérimentale de modifications de l'assemblage textural d'un matériau sablo-argileux sous l'effet de pressions. Milieux poreux et transferts hydriques. *Bull. du Groupe Français d'Humidimétrie Neutronique*, Ed. CEMAGREF, Aix-en-Provence, France, 12 : 39-54.
- Fies, J.-C., 1992a.** Mesures de conductivité hydrique de croûtes. Rapport Hapex Sahel/Niger. Rapport interne INRA, 11 p.
- Fies, J.-C., 1992b.** Analysis of soil textural porosity relative to skeleton particle size, using mercury porosimetry. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56 : 1062-1067.
- Fournier, G., 1994.** Modélisation des transferts couplés eau-solutés pour l'infiltrométrie multi-disques. Rapport de stage ENSG Nancy.
- Fuentes, C., Haverkamp, R. et Parlange, J.-Y., 1992.** Parameter constraints on closed-form soilwater relationships. *J. Hydrol.*, 134 : 117-142.
- Fujita, H., 1952.** The exact pattern of a concentration-dependant diffusion in a semi-infinite medium, part II. *Textile Res. J.*, 22 : 823-827.
- Gardner, W.R., 1958.** Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Sci.*, 85 : 228-232.
- Gardner, W.R. et Mayhugh, M.S., 1958.** Solutions and tests of the diffusion equation for the movement of water in soil. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 22 : 197-201.
- Gaudet, J.-P., Angulo Jaramillo, R., Thony, J.-L., Vauclin, M., Ladouche, B., Bariac, T., Huon, S., Ambroise, B. et Auzet, A.V., 1995.** Mesures in situ de la fraction immobile de l'eau du sol avec de l'eau enrichie en  $^{18}\text{O}$  dans un infiltromètre à succion contrôlée. Colloque de l'I.A.E.A., Vienne, 20-24 mars, Comptes-rendus à paraître, SM 336.
- Goutorbe, J.-P., Lebel, T., Tinga, A., Bessemoulin, P., Brouwer, J., Dolman, A.J., Engman, E.T., Gash, J.H.C., Hoepffner, M., Kabat, P., Monteny, B.A., Prince, S., Said, F., Sellers, P. et Wallace, J.S., 1994.** Hapex-Sahel: a large scale study of land-atmosphere interactions in the semi-arid tropics. *Ann. Geophysicae*, 12 : 53-64.
- Green, W.H. et Ampt, G.A., 1911.** Studies on soil physics. 1. The flow of air and water through soils. *J. Agr. Sci.*, 4 : 1-24.

- Haverkamp, R., 1983. Résolution de l'équation de l'infiltration de l'eau dans le sol. Approches analytiques et numériques. Thèse de Doctorat de l'Université de Grenoble, 250 p.
- Haverkamp, R. et Parlange, J.-Y., 1986. Predicting the water retention curve from particle-size distribution : 1. Sandy soils without organic matter. *Soil Sci.*, 142, 325-339.
- Haverkamp, R., Kutilek, M., Parlange, J.-Y., Rendon, L. et Krejka, M., 1988. Infiltration under ponded conditions : 2. Infiltration equations tested for parameter time-dependence and predictive use. *Soil Sci.*, 145 : 317-329.
- Haverkamp, R., Fuentes, C. and Parlange, J.-Y., 1989. Toward a universal choice of soil hydraulic properties : closed-form relations and/or integral parameters. Proceedings of the Int. Workshop on *Indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils*, Oct. 11-13, 1989, Riverside, California, pp. 213-217.
- Haverkamp, R., Parlange, J.-Y., Starr, J.L., Schmitz, G. et Fuentes, C., 1990. Infiltration under ponded conditions : 3. A predictive equation based on physical parameters. *Soil Sci.*, 149 : 292-300.
- Haverkamp, R., Ross, P.J., Smettem, K.R.J. et Parlange, J.-Y., 1994. Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. 2. Physically based infiltration equation. *Water Resour. Res.*, 30 : 2931-2935.
- Haverkamp, R., Vandervaere, J.-P., Braud, I., Boulet, G., Laurent, J.-P., Taha, A. and Ross, P.J., 1994b. Basic description on the EFEDA II field campaign and some preliminary results in the context of EFEDA I and II ; LTHE Annual report.
- Hillel, D., 1980. Fundamentals of soil physics. Academic press, New York.
- Hillel, D. et Gardner, W.R., 1969. Steady infiltration into crust-topped profiles. *Soil Sci.*, 108 : 137-142.
- Hillel, D. et Gardner, W.R., 1970a. Transient infiltration into crust-topped profiles. *Soil Sci.*, 109 : 69-76.
- Hillel, D. et Gardner, W.R., 1970b. Measurement of unsaturated conductivity and diffusivity by infiltration through an impeding layer. *Soil Sci.*, 109 : 149-153.
- Hills, R.C., 1971. Lateral flow under cylinder infiltrometers : a graphical correction procedure. *J. Hydrol.*, 13 : 153-162.
- Hogarth, W.L., Sardana, V., Watson, K.K., Sander, G.C., Parlange, J.-Y. et Haverkamp, R., 1991. Testing of approximate expressions for soil water status at the surface during infiltration. *Water Resour. Res.*, 27 : 1957-1961.
- Hoogmoed, W.B. et Stroosnijder, L., 1984. Crust formation on sandy soils in the Sahel. I. Rainfall and infiltration. *Soil Tillage Res.*, 4 : 5-23.
- Horton, R.E., 1940. An approach towards a physical interpretation of infiltration capacity. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 5 : 399-417.
- Hussen, A.A. et Warrick, A.W., 1993. Alternative analyses of hydraulic data from the disc tension infiltrometers. *Water Resour. Res.*, 29 : 4103-4108.

- Jarvis, N.J. and Messing, I., 1995.** Near-saturated hydraulic conductivity in soils of contrasting texture measured by tension infiltrometers. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 59 : 27-34.
- Knight, J.H., 1983.** Infiltration functions from exact and approximate solutions of Richards' equations. *Proceedings of the National Conference on Advances in Infiltration*, Dec. 12-13, 1983, Chicago, Illinois, pp. 24-33.
- Kostiakov, A.N., 1932.** On the dynamics of the coefficient of water percolation in soils and on the necessity of studying it from a dynamic point of view for purposes of amelioration. *Trans. Com. Int. Soc. Soil Sci.* 6th Moscow A : 17-21.
- Kutilek, M. et Valentova, J., 1986.** Sorptivity approximations. *Transport in Porous Media*, 1 : 57-62.
- Kutilek, M. et Nielsen, D.R., 1994.** Soil hydrology. Catena Verlag ed., Cremlingen-Destedt.
- Lebel, T., Sauvageot, H., Hoepffner, M., Guillot, M. et Hubert, P., 1992.** Rainfall estimation in the Sahel : the EPSAT-Niger experiment. *J. Hydrological Sci.*, 37 : 210-216.
- Logsdon, S.D. et Jaynes, D.B., 1993.** Methodology for determining hydraulic conductivity with tension infiltrometers. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57 : 1426-1431.
- Marquart, D.W., 1963.** An algorithm for least squares estimation of non linear parameters. *SIAM J. Appl. Math.*, 11 : 431-441.
- Mein, R.G. et Larson, C.L., 1973.** Modeling infiltration during a steady rain. *Water Resour. Res.*, 9 : 384-394.
- Mein, R.G. et Farrell, D.A., 1974.** Determination of wetting front suction in the Green-Ampt equation. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 38 : 872-876.
- Miller, E.E. et Miller, R.D., 1956.** Physical theory for capillary flow phenomena. *J. Appl. Phys.*, 27 : 324-332.
- Mohanty, B.P., Ankeny, M.D., Horton, R. and Kanwar, R.S., 1994.** Spatial analysis of hydraulic conductivity measured using disc infiltrometers. *Water Resour. Res.*, 30 : 2489-2498.
- Morel-Seytoux, H.J. et Khanji, J., 1974.** Derivation of an equation of infiltration. *Water Resour. Res.*, 10 : 795-800.
- Mualem, Y., 1976.** A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.*, 12 : 513-522.
- Neuman, S.P., 1976.** Wetting front pressure head in the infiltration model of Green and Ampt. *Water Resour. Res.*, 12 : 564-566.
- Parlange, J.-Y., 1972.** Theory of water movement in soils : 4. Two and three dimensional steady infiltration. *Soil Sci.*, 113 : 96-101.
- Parlange, J.-Y., 1975.** On solving the flow equation in unsaturated soils by optimization : horizontal infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 39 : 415-418.
- Parlange, J.-Y., 1975b.** Comments on "*Determination of soil water diffusivity by sorptivity measurements*", by Dirksen, C., *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 39 : 1011-1012.



- Parlange, J.-Y., 1977.** A note on the use of infiltration equations. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 41 : 654-655.
- Parlange, J.-Y., Lisle, I., Braddock, R.D. et Smith, R.E., 1982.** The three parameter infiltration equation. *Soil Sci.*, 133 : 337-341. \*\*\*\*\* A LIRE \*\*\*\*\*
- Parlange, J.-Y., Hogarth, W.L. et Parlange, M.B., 1984.** Optimal analysis of a surface crust. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48, 494-497.
- Parlange, J.-Y. et Hogarth, W.L., 1985.** Comments on "*Steady infiltration from spherical cavities*" by Philip, J.R. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49 : 788.
- Perroux, K.M. et White, I., 1988.** Design for disc permeameters. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 52 : 1205-1215.
- Peugeot, C., Estèves, M., Rajot, J.-L., Vandervaere, J.-P. et Galle, S., 1995.** Runoff generation processes : results and analysis of field data collected at the East Central Super Site of the HAPEX-Sahel experiment. *J. Hydrol.*, soumis.
- Peugeot, C., 1995.** Influence de l'encroûtement superficiel du sol sur le fonctionnement hydrologique d'un versant sahélien (Niger). Expérimentations in situ et modélisation. Thèse de Doctorat de l'Université Joseph Fourier, Grenoble, 250 p.
- Philip, J.R., 1957a.** Numerical solution of equations of the diffusion type with diffusivity concentration-dependent. *Aust. J. Phys.*, 10 : 29-42.
- Philip, J.R., 1957b.** The theory of infiltration : 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil Sci.*, 84 : 257-264.
- Philip, J.R., 1969.** Theory of infiltration, *Adv. Hydrosci.*, 5 : 215-296.
- Philip, J.R. et Knight, J.H., 1974.** On solving the unsaturated flow equation : 3. New quasi-analytical technique. *Soil Sci.*, 117 : 1-13.
- Philip, J.R., 1983.** Infiltration in one, two and three dimensions. *Proceedings of the National Conference on Advances in Infiltration*, Dec. 12-13, 1983, Chicago, Illinois, pp. 1-13.
- Philip, J.R., 1985.** Reply to "*Comments on Steady Infiltration from spherical cavities*" by Parlange, J.-Y. and Hogarth, W.L. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49 : 788-789.
- Philip, J.R., 1986.** Linearized unsteady multi-dimensional infiltration. *Water Resour. Res.*, 22 : 1717-1727.
- Philip, J.R., 1987.** The quasilinear analysis, the scattering analog and other aspects of infiltration and seepage, in *Infiltration Development and Application*, edited by Y.-S. Fok, Water Resources Research Center, Honolulu, Hawaii, pp. 1-27.
- Pullan, A.J., 1990.** The quasilinear approximation for unsaturated porous media flow. *Water Resour. Res.*, 26 : 1219-1234. \*\*\*\*\* A LIRE \*\*\*\*\*
- Quadri, M.B., 1993.** L'infiltrométrie multi-disques pour la caractérisation hydro-dispersive des sols non saturés : modélisation des transferts et applications. Thèse de Doctorat de l'Université Joseph Fourier, Grenoble, 226 p.

- Quadri, M.B., Clothier, B.E., Angulo Jaramillo, R., Vauclin, M. et Green, S.R., 1994.** Axisymmetric transport of water and solute underneath a disk permeameter : experiments and numerical model. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 58 : 696-703.
- Raats, P.A.C., 1971.** Some properties of flows in unsaturated soils with an exponential dependance of hydraulic conductivity upon the pressure head. *J. Hydrol.*, 14 : 129-138.
- Raats, P.A.C., 1976.** Analytical solutions of a simplified flow equation. *Trans. ASAE*, 19 : 683-689.
- Raats, P.A.C. et Gardner, W.R., 1971.** Comparison of empirical relationships between pressure head and hydraulic conductivity and some observations on radially symmetric flow. *Water Resour. Res.*, 7 : 921-928.
- Rawls, W.J. et Brakensiek, D.L., 1983.** A procedure to predict Green and Ampt infiltration parameters. *Proceedings of the National Conference on Advances in Infiltration*, Dec. 12-13, 1983, Chicago, Illinois, pp. 102-112.
- Rawls, W.J., Brakensiek, D.L., Simanton, J.R. et Kohl, K.D., 1990.** Development of a crust factor for a Green-Ampt model. *Transactions of the ASAE*, 33 : 1224-1228.
- Revol, P., 1994.** Caractérisation hydrodynamique des sols par infiltration bidimensionnelle axisymétrique et modélisation simplifiée de la micro-irrigation. Thèse de Doctorat de l'Université Joseph Fourier, Grenoble, 221 p.
- Reynolds, W.D. et Elrick, D.E., 1985.** In situ measurement of field-saturated hydraulic conductivity, sorptivity, and the  $\alpha$ -parameter using the Guelph permeameter. *Soil Sci.*, 140 : 292-302.
- Reynolds, W.D. et Elrick, D.E., 1990.** Poned infiltration from a single ring : I. Analysis of steady flow. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 54 : 1233-1241.
- Reynolds, W.D. et Elrick, D.E., 1991.** Determination of hydraulic conductivity using a tension infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55 : 633-639.
- Richards, L.A., 1931.** Capillary conduction of liquids through porous medium. *Physics*, 1 : 318-333.
- Roche, M., 1963.** Hydrologie de surface. Gauthier-Villars, Paris.
- Ross, P.J., 1990.** Efficient numerical methods for infiltration using Richard's equation. *Water Resour. Res.*, 26 : 279-290.
- Ross, P.J. and Bristow K.L., 1990.** Simulating water movement in layered and gradational soils using the Kirchhoff transform. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 54 : 1519-1524.
- Scotter, D.R., Clothier, B.E. et Harper, E.R., 1982.** Measuring saturated hydraulic conductivity and sorptivity using twin rings. *Aust. J. Soil Res.*, 20 : 295-304.
- Sharma, M.L., Gander, G.A. et Hunt, C.G., 1980.** Spatial variability of infiltration in a watershed. *J. of Hydrol.*, 45 : 101-122.
- Sisson, J.B. et Wierenga, P.J., 1981.** Spatial variability of steady-state infiltration rates as a stochastic process. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45 : 699-704.

- Smettem, K.R.J. et Clothier, B.E., 1989.** Measuring unsaturated sorptivity and hydraulic conductivity using multiple disc permeameters. *J. Soil Sci.*, 40 : 563-568.
- Smettem, K.R.J., Parlange, J.-Y., Ross, P.J. et Haverkamp, R., 1994.** Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. 1. A capillary-based theory. *Water Resour. Res.*, 30 : 2925-2929.
- Smettem, K.R.J., Ross, P.J., Haverkamp, R. et Parlange, J.-Y., 1995.** Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. 3. Parameter estimation using a double disc tension infiltrometer. *Water Resour. Res.* (in press).
- Smiles, D.E. et Harvey, A.G., 1973.** Measurement of moisture diffusivity in wet swelling systems. *Soil Sci.*, 116 : 391-399.
- Smiles, D.E. et Knight, J.H., 1976.** A note on the use of the Philip infiltration equation. *Aust. J. Soil Res.*, 14 : 103-108.
- Smiles, D.E., Knight, J.H. et Perroux, K.M., 1982.** Absorption of water by soil : the effect of a surface crust. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 46 : 476-481.
- Stroosnijder, L. et Hoogmoed, W.B., 1984.** Crust formation on sandy soils in the Sahel. II. Tillage and its effect on the water balance. *Soil Tillage Res.*, 4 : 321-337.
- Swartzendruber, D., 1974.** Infiltration of constant-flux rainfall into soil as analysed by the approach of Green and Ampt. *Soil Sci.*, 117 : 272-281.
- Talsma, T., 1969.** In situ measurement of sorptivity. *Aust. J. Soil Res.*, 7 : 269-276.
- Talsma, T. et Parlange, J.-Y., 1972.** One-dimensional vertical infiltration. *Aust. J. Soil Res.*, 10 : 143-150.
- Talsma, T., 1974.** Infiltration in field soils. *Trans. Int. Congr. Soil Sci. 10th, Moscow*, 1 : 68-74.
- Thony, J.-L., 1970.** Etude expérimentale des phénomènes d'hysteresis dans les écoulements en milieu poreux non saturé. Thèse de Docteur-Ingénieur, Université Scientifique et Médicale de Grenoble.
- Thony, J.-L., Vachaud, G., Clothier, B.E. et Angulo-Jaramillo, R., 1991.** Field measurement of the hydraulic properties of soil. *Soil Tech.*, 4 : 111-123.
- 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 Doctorat ès Sciences Physiques de l'Université de Grenoble, 187 p.
- Touma, J., 1992.** Simulation numérique de l'infiltration dans les sols encroûtés : croûte établie ou en formation. *Hydrol. Continent.*, Ed. ORSTOM, Paris, France. 7 : 143-156.
- Turner, N.C. et Parlange, J.-Y., 1974.** Lateral movement at the periphery of a one-dimensional flow of water. *Soil Sci.*, 118 : 70-77.
- Vachaud, G., Dancette, C., Sonko, S. et Thony, J.-L., 1978.** Méthodes 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.*, 29 : 1-36.

- Valentin, C., 1991.** Surface crusting in two alluvial soils of northern Niger. *Geoderma*, 48 : 201-222.
- Valentin, C. et Bresson, L.M., 1992.** Morphology, genesis and classification of surface crusts in loamy and sandy soils. *Geoderma*, 55 : 225-245.
- Vandervaere, J.-P., Vauclin, M., Haverkamp, R. et Cuenca, R.H., 1994a.** Error analysis in estimating soil water balance of irrigated fields during the EFEDA experiment : 1. Local standpoint. *J. Hydrol.*, 156 : 351-370.
- Vandervaere, J.-P., Vauclin, M., Haverkamp, R. et Cuenca, R.H., 1994b.** Error analysis in estimating soil water balance of irrigated fields during the EFEDA experiment : 2. Spatial standpoint. *J. Hydrol.*, 156 : 371-388.
- Vandervaere, J.-P., Peugeot, C., Vauclin, M., Angulo Jaramillo, R., et Lebel, T., 1995.** Estimating hydraulic conductivity of crusted soils using disc infiltrometers and minitensiometers. *J. Hydrol.*, accepté.
- Van der Watt, H.V.H. et Valentin, C., 1992.** Soil crusting : the African view, in *Soil Crusting, Chemical and Physical Processes, Advances in Soil Science*, edited by M.E. Sumner et B.A. Stewart, Lewis Pub., pp. 301-338.
- Van Genuchten, M.Th., 1980.** A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44 : 892-898.
- Vauclin, M., Haverkamp, R. et Vachaud, G., 1979.** Résolution numérique d'une équation de diffusion non linéaire. Application à l'infiltration de l'eau dans les sols non saturés. Presses Universitaires de Grenoble.
- Vauclin, M., et Haverkamp, R., 1985a.** Solutions quasi analytiques de l'équation d'absorption de l'eau par les sols non saturés. I. Analyse critique. *Agronomie*, 5 : 597-606.
- Vauclin, M., et Haverkamp, R., 1985b.** Solutions quasi analytiques de l'équation d'absorption de l'eau par les sols non saturés. II. Problème inverse : détermination de la diffusivité capillaire. *Agronomie*, 5 : 607-611.
- Vauclin, M. et Chopart, J.-L., 1992.** L'infiltrométrie multi-disques pour la détermination in situ des caractéristiques hydrodynamiques de la surface d'un sol gravillonnaire de Côte d'Ivoire. *Agron. Trop.*, 46 : 259-271.
- Vauclin, M., Angulo Jaramillo, R. et Thony, J.-L., 1993.** L'infiltrométrie multi-disques pour la détermination in-situ de la perméabilité des sols. Dans *Géologie et confinement des déchets toxiques*, actes du Symposium International Geoconfine 93, Montpellier, 8-11 juin 1993, 351-356.
- Vauclin, M., Elrick, D.E., Thony, J.L., Vachaud, G. et Revol, Ph., 1994.** Hydraulic conductivity measurements of the spatial variability of a loamy soil. *Soil Tech.*, 7 : 181-195.
- Warrick, A.W. and Lomen, D.O., 1976.** Time-dependant linearized infiltration : III. Strip and disc sources. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 40 : 639-643.
- Warrick, A.W., 1992.** Models for disc infiltrometers. *Water Resour. Res.*, 28 : 1319-1327.
- Warrick, A.W. et Broadbridge, P., 1992.** Sorptivity and macroscopic capillary length relationships. *Water Resour. Res.*, 28 : 427-431.

- Warrick, A.W. et Ojeda, W., 1993.** Non-linear absorption of soil water from a disc source. *Adv. Water Resour.*, 16 : 285-292.
- Weir, G.J., 1987.** Steady infiltration from small shallow circular ponds. *Water Resour. Res.*, 23 : 733-736.
- White, I. et Perroux, K.M., 1987.** Use of sorptivity to determine field soil hydraulic properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51 : 1093-1101.
- White, I. et Sully, M.J., 1987.** Macroscopic and microscopic capillary length and time scales from field infiltration. *Water Resour. Res.*, 23 : 1514-1522.
- White, I. et Perroux, K.M., 1989.** Estimation of unsaturated hydraulic conductivity from field sorptivity measurements. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 53 : 324-329.
- White, I. et Sully, M.J., 1992.** On the variability and use of the hydraulic conductivity alpha parameter in stochastic treatments of unsaturated flow. *Water Resour. Res.*, 28 : 209-213.
- White, I., Sully, M.J. et Perroux, K.M., 1992.** Measurement of surface-soil hydraulic properties : disk permeameters, tension infiltrometers, and other techniques. In *Advances in measurement of soil physical properties : bringing theory into practice*. Soil Sci. Soc. Am. Special Publ., Madison, Wisconsin, USA, p. 69-103.
- Wooding, R.A., 1968.** Steady infiltration from a shallow circular pond. *Water Resour. Res.*, 4 : 1259-1273.
- Youngs, E.G., 1968.** An estimation of sorptivity for infiltration studies from moisture moment considerations. *Soil Sci.*, 106 : 157-163.
- Youngs, E.G., 1981.** Use of similar media theory in infiltration and runoff relationships, in *Pre-Symposium Proceedings of the International Symposium on Rainfall-Runoff Modeling*, Mississippi State University, MS. May 18-21, 1981, 109-110.
- Zayani, K., 1987.** L'infiltration dans les sols avec croûte : études expérimentale, numérique et quasi-analytique. Thèse de Doctorat de l'Institut National Polytechnique de Grenoble.

## LISTE DES FIGURES

### CHAPITRE 2

**Figure 2.1.** Représentation schématique de l'infiltromètre à disque

**Figure 2.2.** Maillage du sol effectué par 3DFLOW

### CHAPITRE 3

**Figure 3.1.** Schéma de principe de la méthode multi-rayons.

**Figure 3.2.** Schéma de principe de la méthode multi-potentiels (cas d'une fonction  $K(h)$  exponentielle).

**Figure 3.3.** Schéma de principe de la méthode multi-potentiels (cas d'une fonction  $K(h)$  exponentielle par morceaux).

**Figure 3.4.** Courbes caractéristiques pour "Grenoble Sand" (GS), "Yolo Light Clay" (YLC) et "Silt Loam" (SL) ; a,  $h(\theta)$ , b,  $K(\theta)$  et c,  $K(h)$ .

**Figure 3.5.** Rapport de la conductivité au potentiel d'écoulement [paramètre  $\alpha_1$ , équation (3.24)] pour "Grenoble Sand" (GS), "Yolo Light Clay" (YLC) et "Silt Loam" (SL).

**Figure 3.6.** Sous-estimation, par l'équation (3.31), de l'aire couverte à gauche par la fonction  $K(h)$  aux faibles potentiels.

**Figure 3.7.** Surestimation, par l'équation (3.31), de l'aire couverte à gauche par la fonction  $K(h)$  aux potentiels élevés.

**Figure 3.8.** Biais, en fonction du potentiel, des estimations  $\alpha_2$  [ligne pointillée, équation (3.27)] et  $\alpha_3$  [ligne pleine, équation (3.28)] par rapport à la valeur "vraie"  $\alpha_1$  [tirets, équation (3.24)], pour "Grenoble Sand" (GS), "Yolo Light Clay" (YLC) et "Silt Loam" (SL) et pour un rayon de 125 mm.

**Figure 3.9.** "Grenoble Sand" : biais, en fonction du potentiel, de l'estimation  $\alpha_3$  [équation (3.28)] par rapport à la valeur "vraie"  $\alpha_1$  [équation (3.24)] ; pour les rayons  $r=125$  et 40 mm.

**Figure 3.10.** Erreur relative sur l'estimation de  $K$  [méthode multi-potentiels, équation (3.15)] pour "Grenoble Sand" (GS), "Yolo Light Clay" (YLC) et "Silt Loam" (SL).

**Figure 3.11.** "Grenoble Sand" : estimation  $\alpha_3$  [équation (3.28)], en fonction du potentiel, par rapport à la valeur "vraie"  $\alpha_1$  [équation (3.24)], pour des incréments de pression  $\Delta h=40$  mm et 10 mm ; pour un rayon de 125 mm.

**Figure 3.12.** Méthode multi-potentiels : sensibilité de l'estimation de  $K$  [équation (3.15)] au paramètre  $\alpha$  (cercles) et rapport  $q_j/q_i$  correspondant (carrés), en fonction de  $\alpha$  ; avec des incréments de pression  $\Delta h=30$  mm (a) et 10 mm (b).

**Figure 3.13. Diminution de la précision sur la pente  $\alpha$  [équation (3.28)] quand  $h_2-h_1$  diminue (méthode multi-potentiels).**

**Figure 3.14. Détermination "classique" de la sorptivité aux temps courts : cas sans sable de contact (méthode mono-test).**

**Figure 3.15. Détermination "classique" de la sorptivité aux temps courts : cas avec sable de contact (méthode mono-test).**

## CHAPITRE 4

**Figure 4.1. "Grenoble sand",  $r=125$  mm,  $h_0=0$  ; flux d'infiltration simulés pour deux valeurs de la pression initiale du sol,  $h_i$ .**

**Figure 4.2. Flux d'infiltration simulés pour deux valeurs de potentiel imposé,  $h_0$  et deux rayons  $r$ , avec "Grenoble sand" (GS) et "Yolo Light Clay" (YLC).**

**Figure 4.3. Flux d'infiltration simulés pour  $h_0=0$  et deux rayons  $r$  ; les pointillés correspondent à la valeur de Wooding ; (GS), "Grenoble sand", (YLC), "Yolo Light Clay".**

**Figure 4.4. Erreur de surestimation du flux  $q_{grav}$  à  $t=t_{grav}$  par rapport à la valeur de Wooding ; erreur relative [(a) et (b), équation (4.2)] et erreur absolue [(c) et (d)] ; pour "Grenoble sand", (a) et (c), et "Yolo Light Clay", (b) et (d).**

**Figure 4.5. Méthode multi-rayons pour "Grenoble sand", (GS), et "Yolo Light Clay", (YLC).**

**Figure 4.6. Méthode multi-rayons : surestimation relative  $(\frac{\Phi - \Phi_v}{\Phi_v})$  du potentiel d'écoulement à  $t=t_{grav}$  pour "Grenoble sand" (GS) et "Yolo Light Clay" (YLC).**

**Figure 4.7. Méthode multi-rayons : surestimation relative  $(\frac{K - K_v}{K_v})$  de la conductivité à  $t=t_{grav}$  pour "Grenoble sand" (GS) et "Yolo Light Clay" (YLC).**

**Figure 4.8. Méthode multi-rayons : Situation théorique où tous les flux (carrés pleins) sont surestimés d'une même quantité  $Q$  par rapport à la valeur de Wooding (carrés vides).**

**Figure 4.9. Méthode multi-rayons : Situation théorique où tous les flux (carrés pleins) sont surestimés d'un même facteur  $C_s+1$  par rapport à la valeur de Wooding (carrés vides).**

**Figure 4.10. Méthode multi-rayons : Situation théorique où tous les flux (carrés pleins) sont surestimés d'une quantité inversement proportionnelle au rayon  $r$  par rapport à la valeur de Wooding (carrés vides).**

**Figure 4.11. Equation (4.13) ; flux d'infiltration simulés : surestimation relative par rapport à la valeur de Wooding en fonction du rapport temps/rayon ; pour "Grenoble sand", (a) et (b), et "Yolo Light Clay", (c) et (d) et pour des potentiels appliqués  $h_0=0$ , (a) et (c) et  $-150$  mm, (b) et (d). Figure (e) : identique à (d) mais en fonction de  $t$  et non de  $t/r$ .**

**Figure 4.12. Méthode multi-potentiels : flux d'infiltration simulés en fonction du potentiel ; pour "Grenoble sand" (GS) et "Yolo Light Clay" (YLC) et pour trois valeurs du rayon  $r$ .**

**Figure 4.13. Méthode multi-potentiels : estimation du paramètre  $\alpha$  [équation (3.17)] pour trois valeurs du rayon  $r$ , par rapport à la vraie valeur [équation (3.24)] ; pour "Grenoble sand" (GS) et "Yolo Light Clay" (YLC).**

**Figure 4.14. Méthode multi-potentiels : estimation de la conductivité pour trois valeurs du rayon  $r$ , par rapport à la vraie valeur  $K_v$  ; pour "Grenoble sand" (GS) et "Yolo Light Clay" (YLC).**

## CHAPITRE 5

**Figure 5.1. Zone d'étude de l'expérimentation EFEDA (d'après Braud et al., 1993).**

**Figure 5.2. EFEDA : flux en régime permanent pour les sites T13 et T14 (maïs irrigué), T16 et T18 (sol nu) et T2 (orge).**

**Figure 5.3. EFEDA : conductivités calculées par les méthodes MR (carrés),  $MP_1$  (cercles) et  $MP_2$  (triangles) pour les sites T13 et T14 (maïs irrigué), T16 et T18 (sol nu) et T2 (orge). Les lignes continues représentent les exponentielles ajustées.**

**Figure 5.4. EFEDA : Conductivités ajustées pour les sites T13 et T14 (maïs irrigué), T16 et T18 (sol nu) et T2 (orge) et pour différentes profondeurs.**

**Figure 5.5. EFEDA : Scattérogrammes des conductivités par méthodes MP avec deux rayons (a) et par méthodes MP et MR (b). Première bissectrice (1:1) et droite de régression linéaire (RL).**

**Figure 5.6. Zone d'étude de l'expérimentation HAPEX-Sahel (d'après Goutorbe et al., 1994).**

**Figure 5.7. HAPEX-Sahel, méthode MR : flux en régime permanent pour la jachère et le mil.**

**Figure 5.8. HAPEX-Sahel, méthode MP : flux d'infiltration en fonction du temps. Les valeurs encadrées indiquent le potentiel appliqué (en mm).**

**Figure 5.9. HAPEX-Sahel : conductivités calculées par les méthodes MR,  $MP_1$  et  $MP_2$ , avec les données 92 et 93, pour la jachère et le mil. Les lignes continues représentent les exponentielles ajustées (en deux morceaux pour la jachère).**

**Figure 5.10. HAPEX-Sahel : courbes de rétention pour le mil et la jachère. Les symboles correspondent aux points de mesure et les lignes continues, aux fonctions de Van Genuchten ajustées [équation (1.7)].**

**Figure 5.11. HAPEX-Sahel, mil : flux d'infiltration mesuré (symboles) et modélisé (ligne continue) avec les paramètres VGBC en drainage.**

**Figure 5.12. HAPEX-Sahel : teneur en eau volumique mesurée en fin d'essai (symboles) et calculée par la fonction de Van Genuchten en drainage (ligne continue).**



**Figure 5.13. HAPEX-Sahel, mil : flux d'infiltration mesuré (symboles) et modélisé (ligne continue) avec une valeur modifiée du paramètre  $h_g$  de la fonction de Van Genuchten.**

**Figure 5.14. HAPEX-Sahel, jachère : flux d'infiltration mesuré (symboles) et modélisé (ligne continue) avec une valeur modifiée du paramètre  $h_g$  de la fonction de Van Genuchten.**

**Figure 5.15. EFEDA : grilles de mesure du sol nu et du maïs irrigué. Les essais d'infiltration sont effectués aux intersections ; sont également portés les emplacements des tubes d'accès de sonde neutronique (X) et des mâts de mesure micrométéorologiques (M).**

**Figure 5.16. EFEDA, maïs irrigué : corrélation entre flux d'infiltration et teneur en eau initiale ( $r=-0.59$ ).**

**Figure 5.17. EFEDA : corrélation entre conductivité et sorptivité pour le sol nu et le maïs irrigué.**

**Figure 5.18. EFEDA : distribution statistiques de la sorptivité et du logarithme de la conductivité pour le sol nu (a et b, resp.) et le maïs irrigué (c et d, resp.).**

**Figure 5.19. EFEDA, sol nu : variogramme brut du flux d'infiltration.**

**Figure 5.20. EFEDA, maïs irrigué : variogramme brut du flux d'infiltration.**

**Figure 5.21. EFEDA, maïs irrigué : flux d'infiltration (a et b) et teneur en eau initiale (c et d) en fonction des positions sud-nord (a et c) et ouest-est (b et d).**

**Figure 5.22. EFEDA, maïs irrigué : variogramme du résidu du flux d'infiltration avec la teneur en eau initiale.**

**Figure 5.23. EFEDA, sol nu : variogramme brut de la sorptivité.**

**Figure 5.24. EFEDA, sol nu : variogramme brut de la conductivité (log).**

**Figure 5.25. EFEDA, maïs irrigué : variogramme brut de la sorptivité.**

**Figure 5.26. EFEDA, maïs irrigué : variogramme brut de la conductivité (log).**

**Figure 5.27. EFEDA, maïs irrigué : sorptivité (a et b) et conductivité (c et d) en fonction des positions sud-nord (a et c) et ouest-est (b et d).**

**Figure 5.28. EFEDA, maïs irrigué : corrélation entre sorptivité et teneur en eau initiale ( $r=-0.67$ , à gauche) et conductivité et teneur en eau initiale ( $r=-0.045$ , à droite).**

**Figure 5.29. EFEDA, maïs irrigué : variogramme du résidu de la sorptivité avec la teneur en eau initiale.**

## CHAPITRE 6

**Figure 6.1. EFEDA II : lame infiltrée cumulée (a) et flux d'infiltration (b) en fonction du temps. "REMP." indique les remplissages de réservoir.**

**Figure 6.2. EFEDA II : résultats de l'ajustement de l'ESRT sur  $I(t)$  ; sur la durée complète  $t_f$  (70 h, trait pointillé) et sur la durée réduite  $t_r$  (11 h, trait plein) ; aux temps longs (a) et aux temps courts (b).**

**Figure 6.3. EFEDA II : résultats de l'ajustement de l'ESRT sur  $I/t^{1/2}$  ; régression linéaire (a) et reproduction de l'évolution du flux aux temps longs (b) et aux temps courts (c).**

**Figure 6.4. EFEDA II : résultats de l'ajustement de l'ESRT sur  $dI/d(t^{1/2})$  ; régression linéaire (a) et reproduction de l'évolution du flux aux temps longs (b) et aux temps courts (c).**

**Figure 6.5. Effet d'un décalage de 10 secondes en  $t$  sur  $I/t^{1/2}$  (a) et sur  $dI/d(t^{1/2})$  (b).**

**Figure 6.6. Effet théorique d'une couche de contact sur la lame infiltrée cumulée (a), sur le flux (b), sur  $I/t^{1/2}$  (c) et sur  $dI/d(t^{1/2})$  (d) ; infiltration dans le sable seul (trait pointillé), dans le sol sans couche de sable (trait plein) et dans le sol avec couche de sable (points).**

**Figure 6.7. Cas théorique avec sable de contact : biais de l'ajustement direct sur  $I(t)$  et sur  $q(t)$  sans prise en compte du sable.**

**Figure 6.8. Infiltration dans une couche de sable SN : temps de saturation  $t_s$  (a) et teneur en eau finale (b) en fonction du potentiel imposé.**

**Figure 6.9. Infiltration dans une couche de sable SN : lame infiltrée cumulée (a), flux d'infiltration (b) et  $dI/d(t^{1/2})$  (c).**

**Figure 6.10. Sensibilité des coefficients  $S$  et  $B$  à la lame totale infiltrée en fonction du temps, pour "Grenoble Sand" (GS) et "Yolo Light Clay" (YLC).**

**Figure 6.11. Variations avec  $S$  du rapport  $S/B$  (pour  $A=2.12E-2$  mm/s et  $\Delta\theta=0.312$ ). La droite en pointillé joint les maximums des courbes correspondant aux différents rayons de source.**

**Figure 6.12. Diagramme S-K de quelques sols [Fuentes et al. (1992)]. Les droites correspondent à la condition  $B=2A$  pour différents rayons et pour des valeurs standard  $\gamma=0.75$ ,  $\beta=0.6$  et  $\Delta\theta=0.4$ .**

**Figure 6.13. Essais d'infiltration simulés, sous la forme  $p(t^{1/2})$ .**

**Figure 6.14. Sable de Grenoble : paramètres  $S$  (a) et  $B$  (b) ajustés, en fonction du potentiel. Les lignes continues correspondent aux valeurs théoriques.**

**Figure 6.15. "Yolo light clay" : paramètres  $S$  (a) et  $B$  (b) ajustés, en fonction du potentiel. Les lignes continues correspondent aux valeurs théoriques.**

**Figure 6.16. Ajustement des paramètres  $S$  et  $B$  sur essais simulés : effet de la durée  $t_f$  considérée, pour "Grenoble Sand" (GS) et "Yolo Light Clay" (YLC).**

**Figure 6.17. Ajustement des paramètres  $S$  et  $B$  sur essais simulés : précision des estimations (écart-type d'estimation/valeur estimée) suivant la durée  $t_f$  considérée, pour "Grenoble Sand" (GS) et "Yolo Light Clay" (YLC).**

**Figure 6.18. Résidus de régression sur  $p(t^{1/2})$ .**

**Figure 6.19. Comparaison entre flux d'infiltration par simulation numérique (points), par ESRT théorique (trait plein) et par ESRT ajustée (trait pointillé).**

**Figure 6.20. Schéma de l'infiltromètre quart-de-disque de BE Clothier.**

**Figure 6.21. Sable S31 : essai d'infiltration en colonne [flux,  $q$  et  $dl/d(t^{1/2})$ ,  $p$ ].**

**Figure 6.22. Sable S31 : essai d'infiltration dans la boîte [flux,  $q$  et  $dl/d(t^{1/2})$ ,  $p$ ].**

**Figure 6.23. Coefficient  $S$  de l'ESRT (boîte) ou de l'équation (1.32) (colonne) pour le sol de la Côte St André (CSA) et pour le sable S31, en fonction du potentiel.**

**Figure 6.24. Estimation de la sorptivité par régression linéaire sur  $l(t^{1/2})$ . Rapport de la valeur estimée à la valeur théorique en fonction de la durée  $t_a$  prise en compte, pour "Grenoble Sand" (GS) et "Yolo Light Clay" (YLC) et pour deux valeurs de potentiel  $h_0$ .**

**Figure 6.25. Essai d'infiltration avec le disque de rayon 40 mm (jachère) ; (a) : lame infiltrée,  $l$ , et flux,  $q$  ; (b) : estimation de la sorptivité par  $p(t^{1/2})$ .**

## CHAPITRE 7

**Figure 7.1. Potentiel d'écoulement  $\Phi$  au voisinage de la saturation : comparaison entre valeurs calculées par intégrale (trait continu) et par l'équation (7.4) (points).**

**Figure 7.2. Sable de Grenoble : conductivité calculée par méthode MTP avec  $S$  ajustée sur essais simulés (a) et avec  $S$  quasi-exacte (b).**

**Figure 7.3. "Yolo light clay" : conductivité calculée par méthode MTP avec  $S$  ajustée sur essais simulés (a) et avec  $S$  quasi-exacte (b).**

**Figure 7.4. Méthode MRT avec les valeurs de  $B$  ajustées sur essais simulés.**

**Figure 7.5. Conductivité calculée par méthode MRT. Les tirets supérieurs et inférieurs correspondent respectivement à  $\beta=1$  et  $\beta=0$ . La valeur de référence (Brooks et Corey) est portée en trait plein.**

**Figure 7.6. Conductivité calculée par dérivation de  $\Phi(h)$ .  $\Phi$  est calculé par l'équation (7.4) avec la valeur de  $S$  quasi-exacte [équation (1.38)].**

**Figure 7.7. Comparaison entre valeurs de sorptivité, estimée par le premier coefficient de l'ESRT (carrés) et estimée par méthode MRT (cercles). La valeur quasi-exacte de Parlange (1975) [équation (1.38)] est portée en trait plein.**

**Figure 7.8. Conductivité calculée par dérivation de  $\Phi(h)$ .  $\Phi$  est calculé par l'équation (7.4) avec la valeur de  $S$  estimée par le premier coefficient de l'ESRT (carrés) et estimée par méthode MRT (cercles). La valeur de référence (Brooks et Corey) est portée en trait plein.**

## CHAPITRE 8

- Figure 8.1.** HAPEX-Sahel, mil ; exemple d'essai d'infiltration double-disque : flux d'infiltration (a) et  $p(t^{1/2})$  (b).
- Figure 8.2.** HAPEX-Sahel, jachère ; exemple d'essai d'infiltration double-disque : flux d'infiltration (a) et  $p(t^{1/2})$  (b).
- Figure 8.3.** HAPEX-Sahel, jachère ; coefficients  $S$  et  $B$  ajustés en fonction du potentiel.
- Figure 8.4.** HAPEX-Sahel, mil ; coefficients  $S$  et  $B$  ajustés en fonction du potentiel.
- Figure 8.5.** HAPEX-Sahel, jachère ; conductivité calculée par méthodes MTT et MRT.
- Figure 8.6.** HAPEX-Sahel, jachère ; sorptivité calculée par méthodes MTT et MRT.
- Figure 8.7.** HAPEX-Sahel, jachère ; potentiel d'écoulement (méthodes SMT et SMR).
- Figure 8.8.** HAPEX-Sahel, jachère ; conductivité calculée par méthodes SMT et SMR.
- Figure 8.9.** HAPEX-Sahel, mil ; conductivité calculée par méthodes MTT et MRT.
- Figure 8.10.** HAPEX-Sahel, mil ; sorptivité calculée par méthodes MTT et MRT.
- Figure 8.11.** EFEDA ; coefficients  $S$  et  $B$  ajustés en fonction du potentiel.
- Figure 8.12.** EFEDA ; comparaison des résultats des méthodes transitoires avec les valeurs de référence, méthodes MTP (a), MTT (b) et MRT (c).
- Figure 8.13.** EFEDA ; comparaison des résultats des méthodes classiques avec les valeurs de référence, méthodes MR (a), MP1 (b) et MP2 (c).
- Figure 8.14.** EFEDA, sol nu ; exemple d'essai d'infiltration rejeté.
- Figure 8.15.** EFEDA, sol nu ; scattérogramme des méthodes mono-test, MTP et MTT.
- Figure 8.16.** EFEDA, maïs irrigué ; exemple d'essai d'infiltration, lame infiltrée cumulée (a) et  $p(t^{1/2})$  (b).
- Figure 8.17.** EFEDA, sol nu ; essais d'infiltration sous formes brute (a et b) et adimensionnée (c et d) (23 essais sont représentés).
- Figure 8.18.** EFEDA, maïs irrigué ; essais d'infiltration sous formes brute (a et b) et adimensionnée (c et d) (22 essais sont représentés).
- Figure 8.19.** Diagramme S-K de quelques sols en place (triangles) ; les numéros réfèrent au tableau 8.5 ; les sols de [Fuentes et al. (1992)] sont reportés pour comparaison (carrés). Les droites correspondent à la condition  $B=2A$  pour différents rayons et pour des valeurs standard  $\gamma=0.75$ ,  $\beta=0.6$  et  $\Delta\theta=0.4$ .
- Figure 8.20.** Variations de  $t_{stab}$  avec  $S$  (pour une valeur de  $K$  prise à titre d'exemple).

## CHAPITRE 9

**Figure 9.1.** Brousse tigrée : vue générale.

**Figure 9.2. Croûte structurale (ST), partiellement décapée.**

**Figure 9.3. Croûte de décantation (DEC).**

**Figure 9.4. Schéma de montage des minitensiomètres.**

**Figure 9.5. Schéma de l'orifice tensiométrique.**

**Figure 9.6. Croûte ST : essai d'infiltration à -10 mm de pression imposée. a : lame infiltrée cumulée ( $l$ ) et pression dans le sol ( $h_1$ ) ; b : leurs dérivées par rapport au temps ; c : estimation de la sorptivité par  $p(t^{1/2})$ .**

**Figure 9.7. Croûte ST : zone humectée après un essai avec le disque de rayon 40 mm.**

**Figure 9.8. Croûte ST : essai d'infiltration à -100 mm de pression imposée. a : lame infiltrée cumulée ( $l$ ) et pression dans le sol ( $h_1$ ) ; b : leurs dérivées par rapport au temps ; c : estimation de la sorptivité par  $p(t^{1/2})$ .**

**Figure 9.9. Exemple d'essai d'infiltration non analysé.**

**Figure 9.10. Exemple d'essai d'infiltration avec ralentissement au passage de l'interface croûte-sol.**

**Figure 9.11. Sorptivité en fonction de la pression imposée pour les croûtes ST et DEC et le sol sous-jacent SUB.**

**Figure 9.12. Potentiel d'écoulement [équation (7.4)] en fonction de la pression imposée pour les croûtes ST et DEC et le sol sous-jacent SUB [les barres d'erreur correspondent à l'équation (9.6)].**

**Figure 9.13. Conductivité hydraulique en fonction de la pression imposée pour les croûtes ST et DEC et le sol sous-jacent SUB.**

**Figure 9.14. Densité de distribution volumétrique de pores par porosimétrie au mercure, d'après Fies (1992a).**

**Figure 9.15. Taille de pore hydrauliquement fonctionnel ( $\lambda_m$ ) en fonction du diamètre moyen de particules ( $d$ ), d'après White et Sully (1987).**

**Figure 9.16. Principe de l'estimation quadratique de la sorptivité.**

**Figure 9.17. Scattérogramme des estimations  $S$  et  $S_Q$  de la sorptivité.**

**Figure 9.18. Schéma des prélèvements d'humidité en fin d'essai (les numéros correspondent à l'ordre des prélèvements).**

**Figure 9.19. Teneur en eau finale ( $\theta_f$ ) pour les croûtes ST et DEC.**

**Figure 9.20. Teneur en eau ( $\theta_{inf}$ ) du prélèvement inférieur avec (sous ST, sous DEC) et sans (sous SUB) effet d'impédance de la croûte.**

**Figure 9.21. Décomposition en trois termes de la lame infiltrée à l'instant  $t=t_d$  [équation (9.17)].**

**Figure 9.22. Scattérogramme des estimations  $S$  et  $S_1$  de la sorptivité.**

**Figure 9.23. Essai pseudo-monodimensionnel : cylindre et fosse tensiométrique.**

**Figure 9.24. Essai pseudo-monodimensionnel : après dépose de la couche de sable de contact et installation des minitensiomètres.**

**Figure 9.25. Essai pseudo-monodimensionnel : minitensiomètres mis à jour après essai.**

**Figure 9.26. Essai pseudo-monodimensionnel : réponse en pression des tensiomètres.**

**Figure 9.27. Essai pseudo-monodimensionnel : évolution du flux d'infiltration (les nombres encadrés indiquent la valeur  $h_0$  de la pression imposée en surface).**

**Figure 9.28. Comparaison du flux pseudo-monodimensionnel  $q_{1d}$  avec les valeurs de conductivité obtenues par les méthodes classiques.**

## CHAPITRE 10

**Figure 10.1. Schéma de principe du modèle bi-couche "Green et Ampt".**

**Figure 10.2. Modèle PFC : flux d'infiltration en fonction du temps pour diverses configurations du sol et pour une pluie d'intensité constante 40 mm/h.**

**Figure 10.3. Modèle PFV : flux d'infiltration en fonction du temps pour diverses configurations du sol et pour une pluie d'intensité constante 40 mm/h.**

**Figure 10.4. Modèle PFC : lame ruissellée en fonction du temps avec et sans croûte DEC ( $e=6$  mm) pour des intensités de pluie de 40 et 100 mm/h.**

**Figure 10.5. Modèle PFC : lame ruissellée en fonction du temps pour trois épaisseurs de croûte DEC et trois intensités de pluie ; les flèches indiquent les épaisseurs croissantes.**

**Figure 10.6. Hyétogrammes des six événements retenus.**

**Figure 10.7. Modèle PFC : flux d'infiltration et lame ruissellée cumulée en fonction du temps pour les configurations avec croûte ST, avec croûte DEC et sans croûte (haut). Hyétogramme de l'événement (bas).**

**Figure 10.8. Modèles PFC et PFV : lame ruissellée calculée ( $R$ ) en fonction de la valeur mesurée ( $R_m$ ) pour 6 événements et 3 configurations.**

**Figure 10.9. Temps d'apparition du ruissellement : comparaison entre intervalle théorique [courbes, équations (10.11)] et valeurs calculées par le modèle (symboles).**

## LISTE DES TABLEAUX

### CHAPITRE 1

Tableau 1.1. Types de particule suivant leur taille.

### CHAPITRE 3

Tableau 3.1. Paramètres VGBC [équations (1.7) et (1.10)] des trois sols étudiés.

### CHAPITRE 4

Tableau 4.1. Conductivité, sorptivité [équation (1.38)] et paramètre  $\alpha$  [équation (3.24)] pour "Grenoble Sand" (GS) et "Yolo Light Clay" (YLC).

Tableau 4.2. Temps gravitaire [équation (1.46)] et géométrie [équation (1.47)] pour "Grenoble Sand" (GS) et "Yolo Light Clay" (YLC).

Tableau 4.3. Flux axisymétriques,  $q_{grav}$ , à  $t = t_{grav}$  pour "Grenoble Sand".

Tableau 4.4. Flux axisymétriques,  $q_{grav}$ , à  $t = t_{grav}$  pour "Yolo Light Clay".

Tableau 4.5. Coefficients de surestimation [équation (4.2)] pour "Grenoble Sand".

Tableau 4.6. Coefficients de surestimation [équation (4.2)] pour "Yolo Light Clay".

Tableau 4.7. "Grenoble Sand" : Conductivité  $K$  et potentiel d'écoulement  $\Phi$  avec leurs écart-types d'estimation et coefficients de variation par la méthode multi-rayons. La conductivité "vraie"  $K_V$  du modèle VGBC est également indiquée.

Tableau 4.8. "Yolo Light Clay" : Conductivité  $K$  et potentiel d'écoulement  $\Phi$  avec leurs écart-types d'estimation et coefficients de variation par la méthode multi-rayons. La conductivité "vraie"  $K_V$  du modèle VGBC est également indiquée.

### CHAPITRE 5

Tableau 5.1. EFEDA : résultats des analyses granulométriques.

Tableau 5.2. Jachère : Flux axisymétriques  $q$  (mm/s) en régime permanent. Les moyennes, écarts-type et coefficients de variation sont donnés en gras ; le signe / indique que le régime permanent n'a pu être obtenu.

Tableau 5.3. Mil : Flux axisymétriques  $q$  (mm/s) en régime permanent. Les moyennes, écarts-type et coefficients de variation sont donnés en gras ; le signe / indique que le régime permanent n'a pu être obtenu.

Tableau 5.4 Paramètres des fonctions  $K(h)$  ajustées pour la jachère et le mil [équations (1.11) et (1.42)].

Tableau 5.5. Moyennes et écarts-type de densité apparente sèche, teneur volumique en eau et pression d'eau des échantillons prélevés au cylindre.

Tableau 5.6. Paramètres ajustés de la fonction de rétention de Van Genuchten ( $\theta_r$  a été fixé à 0).

Tableau 5.7. Résultats pour le sol nu BAR 2.

Tableau 5.8. Résultats pour le maïs irrigué BAR 5 (le signe / indique que la valeur n'a pu être calculée).

Tableau 5.9. Teneur en eau volumique initiale des sites BAR 2 et BAR 5 à deux profondeurs.

## CHAPITRE 6

Tableau 6.1. Paramètres ajustés sur  $I(t)$  [équation (6.7b)], pour deux durées.

Tableau 6.2. Paramètres ajustés sur  $I/t^{1/2}$  [équation (6.12)], pour deux durées.

Tableau 6.3. Paramètres ajustés sur  $dI/dt$  [équation (6.10)], pour deux durées.

Tableau 6.4. Paramètres ajustés sur  $\partial I / \partial t^{1/2}$  [équation (6.14)], pour deux durées.

Tableau 6.5. Paramètres de l'équation d'infiltration (6.7) pour "Grenoble Sand" (GS) et "Silt Loam" (SL).

Tableau 6.6. Principe de calcul du flux  $q$  perturbé par la couche de sable

Tableau 6.7. Paramètres obtenus par ajustement sur  $I(t)$  [équation (6.7b)] et sur  $q(t)$  [équation (6.10)] ; cas avec sable de contact.

Tableau 6.8. Sorptivité réelle [ $S$ , équation (1.38)] et théorique optimale [ $S_{opt}$ , équation (6.23)] pour quelques sols et deux valeurs de potentiel imposé, avec  $r=125$  mm.

Tableau 6.9. Rayon minimal  $r_m$  (mm) [équation (6.25)] pour quelques sols et deux valeurs de potentiel imposé.

Tableau 6.10. Valeurs théoriques des paramètres de l'ESRT pour "Grenoble Sand".

Tableau 6.11. Valeurs théoriques des paramètres de l'ESRT pour "Yolo Light Clay".

Tableau 6.12. Temps expérimental,  $t_{exp}$  [équation (6.26)] et temps gravitaire,  $t_{grav}$ , pour deux potentiels  $h_0$  et pour "Grenoble Sand" (GS) et "Yolo Light Clay" (YLC).

## CHAPITRE 7

Tableau 7.1.  $\Delta K/K$  théorique ( $r=125$  mm).

Tableau 7.2.  $\Delta K/K$ , cas ① ( $r=125$  mm).



Tableau 7.3.  $\Delta K/K$ , cas ② ( $r=125$  mm).

Tableau 7.4.  $\Delta A/A$  théorique ( $r=125$  mm).

## CHAPITRE 8

Tableau 8.1. Rayons de disque et potentiels utilisés lors des essais *in situ*.

Tableau 8.2. Jachère : résultats des méthodes "indirectes".

Tableau 8.3. Sol nu BAR 2 : moyenne, écart-type et coefficient de variation des conductivités calculées par les méthodes mono-test (sur 23 valeurs).

Tableau 8.4. Mais irrigué BAR 5 : moyenne, écart-type et coefficient de variation des conductivités calculées par les méthodes mono-test (sur 22 valeurs).

Tableau 8.5. Sorptivité et conductivité mesurées par infiltromètres à disque pour quelques sols en place.  $n^{OS}$  1 à 9 : ce travail ;  $n^{OS}$  10, 11, 13 et 14 : Angulo Jaramillo et al. (1994a) ;  $n^O$  12 : Angulo Jaramillo et al. (1995) ;  $n^{OS}$  15 et 16 : Vauclin et Chopart (1992) ;  $n^{OS}$  17 et 18 : Thony et al. (1991) ;  $n^O$  19 : Angulo Jaramillo et al. (1994b) ;  $n^O$  20 : Vauclin et al. (1993) ;  $n^O$  21 : Gaudet et al. (1995).

Tableau 8.6. Teneurs en eau initiale et finale, rayon minimal [équation (6.25)] et rapport  $S/S_{opt}$  [équation (6.23)] pour quelques sols en place.

## CHAPITRE 9

Tableau 9.1. Densité du sol sous-jacent de la brousse tigrée (les écart-types sont donnés entre parenthèses).

Tableau 9.2. Principaux résultats pour les croûtes structurales (ST), les croûtes de décantation (DEC) et le sol sous-jacent (SUB) de la brousse tigrée.

Tableau 9.3. Conductivité hydraulique à saturation par notre méthode ( $K_S$ ), par la méthode de la tache saturée ( $K_{ts}$ ; Fies, 1992a) et intensité limite de ruissellement par simulation de pluie ( $I_r$ ; Casenave et Valentin, 1992), pour les croûtes structurales (ST) et de décantation (DEC).

Tableau 9.4. Ratio des fronts d'infiltration horizontal et vertical,  $x/z$ , sur croûtes (les écart-types sont donnés entre parenthèses).

Tableau 9.5. Méthode multi-potentiels : comparaison des valeurs de flux en régime permanent en géométrie pseudo-monodimensionnelle ( $q_{1d}$ ) et axisymétrique ( $q_{3d}$ ).

## CHAPITRE 10

Tableau 10.1. Résultats de simulation des modèles PFC et PFV pour SUB, ST et DEC : lames infiltrée (I) et ruissellée (R), facteur de réduction de  $K_{sub}$  ( $f$ ), temps d'apparition du ruissellement ( $t_R$ ) et temps de saturation de la croûte ( $t_{BC}$ ).

**Tableau 10.2. Résultats de simulation du modèle PFC pour SUB et DEC et pour diverses intensités de pluie  $i_p$  : lames infiltrée (I) et ruissellée (R), coefficient de ruissellement  $[R/(I+R)]$  et rapport des lames ruissellées avec et sans croûte.**

**Tableau 10.3. Résultats de simulation du modèle PFC pour des croûtes DEC de différentes épaisseurs  $e$  et pour diverses intensités de pluie  $i_p$  : lame ruissellée (R), temps d'apparition du ruissellement ( $t_R$ ) et temps de saturation de la croûte ( $t_{BC}$ ).**

**Tableau 10.4. Ecart relatif quadratique moyen entre lames ruissellées mesurée et calculée (sans l'événement du 05/08/93).**

**ANNEXE A1 : RESULTATS DETAILLES DES MESURES EFFECTUEES SUR  
BAR 2 ET BAR 5 (ETUDE DE VARIABILITE SPATIALE, § 5.4).**

Point	$\rho_d$ (g/cm <sup>3</sup> )	$\rho_d$ (g/cm <sup>3</sup> )	$\theta_i$	$\theta_f$	$q_\infty$	S	K (cm/h)
	(0-5 cm)	(5-10 cm)	(cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	(cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	(cm/h)	(cm/h <sup>1/2</sup> )	
A1	0.86	1.21	0.044	0.313	5.5	2.6	4.1
A2	0.90	1.00	0.036	0.295	4.4	1.8	3.7
A3	0.98	1.03	0.048	0.327	5.0	3.1	3.0
A4	1.02	1.00	0.048	0.336	5.7	2.8	4.2
A5	1.06	1.01	0.056	0.371	3.6	1.7	3.1
B1	0.88	1.00	0.042	0.315	5.0	2.7	3.5
B2	0.82	1.03	0.037	0.283	4.9	2.7	3.2
B3	0.99	1.21	0.049	0.327	4.7	2.5	3.4
B4	0.92	0.99	0.045	0.330	6.2	3.1	4.3
B5	1.01	1.03	0.058	0.361	5.4	2.2	4.4
C1	0.89	1.01	0.037	0.304	4.1	2.1	3.2
C2	0.86	1.04	0.042	0.282	4.6	2.5	3.2
C3	0.97	1.05	0.044	0.303	4.5	2.2	3.4
C4	1.01	1.13	0.049	0.364	6.0	2.9	4.5
C5	1.18	1.15	0.066	0.481	6.2	3.4	4.6
C6	1.07	0.95	0.055	0.388	3.6	2.2	2.8
D1	0.90	0.98	0.033	0.268	5.4	2.4	4.0
D2	0.97	0.98	0.044	0.304	4.7	2.4	3.5
D3	0.97	1.28	0.045	0.348	5.5	3.4	3.4
D4	0.92	1.04	0.052	0.347	4.9	2.3	3.9
D5	1.00	1.23	0.054	0.352	3.6	2.4	2.6
D6	0.85	1.09	0.045	0.298	4.2	2.3	3.0
D7	0.93	1.03	0.039	0.276	3.5	2.7	1.8
E2	0.96	1.19	0.046	0.284	4.9	2.5	3.4
E3	1.10	1.23	0.070	0.395	5.0	2.3	4.1
E4	0.95	1.00	0.053	0.346	4.1	2.4	3.0
E5	1.04	1.04	0.059	0.364	4.0	2.5	2.9
E6	1.02	1.04	0.052	0.346	4.0	2.0	3.2
E7	1.10	1.06	0.069	0.365	3.5	2.9	1.9
moyenne	0.970	1.070	0.049	0.333	4.71	2.52	3.42
écart- type	0.085	0.091	0.009	0.045	0.80	0.41	0.70
CV (%)	8.8	8.5	19.3	13.4	17.0	16.4	20.5

Tableau A1.1. Résultats pour le sol nu BAR 2.

Point	$\rho_d$ (g/cm <sup>3</sup> ) (0-5 cm)	$\rho_d$ (g/cm <sup>3</sup> ) (5-10 cm)	$\theta_i$ (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	$\theta_f$ (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	$q_\infty$ (cm/h)	S (cm/h <sup>1/2</sup> )	K (cm/h)
A1	1.21	1.19	0.174	0.320	1.08	0.65	0.91
A2	1.27	1.15	0.156	0.451	1.92	1.2	1.7
A3	1.32	1.11	0.232	0.443	1.47	1.1	1.2
B1	1.09	1.19	0.075	0.317	3.05	2.1	2.0
B2	1.22	1.13	0.143	0.391	2.15	1.7	1.5
B3	1.17	1.15	0.136	0.408	2.38	1.7	1.7
B4	1.23	1.20	0.174	0.462	2.26	/	/
B5	1.11	1.06	0.176	0.410	2.46	1.5	1.9
C1	1.09	1.15	0.049	0.328	3.71	3.4	1.4
C2	1.27	1.22	0.095	0.432	3.64	1.7	3.1
C3	1.30	1.13	0.150	0.396	2.09	1.2	1.7
C4	1.24	1.25	0.159	0.399	2.52	2.0	1.6
C5	1.27	1.21	0.125	0.406	2.12	/	/
C6	1.16	1.05	0.190	0.406	3.28	1.9	2.4
D1	1.13	1.19	0.094	0.330	3.00	2.6	1.4
D2	1.01	1.14	0.057	0.304	3.05	2.7	1.4
D3	0.95	1.20	0.084	0.252	2.29	2.0	1.0
D4	1.10	1.19	0.146	0.385	3.17	2.2	2.0
D5	0.92	1.30	0.105	0.297	2.29	1.2	1.9
E1	1.09	1.18	0.100	0.358	3.85	2.2	2.8
E2	0.99	1.15	0.091	0.324	3.17	2.7	1.5
E3	1.20	1.37	0.111	0.377	2.63	2.3	1.5
E4	1.27	1.27	0.175	0.445	2.35	2.3	1.2
F1	1.05	1.16	0.117	0.325	2.60	1.7	1.8
F2	0.98	1.24	0.077	0.294	2.55	2.4	1.0
moyenne	1.145	1.183	0.128	0.370	2.60	1.93	1.68
écart- type	0.115	0.069	0.046	0.058	0.67	0.63	0.54
CV (%)	10.1	5.9	35.9	15.6	25.7	32.8	32.3

Tableau A1.2. Résultats pour le maïs irrigué BAR 5 (le signe / indique que la valeur n'a pu être calculée).

**ANNEXE A2 : RESULTATS D'AJUSTEMENT DES PARAMETRES S ET B SUR  
ESSAIS SIMULES POUR GRENOBLE SAND ET YOLO LIGHT CLAY (§ 6.4).**

$h_0$ (mm)	0	-10	-40	-70	-100	-150
$r = 125$ mm	1.57 (-15%)	1.52 (-15%)	1.33 (-15%)	1.11 (-14%)	0.91 (-11%)	0.60 (-9%)
$r = 40$ mm	1.53 (-18%)	1.47 (-17%)	1.28 (-18%)	1.08 (-16%)	0.88 (-14%)	0.59 (-11%)
$r = 24.25$ mm	1.60 (-14%)	1.53 (-14%)	1.32 (-15%)	1.11 (-14%)	0.90 (-12%)	0.59 (-10%)

Tableau A2.1. Résultats d'ajustement du paramètre  $S$  (mm/s<sup>1/2</sup>) par régression linéaire sur  $p=f(t^{1/2})$  pour "Grenoble Sand" (les erreurs relatives par rapport à la valeur vraie sont données entre parenthèses).

$h_0$ (mm)	0	-10	-40	-70	-100	-150
$r = 125$ mm	1.0E-1 (+15%)	9.5E-2 (+16%)	7.5E-2 (+16%)	5.5E-2 (+17%)	3.7E-2 (+17%)	1.7E-2 (+12%)
$r = 40$ mm	2.5E-1 (+9%)	2.3E-1 (+10%)	1.8E-1 (+10%)	1.3E-1 (+11%)	8.7E-2 (+12%)	3.9E-2 (+9%)
$r = 24.25$ mm	3.8E-1 (+5%)	3.6E-1 (+7%)	2.8E-1 (+7%)	2.0E-1 (+8%)	1.3E-1 (+11%)	6.1E-2 (+8%)

Tableau A2.2. Résultats d'ajustement du paramètre  $B$  (mm/s) par régression linéaire sur  $p=f(t^{1/2})$  pour "Grenoble Sand" (les erreurs relatives par rapport à la valeur vraie sont données entre parenthèses).

$h_0$ (mm)	0	-10	-40	-70	-100	-150
$r = 125$ mm	0.173 (-8%)	0.170 (-8%)	0.161 (-8%)	0.152 (-8%)	0.143 (-8%)	0.128 (-8%)
$r = 40$ mm	0.178 (-6%)	0.175 (-5%)	0.164 (-6%)	0.154 (-7%)	0.144 (-7%)	0.129 (-7%)
$r = 24.25$ mm	0.192 (+2%)	0.188 (+2%)	0.176 (+1%)	0.165 /	0.154 (-1%)	0.136 (-2%)

Tableau A2.3. Résultats d'ajustement du paramètre  $S$  (mm/s<sup>1/2</sup>) par régression linéaire sur  $p=f(t^{1/2})$  pour "Yolo Light Clay" (les erreurs relatives par rapport à la valeur vraie sont données entre parenthèses. / correspond à une erreur inférieure à 0.1%).

$h_0$ (mm)	0	-10	-40	-70	-100	-150
$r = 125$ mm	4.8E-4 (+0.6%)	4.7E-4 (+1.5%)	4.2E-4 (+0.7%)	3.7E-4 (-0.3%)	3.3E-4 (-1.8%)	2.7E-4 (-2.6%)
$r = 40$ mm	1.4E-3 (-1.4%)	1.3E-3 /	1.2E-3 /	1.1E-3 /	9.6E-4 (-0.7%)	7.9E-4 (-0.8%)
$r = 24.25$ mm	2.2E-3 (-2.2%)	2.2E-3 (-0.9%)	2.0E-3 (-0.5%)	1.7E-3 (-1.1%)	1.6E-3 (-1.3%)	1.3E-3 (-0.8%)

*Tableau A2.4. Résultats d'ajustement du paramètre B (mm/s) par régression linéaire sur  $p=f(t^{1/2})$  pour "Yolo Light Clay" (les erreurs relatives par rapport à la valeur vraie sont données entre parenthèses. / correspond à une erreur inférieure à 0.1%).*

**ANNEXE A3 : RESULTATS DES MESURES DE DENSITE AU SABLE (§ 9.4.1).**

Essai	V <sub>BT</sub> (cm <sup>3</sup> )	M <sub>BT</sub> sèche (g)	ρ <sub>BT</sub> (g/cm <sup>3</sup> )	V <sub>c</sub> (cm <sup>3</sup> )	M <sub>c</sub> (g)	ρ <sub>c</sub> (g/cm <sup>3</sup> )	ρ <sub>sol</sub> (g/cm <sup>3</sup> )
1	571	968	1.70	0	0	/	1.70
2	697	1225	1.76	109	268	2.46	1.63
3	1043	1814	1.74	140	361	2.57	1.61
4	719	992	1.38	17.3	43.9	2.54	1.35
5	538	914	1.70	50	127	2.55	1.61
6	520	827	1.59	49	126	2.55	1.49
moyenne			1.67			2.53	1.56

*Tableau A3.1. Sol sous-jacent de la brousse tigrée : densité par méthode au sable ; Volumes (V), masses (M) et masse volumique (ρ) pour les cailloux (indice c), le sol seul (indice sol) et l'ensemble sol+cailloux (indice BT).*

**ANNEXE A4 : RESULTATS DES MESURES DE DENSITE DE CROUTES PAR  
POUSSEE HYDROSTATIQUE (§ 9.4.2).**

Essai	e (mm)	M <sub>s</sub> (g)	V (cm <sup>3</sup> )	ρ <sub>cr</sub> (g/cm <sup>3</sup> )
1	4 - 9	10.5	7.15	1.47
2	5	10.4	9.55	1.51
3	7.5	7.61	5.42	1.40
4	5	14.2	9.91	1.43
5	5	12.2	8.48	1.44
6	6	21.3	14.4	1.48
7	5	14.6	10.0	1.46
8	5	12.4	8.61	1.44
9	5 - 8	17.2	12.2	1.40
10	6 - 8	17.2	10.8	1.59
11	5	8.63	5.71	1.51
moyenne	6			1.47 ± 0.06

*Tableau A4.1. Croûtes DEC : épaisseur (e), masse sèche (M<sub>s</sub>), volume par poussée hydrostatique (V) et masse volumique (ρ<sub>cr</sub>).*

Essai	e (mm)	M <sub>s</sub> (g)	V (cm <sup>3</sup> )	ρ <sub>cr</sub> (g/cm <sup>3</sup> )
1	10	26.0	15.5	1.70
2	10 - 12.5	19.8	12.1	1.63
3	10	15.2	9.08	1.67
4	11	14.2	8.33	1.70
5	8	20.0	11.8	1.69
6	11	29.9	17.7	1.69
7	10	34.7	20.3	1.71
8	11	20.8	12.6	1.65
9	13 - 17	32.1	19.1	1.69
10	11 - 15	30.7	18.0	1.71
11	8 - 12	26.5	15.4	1.72
moyenne	11			1.68 ± 0.03

*Tableau A4.2. Croûtes ALG : épaisseur (e), masse sèche (M<sub>s</sub>), volume par poussée hydrostatique (V) et masse volumique (ρ<sub>cr</sub>).*



**ANNEXE A5 : CALCULS D'ERREUR SPATIALE SUR LA CONDUCTIVITE  
HYDRAULIQUE DES CROUTES (§ 9.6.2).**

	ST	DEC	SUB
$\delta^+$	- 2.66	- 3.25	- 2.05
$\delta^-$	-3.12	- 3.76	- 2.56
$\alpha^+$ (mm <sup>-1</sup> )	0.017	0.019	0.023
$\alpha^-$ (mm <sup>-1</sup> )	0.010	0.010	0.015
$K_s^+$ (mm/s)	1.2e-3	7.3e-4	2.9e-3
$K_s^-$ (mm/s)	4.6e-4	2.4e-4	1.1e-3
$f_s$	1.61	1.75	1.61

*Tableau A5.1. Brousse tigrée : paramètres de calcul de l'erreur spatiale sur la conductivité hydraulique des croûtes ST et DEC et du sol sous-jacent SUB [équations (9.7) à (9.13)].*

**ANNEXE A6 : CALCUL DU VOLUME DE LA ZONE HUMECTEE A LA PERIPHERIE DU DISQUE (§ 9.9).**

D'après le premier théorème de Pappus, le volume de la zone humectée à l'extérieur du disque est égal au produit de l'aire de la section de révolution par la longueur du parcours du centre d'inertie de cette surface au cours de sa révolution. L'aire de la section (Figure 9.15) est donnée par :

$$A_{lat} = \int_0^{x_1} z_1 \left[ 1 - \left( \frac{x}{x_1} \right)^2 \right] dx = \frac{2}{3} z_1 x_1 \quad (A6.1)$$

L'abscisse  $x_G$  du centre d'inertie est donné par :

$$x_G A_{lat} = \int_0^{x_1} x z_1 \left[ 1 - \left( \frac{x}{x_1} \right)^2 \right] dx \quad (A6.2)$$

qui conduit à :

$$x_G = \frac{3}{8} x_1 \quad (A6.3)$$

La longueur,  $l_{lat}$ , du parcours de révolution de G vaut donc :

$$l_{lat} = 2\pi \left( \frac{3}{8} x_1 + r \right) \quad (A6.4)$$

et le volume latéral  $V_{lat}$  vaut par conséquent :

$$V_{lat} = A_{lat} l_{lat} = \frac{4\pi}{3} z_1 x_1 \left( \frac{3}{8} x_1 + r \right) \quad (A6.5)$$

**ANNEXE 7 : COMPARAISON ENTRE LAMES RUISSELLEES MESUREE ET  
CALCULEE (§ 10.5)**

Evénement	Pluie totale I+R (mm)	Durée (h)	Intensité moyenne (mm/h)	R <sub>m</sub> (mm)	R (mm)	(R-R <sub>m</sub> )/R <sub>m</sub> (%)
31/07/93	8.0	0.28	28.6	2.8	3.6	+30
05/08/93	59.0	8	7.4	3	5.3	+76
13/08/93	40.6	4.5	9	22.1	16.4	-26
17/08/93	16.3	1.16	14	7.4	5.3	-28
22/08/93	41.6	3.7	11.3	26.9	24.5	-9
03/09/93	36.0	4.6	7.9	22.7	20.5	-10

*Tableau A7.1. Comparaison entre lames ruissellées mesurée (R<sub>m</sub>) et calculée (R) par le modèle PFC avec une croûte ST d'épaisseur 10 mm.*

Evénement	Pluie totale I+R (mm)	Durée (h)	Intensité moyenne (mm/h)	R <sub>m</sub> (mm)	R (mm)	(R-R <sub>m</sub> )/R <sub>m</sub> (%)
31/07/93	8.0	0.28	28.6	2.8	3.9	+39
05/08/93	59.0	8	7.4	3	8.1	+169
13/08/93	40.6	4.5	9	22.1	19.1	-13
17/08/93	16.3	1.16	14	7.4	6.9	-7
22/08/93	41.6	3.7	11.3	26.9	26.7	-1
03/09/93	36.0	4.6	7.9	22.7	22.9	+1

*Tableau A7.2. Comparaison entre lames ruissellées mesurée (R<sub>m</sub>) et calculée (R) par le modèle PFV avec une croûte ST d'épaisseur 10 mm.*

Événement	Pluie totale I+R (mm)	Durée (h)	Intensité moyenne (mm/h)	R <sub>m</sub> (mm)	R (mm)	(R-R <sub>m</sub> )/R <sub>m</sub> (%)
31/07/93	8.0	0.28	28.6	2.8	4.3	+53
05/08/93	59.0	8	7.4	3	6.6	+121
13/08/93	40.6	4.5	9	22.1	17.5	-21
17/08/93	16.3	1.16	14	7.4	6.0	-19
22/08/93	41.6	3.7	11.3	26.9	25.7	-5
03/09/93	36.0	4.6	7.9	22.7	21.8	-4

Tableau A7.3. Comparaison entre lames ruissellées mesurée (R<sub>m</sub>) et calculée (R) par le modèle PFC avec une croûte DEC d'épaisseur 6 mm.

Événement	Pluie totale I+R (mm)	Durée (h)	Intensité moyenne (mm/h)	R <sub>m</sub> (mm)	R (mm)	(R-R <sub>m</sub> )/R <sub>m</sub> (%)
31/07/93	8.0	0.28	28.6	2.8	4.7	+66
05/08/93	59.0	8	7.4	3	10.7	+256
13/08/93	40.6	4.5	9	22.1	20.4	-8
17/08/93	16.3	1.16	14	7.4	7.8	+6
22/08/93	41.6	3.7	11.3	26.9	28.1	+5
03/09/93	36.0	4.6	7.9	22.7	24.3	+7

Tableau A7.4. Comparaison entre lames ruissellées mesurée (R<sub>m</sub>) et calculée (R) par le modèle PFV avec une croûte DEC d'épaisseur 6 mm.

Événement	Pluie totale I+R (mm)	Durée (h)	Intensité moyenne (mm/h)	R <sub>m</sub> (mm)	R (mm)	(R-R <sub>m</sub> )/R <sub>m</sub> (%)
31/07/93	8.0	0.28	28.6	2.8	1.3	-52
05/08/93	59.0	8	7.4	3	0	/
13/08/93	40.6	4.5	9	22.1	7.8	-65
17/08/93	16.3	1.16	14	7.4	0.65	-91
22/08/93	41.6	3.7	11.3	26.9	16.5	-39
03/09/93	36.0	4.6	7.9	22.7	13.6	-40

Tableau A7.5. Comparaison entre lames ruissellées mesurée (R<sub>m</sub>) et calculée (R) avec le sol sous-jacent SUB non encroûté.

## RESUME

Le travail présenté dans ce mémoire est consacré à la caractérisation hydrodynamique in situ des sols, au voisinage de la saturation, par l'utilisation des infiltromètres à disques à succion contrôlée. L'étude s'articule autour de trois parties.

La première partie fait l'inventaire des méthodes existantes fondées sur l'analyse des régimes permanents d'infiltration axisymétrique appliquée à la solution de Wooding. On montre que celle reposant sur l'application d'une série de potentiels imposés est la plus stable et n'est pas limitée aux sols quasi-linéaires.

La deuxième partie montre comment exploiter, dans la pratique, une équation simple du régime transitoire axisymétrique pour déterminer la sorptivité capillaire et la conductivité hydraulique des sols non saturés sans atteindre le régime permanent. Dans cet objectif, une nouvelle méthode de détermination de la sorptivité aux temps courts est proposée, prenant en compte les effets de la couche de sable de contact. Diverses méthodes sont ensuite proposées, testées numériquement et comparées avec l'approche classique, pour l'estimation de la conductivité. On montre que les ordres de grandeur comparables entre effets gravitaire et capillaire latéral sur l'écoulement, pour la plupart des sols "en place", autorisent la détermination à la fois de la sorptivité et de la conductivité. Une nouvelle échelle de temps caractéristique, prenant en compte la combinaison de ces deux effets, peut être calculée pour les infiltromètres à disque.

La troisième partie traite le cas des sols encroûtés pour lesquels les méthodes classiques ne peuvent être appliquées. L'utilisation d'un minitensiomètre couplé avec l'infiltromètre permet de discriminer les phases d'infiltration dans la croûte et dans le sol sous-jacent. La conductivité hydraulique de la croûte est ensuite estimée à partir d'une série de mesures de sorptivité. Les valeurs ainsi obtenues sont validées, par comparaison de mesures de ruissellement, avec les prédictions fournies par un modèle d'infiltration bi-couche reposant sur le principe de Green et Ampt. On montre l'impact considérable de la présence de croûtes d'épaisseur centimétrique sur les volumes ruisselés.

### MOTS CLES :

Caractérisation hydrodynamique des sols, Infiltration, Infiltromètres à disque, Ecoulement axisymétrique, Mesure in situ, Sorptivité, Régime transitoire, Sols encroûtés.

## ABSTRACT

The work presented here is related to the in situ hydrodynamic characterization of near-saturated soils using tension disc infiltrometers. The study is organized in three parts.

The first part reviews existing methods based on the analysis of steady state of axisymmetric infiltration using Wooding's equation. It is shown that techniques which combine information from measurements at a range of surface matric potentials are the most stable and are not limited to quasilinear soils.

The second part shows how, in practice, to make use of a simple equation for transient axisymmetric flow to determine capillary sorptivity and hydraulic conductivity without the attainment of steady conditions. A new method for determining sorptivity during the early stages is proposed taking into account the sand contact layer. Several methods are then proposed for estimating unsaturated conductivity, which are numerically tested and compared with classical approaches. It is shown that, for most field situations, the influences of gravity and lateral capillary flow on infiltration are of a similar order of magnitude, which enables both sorptivity and conductivity to be estimated. One of the consequences of the analysis is the proposal of a new time scale for disc infiltrometers that takes account of both gravitational and geometric effects.

The third part concerns crusted soils, for which classical methods fail. The use of a minitensiometer coupled with the infiltrometer allows differentiation between infiltration into the crust and into the underlying soil. Using this information, the hydraulic conductivity of the crust is estimated from sorptivity measurements. Values obtained in this way were validated by comparing measured values of runoff with predictions using a two-layer infiltration model based on the assumptions of Green and Ampt. It is shown that crusts around one centimeter thick have a large impact on the amount of runoff.

### KEYWORDS :

Hydrodynamic characterization of soils, Infiltration, Disc infiltrometers, Axisymmetric flow, measurement in situ, Sorptivity, Transient flow, Crusted soils.

## THESE DE DOCTORAT

*Titre de l'ouvrage :*

**CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE DU SOL  
IN SITU PAR INFILTROMETRIE A DISQUES.  
ANALYSE CRITIQUE DES REGIMES PSEUDO-  
PERMANENTS, METHODES TRANSITOIRES ET CAS  
DES SOLS ENCROUTES**

*Nom de l'auteur :*

**Jean-Pierre VANDERVAERE**

*Etablissement :*

**Université Joseph Fourier - Grenoble I**

### RESUME

Le travail présenté dans ce mémoire est consacré à la caractérisation hydrodynamique in situ des sols, au voisinage de la saturation, par l'utilisation des infiltromètres à disques à succion contrôlée. L'étude s'articule autour de trois parties.

La première partie fait l'inventaire des méthodes existantes fondées sur l'analyse des régimes permanents d'infiltration axisymétrique appliquée à la solution de Wooding. On montre que celle reposant sur l'application d'une série de potentiels imposés est la plus stable et n'est pas limitée aux sols quasi-linéaires.

La deuxième partie montre comment exploiter, dans la pratique, une équation simple du régime transitoire axisymétrique pour déterminer la sorptivité capillaire et la conductivité hydraulique des sols non saturés sans atteindre le régime permanent. Dans cet objectif, une nouvelle méthode de détermination de la sorptivité aux temps courts est proposée, prenant en compte les effets de la couche de sable de contact. Diverses méthodes sont ensuite proposées, testées numériquement et comparées avec l'approche classique, pour l'estimation de la conductivité. On montre que les ordres de grandeur comparables entre effets gravitaire et capillaire latéral sur l'écoulement, pour la plupart des sols "en place", autorisent la détermination à la fois de la sorptivité et de la conductivité. Une nouvelle échelle de temps caractéristique, prenant en compte la combinaison de ces deux effets, peut être calculée pour les infiltromètres à disque.

La troisième partie traite le cas des sols encroûtés pour lesquels les méthodes classiques ne peuvent être appliquées. L'utilisation d'un minitensiomètre couplé avec l'infiltromètre permet de discriminer les phases d'infiltration dans la croûte et dans le sol sous-jacent. La conductivité hydraulique de la croûte est ensuite estimée à partir d'une série de mesures de sorptivité. Les valeurs ainsi obtenues sont validées, par comparaison de mesures de ruissellement, avec les prédictions fournies par un modèle d'infiltration bi-couche reposant sur le principe de Green et Ampt. On montre l'impact considérable de la présence de croûtes d'épaisseur centimétrique sur les volumes ruisselés.

### MOTS CLES :

Caractérisation hydrodynamique des sols, Infiltration, Infiltromètres à disque, Ecoulement axisymétrique, Mesure in situ, Sorptivité, Régime transitoire, Sols encroûtés.