

Ecole Inter-Etats des Ingénieurs
de l'Equipement Rural
Burkina Faso

Institut Français de recherche
scientifique pour le développement
en Coopération

THESE

Présentée en vue de l'obtention du diplôme de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE LOUIS PASTEUR DE STRASBOURG

Spécialité : Sciences de l'eau

Par

El Hadji Bamba DIAW

**MODELISATION DU TRANSFERT D'EAU EN MILIEU POREUX NON SATURE :
APPLICATION A L'ETUDE DE LA RECHARGE DES NAPPES D'EAUX
SOUTERRAINES EN REGION SOUDANO-SAHÉLIENNE**

Soutenue le 15 Octobre 1996

Devant le jury constitué de :

MM. P. RIBSTEIN
L. KIRALY
J. HUMBERT
P. BOIVIN
Ph. ACKERER
L. ZILLIOX

Rapporteur externe
Rapporteur externe
Rapporteur interne
Examineur
Directeur de thèse
Membre invité

A la mémoire de ma grand-mère Faty Sarr

A mon père

A mère Diagne et mère Sarr

A mes frères et soeurs

A tous mes amis.

AVANT-PROPOS

"L'eau c'est la vie, mobilisons-la!". Cette phrase inscrite sur une banderole à l'entrée de l'Ecole des Ingénieurs de l'Équipement Rural de Ouagadougou (E.I.E.R.) à la suite d'un séminaire AUIPELL-UREF sur l'eau, fut mon premier contact avec un monde dont j'ignorais jusqu'à présent l'existence : le monde de l'hydrogéologie. Quelques semaines dans l'établissement et un de nos honorables professeurs m'affirmait cette fois-ci que, "l'eau c'est la mort". Dès lors, je me suis posé la question de savoir s'il était possible de maîtriser ce facteur qui représente cette dualité assez complexe entre la vie et la mort. Cette question trouve vraiment son sens d'autant plus que la formation Post-Universitaire qui justifiait ma présence dans cette école s'intitulait Mobilisation des Ressources en Eau.

C'est donc à la suite de cette formation que m'a été offerte par l'E.I.E.R et son département Mobilisation des Ressources en Eau (M.R.E.), l'opportunité de poursuivre ma formation, d'abord dans le cadre d'un DEA de Mécanique et Ingénierie avec une filière science de l'eau à l'Ecole des Ingénieurs des Travaux Ruraux et des Techniques Sanitaires (E.N.I.T.R.T.S), actuelle Ecole du Génie de l'Eau et de l'Environnement (E.N.G.E.E.S) de Strasbourg et avec l'Institut de Mécanique des Fluides de Strasbourg (I.M.F) et ensuite dans le cadre d'un travail de thèse à l'I.M.F et à l'Institut Français de Recherches Scientifiques pour le Développement en Coopération (ORSTOM) au centre de Dakar-Hann.

*

*

*

Ce travail de recherche a été effectué au sein du laboratoire d'hydrodynamique des milieux Poreux (L.H.M.P) de l'I.M.F de l'Université Louis Pasteur de Strasbourg (URA CNRS 854) et dans le laboratoire de Pédologie de l'ORSTOM à Dakar. Il a été initié par l'E.I.E.R dans le cadre de son projet d'étude sur les transferts verticaux d'eau à travers la zone non saturée.

Plusieurs personnes m'ont guidé, aidé, orienté, conseillé et soutenu pour l'accomplissement de ce travail et à elles je voudrais exprimer, à travers ces quelques lignes, ma profonde gratitude. Je pense notamment à :

Monsieur M. Guinaudeau ex-directeur de l'E.I.E.R pour m'avoir permis d'entamer et de poursuivre mes travaux de recherches jusqu'à la finalisation de cette thèse.

Monsieur L. Zilliox directeur de recherche au CNRS et directeur de l'I.M.F qui m'a accueilli dans son établissement, je le remercie pour sa bonne humeur et son soutien moral.

Monsieur Philippe Ackerer Chargé de recherche au CNRS, habilité à diriger des recherches, Responsable du LHMP, pour m'avoir accepté au sein de son laboratoire. C'est à travers lui que j'ai été séduit par la modélisation, c'était à Ouagadougou en 1991. Il a également guidé mes premiers pas dans la modélisation, il m'a orienté, conseillé, suivi, encouragé et je lui en suis très reconnaissant. Il est pour moi plus qu'un parrain scientifique. J'espère n'avoir pas trahi la confiance qu'il a placée en moi.

Monsieur Pascal Boivin, chargé de recherche ORSTOM pour m'avoir accueilli au sein de son équipe de pédologie à Dakar. Il m'a initié à la pédologie et n'a ménagé aucun effort pour le bon déroulement de mon séjour dans son laboratoire tant sur le plan administratif que scientifique. Il m'a permis de découvrir les joies et bien sûr les déboires du terrain. Qu'il trouve ici l'expression de ma gratitude pour ses suggestions constructives, pour m'avoir permis de compléter ma formation et surtout pour l'intérêt qu'il a porté à ce travail.

Monsieur Babacar Dieng Directeur des études de l'E.I.E.R pour son soutien depuis le début de ce travail et également pour ses conseils avisés à chaque fois que j'allais troubler ses vacances à Dakar.

Monsieur Frédéric Laval, pour avoir effectué tous les travaux de terrain avec moi, ainsi que son apport appréciable dans la caractérisation des aquifères.

Monsieur Robert Mosé, chargé de recherche au CNRS pour sa disponibilité, ses conseils, son aide et ses critiques pertinentes.

Je transmets également mes vifs sentiments de reconnaissances à tous les chercheurs du Laboratoire d'hydrodynamique des milieux poreux qui m'ont témoigné leur sympathie durant tous ce temps que j'ai passé dans l'équipe.

J'adresse un remerciement amical à tous les membres de l'équipe de pédologie de l'ORSTOM à Dakar, je pense notamment à Claude Hammecker, Laurent Barbiéro, Rokhaya Samba, A. Diémé et mention spéciale à M. Badiane, B. Traoré et D. Faye ; ils sont les artisans du travail de terrain:

Que Abdoulaye Diouf, Falilou Mbacké Cissé et Assane Mbaye trouvent ici ma profonde reconnaissance, leur contribution a rendu ce document plus agréable à lire car entre Molière et moi ça n'a jamais été le grand'amour.

Également que tous mes amis, (Dieu sait que la liste est longue) qui ont d'une manière ou d'une autre contribué à l'aboutissement de ce travail trouvent ici, l'expression de ma profonde gratitude.

j'aimerais adresser un remerciement très amical à tous les amicalistes de l'Amicale des Etudiants et Stagiaires Sénégalais de Strasbourg et également les persuader de continuer leur oeuvre, ils sont dans la bonne voie.

Ce serait très dommageable pour moi, de terminer cette partie sans adresser, du fond du coeur, mes remerciements les plus sincères à tous les membres de ma famille, pour leur soutien moral et surtout leur patience.

Enfin je ne saurai terminer cette partie sans dire un GRAND MERCI à L'E.I.E.R, à L'I.M.F et à l'ORSTOM.

INTRODUCTION

INTRODUCTION

L'eau est une denrée très précieuse pour toute vie sur terre, évidemment rien ou personne ne s'oppose à cette affirmation. Dès lors toute disponibilité d'eau ou ressource devient un facteur de convergence (les oasis dans les déserts), un objet de convoitise et souvent source de foyer de tension. Qui dit facteur de convergence dit sollicitation et donc nécessairement vulnérabilité de la ressource. Cette vulnérabilité est souvent liée à l'action directe de l'homme (pollution, tarissement de certaines nappes d'eaux souterraines à la suite d'une exploitation intense et irrationnelle) mais aussi parfois au fait de la nature (sahélisation sans précédent de certains pays du Sud entraînant la disparition de certaines eaux de surfaces). Dans les pays dits sahéliens, l'eau acquiert une dimension vitale, et face à la disparition des eaux de surface, l'essentiel des besoins en eau est alors assuré par l'exploitation des eaux souterraines avec les conséquences qu'elle peut engendrer. Ces mêmes eaux souterraines dans certains cas peuvent entraîner des méfaits importants au niveau de certains aménagements hydro-agricoles compte tenu de leur qualité (eau salée) à la suite de leurs mouvements (nappes devenant affleurantes au cours de certaines campagnes agricoles).

Dès lors, l'étude fine des transferts d'eau est plus que jamais nécessaire pour la connaissance et la gestion rationnelle de la ressource eau souterraine. Aussi, la connaissance du rythme de renouvellement des nappes aquifères et des méfaits que leurs fluctuations de niveau peuvent engendrer passe par une connaissance approfondie de la zone de transfert dite souvent zone non saturée ou zone vadose. Les processus physiques y sont complexes et les relations entre les paramètres hydrodynamiques difficiles à établir. Dans ce travail, l'étude de la migration des eaux dans les sols repose sur deux aspects, une modélisation numérique qui est devenue incontestablement le principal moyen pour étudier l'écoulement des eaux dans les sols à l'échelle régionale et une approche expérimentale demandant souvent un investissement humain et financier important. Alors que l'étude expérimentale permet de rendre compte d'un état de fait donné c'est-à-dire la durée pendant laquelle l'expérience a été menée, la modélisation numérique représente un outil prévisionnel pour une gestion rationnelle.

Dans ce contexte, nous nous sommes fixé comme objectifs de coupler les deux aspects, numérique et expérimental. Notre démarche a consisté en premier lieu à développer un modèle numérique performant permettant l'étude des transferts d'eau dans les sols et en second lieu, à une étude expérimentale et modélisation des transferts d'eau au niveau des périmètres irrigués du Nord Sénégal. S'agissant de l'étude expérimentale, deux objectifs principaux ont été visés : l'étude doit permettre d'une part, d'obtenir des connaissances plus détaillées des processus de transferts d'eau dans les périmètres irrigués (y compris le comportement des nappes d'eaux superficielles) et, d'autre part, de mener des investigations permettant une caractérisation physique des sols en vue d'une modélisation hydrodynamique de la migration de l'eau et ses conséquences sur les sols irrigués.

Ainsi ce travail de thèse a été abordé suivant ces deux aspects non moins important l'un l'autre, un aspect numérique qui constitue la première partie de ce rapport et l'aspect expérimental de terrain qui en constitue la seconde partie.

... Des développements numériques...

Notre démarche nous a conduit à étudier différentes méthodes numériques afin de construire un outil de gestion et de prévision de l'évolution hydrique des sols performant et utilisable tant en zone non saturée qu'en zone saturée. Ce travail a abouti au développement et à la validation d'un modèle numérique de migration des eaux en milieu poreux saturé ou non saturé. Il est basé sur la méthode des éléments finis mixtes hybrides, sachant que les méthodes numériques traditionnellement utilisées sont la méthode des différences finies et celle des éléments finis conformes ou standard. L'originalité de la méthode réside dans le fait qu'elle permet une approximation simultanée de la charge piézométrique et du champ de vitesse dans le domaine modélisé et utilise comme variables principales les pressions moyennes sur les côtés des mailles du domaine discrétisé. Cette méthode numérique garantit un bilan de masse local exact et une composante normale de la vitesse continue d'un élément à l'autre, traduisant ainsi la continuité de flux. Etant donné les propriétés de continuité et de dérivabilité de la pression (contrairement à la teneur en eau), l'équation de Richards est résolue sous sa forme en pression dans ce modèle. Nous avons accordé une attention toute particulière à la détermination du bilan de masse et à celle des distributions de pression, conditions nécessaires pour la validité d'un modèle numérique. Nous sommes parvenus à avoir un bilan de masse assez correct en résolvant l'équation de Richards sous sa forme en pression, ce que ne permettait pas la méthode des éléments finis conformes. De plus, la distribution des pressions est meilleure que celle obtenue avec les éléments finis conformes. Toujours dans cette partie, nous avons procédé à l'étude d'une amélioration de la distribution de pression pour la méthode des éléments finis conformes en introduisant une nouvelle méthode de détermination des conductivités hydrauliques au niveau des mailles. En

effet, au lieu d'utiliser une approximation quasi linéaire en considérant la moyenne arithmétique des différentes conductivités hydrauliques déterminées aux différents nœuds de la maille, nous avons procédé à une intégration de la relation liant la conductivité et la pression sur la surface de chaque élément. Ceci nous a permis ainsi d'améliorer la distribution des pressions fournie par la méthode des éléments finis standards.

La validation du modèle a été faite par comparaison avec la solution semi-analytique de Philipp à travers un problème d'infiltration dans une colonne de sol initialement non saturé.

Nous avons également effectué une comparaison de notre modèle avec un modèle fondé sur la méthode des éléments finis classiques avec les améliorations énoncées plus haut. Cette comparaison nous a permis d'analyser notre modèle sous différents aspects tels que la sensibilité au maillage (permettant ainsi la détermination d'un maillage optimal), et la sensibilité aux conditions initiales. Nous avons montré que le modèle mixte hybride est plus performant que les modèles classiques en milieu hétérogène.

... à l'expérimentation "in situ"...

Les aménagements hydrauliques et hydro-agricoles ont souvent entraîné des bouleversements de tous ordres au sein de leur environnement (au niveau social, économique, culturel et scientifique) avec dans la plupart des cas une dégradation certaine de ce dernier. Dans le cadre de la moyenne vallée du fleuve Sénégal, le bouleversement qui nous intéresse tout particulièrement est la dégradation des sols qui deviennent à long terme impropres à toutes cultures. Les travaux déjà effectués dans la région ont montré que le mouvement des nappes d'eaux souterraines superficielles constitue le facteur majeur de dégradation des sols. De ce fait, dans l'optique d'une prévision et d'une gestion de l'évolution des sols sous culture, il est indispensable d'être en mesure de prévoir le mouvement de ces nappes. Ainsi, notre étude s'intéresse particulièrement aux battements des nappes mais encore et surtout, aux processus de transferts qui les engendrent ainsi qu'aux moyens à mettre en oeuvre pour réduire le plus possible les fluctuations de niveau des nappes.

Dans cette seconde partie nous présentons l'étude expérimentale que nous avons menée dans cette moyenne vallée du fleuve Sénégal. Elle a permis une étude tant qualitative que quantitative de l'influence du type de culture et de sol sur les mouvements des nappes. Qualitativement, elle se traduit par la mise en évidence des relations entre les flux d'eaux d'irrigation et les niveaux de nappes d'eaux superficielles et quantitativement par les calculs de bilan en eau effectués. Elle a permis aussi une valorisation de notre modèle qui a servi d'outil pour la modélisation des transferts d'eau suite à une irrigation. Nous avons procédé dans un premier temps à une simulation des observations pour essayer de retrouver les grandes tendances. Dans un second temps, nous avons procédé à une étude exploratoire

basée sur l'analyse de différents facteurs qui peuvent occasionner d'une manière directe ou indirecte la dégradation observée des sols dans les périmètres irrigués. Les simulations effectuées permettent d'illustrer l'effet des différents types de cultures sur les nappes et du coup, de dégager des préférences culturelles suivant les types de sols. L'ensemble des résultats obtenus pourra être considéré comme un outil d'aide à la décision, pour l'affectation culturelle de nouveaux périmètres aménagés au niveau de la région et dans l'immédiat, à la modification des types de cultures pratiqués sur certains périmètres existants.

PREMIERE PARTIE

***MODELISATION NUMERIQUE ET
TRANSFERT D'EAU EN MILIEUX POREUX
NON SATURES***

CHAPITRE I

PRESENTATION GENERALE DE L'HYDRODYNAMIQUE EN MILIEU POREUX NON SATURE

INTRODUCTION

Du point de vue des propriétés physiques, hydriques et mécaniques, le sol peut être considéré comme un milieu poreux. Dans le cas le plus général, il se présente comme un système comprenant trois phases que l'on retrouve dans la nature : solide, liquide et gazeuse. La phase solide est représentée par les particules du sol, la phase liquide par l'eau du sol et la phase gazeuse par l'air du sol (Illiel, 1988). Les interactions physico-chimiques entre ces différentes phases font que nous sommes en présence d'un milieu très complexe. Le caractère poreux résulte de l'organisation des constituants du sol à différents niveaux (Monnier et Stengel, 1982). Ceci fait que l'on distingue souvent l'assemblage des particules élémentaires (argiles, matières organiques, limons, sables) qui est un niveau d'organisation qui définit un premier système de porosité dit textural en raison de l'importance qu'y prennent la constitution granulométrique et minéralogique du sol et l'agrégation des assemblages élémentaires en ensembles cohérents. La fragmentation de ces derniers définit un autre niveau d'organisation qui donne naissance à un second système de porosité dit structural constitué de l'ensemble des fissures, vides ménagés par l'arrangement des mottes dans la couche travaillée, galeries d'origine biologique, qui viennent se superposer à l'espace poral textural.

C'est dans cet espace poral ainsi défini que l'eau et l'air transigent ou sont retenus. Ainsi, dans l'hypothèse de milieu indéformable, seule la phase solide représentant la matrice poreuse est constante, les deux autres phases, liquide et gazeuse varient dans l'espace et dans le temps. Cependant, ces phases interagissent fortement entre elles, ce qui rend délicate

l'étude des transferts en zone non saturée. Ainsi, la figure I-1 donne une représentation schématisée nous permettant de définir les relations entre les volumes et la masse des trois phases.

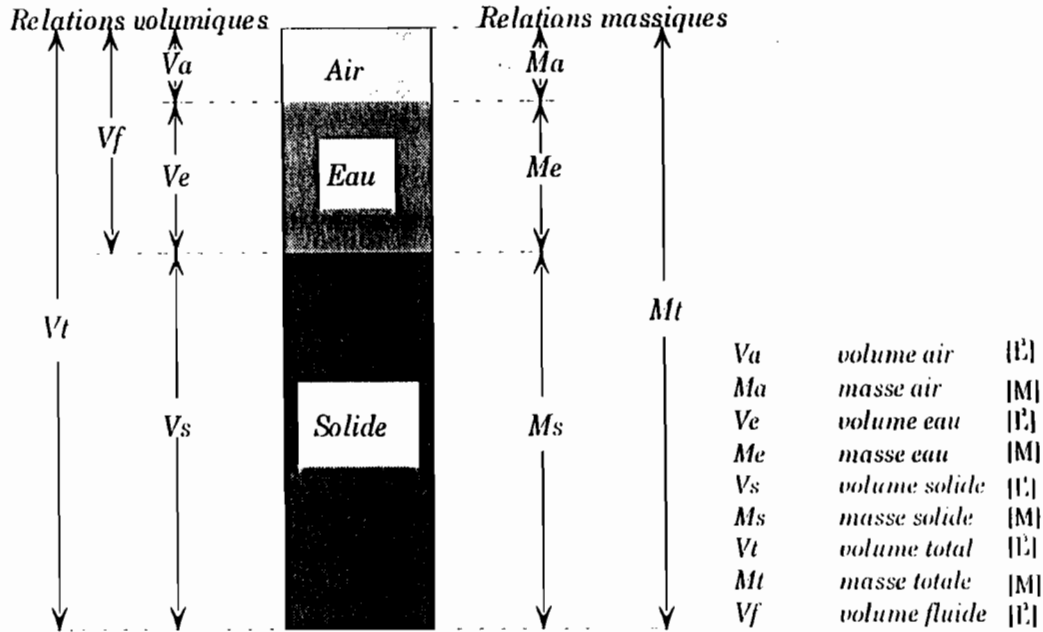


FIG. I-1: Diagramme schématisé du système à trois phases (Hillel, 1988)

Une partie de l'espace poral est occupée par de l'air (phase gazeuse) et la partie restante par de l'eau. L'état de l'eau dans le sol et ses mouvements permettent de définir différents types d'eaux :

- l'eau libre ou encore gravitaire : c'est une eau mobilisable par captage et participe donc à l'écoulement liquide.
- l'eau capillaire : elle remplit les pores capillaires et tous les vides très étroits (entre deux faces planes de deux agrégats par exemple). les déplacements de cette eau dépendent des lois propres à la capillarité et des conditions particulières au point considéré (nature de la phase). C'est l'eau de la microporosité.
- l'eau liée ou eau de rétention : les molécules d'eau sont reliées aux grains de solide constituant la matrice poreuse par des forces d'attraction relativement importantes.

I. CARACTERISTIQUES PHYSIQUES DES MILIEUX POREUX

Le milieu poreux présente des caractéristiques physiques et mécaniques diverses. La définition et la quantification des propriétés des milieux poreux sont faites généralement suivant deux approches : une approche par un volume élémentaire représentatif ou VER

(Bear, 1972) et une approche par fonctions aléatoires (de Marsily, 1981). Nous nous intéresserons à certaines de ces propriétés et surtout à celles intervenant directement dans les phénomènes de transfert d'eau en milieu poreux.

I.1. L'analyse granulométrique

Elle consiste à la détermination de la distribution de la taille des particules du sol. Elle permet alors de déterminer ce qu'on appelle la composition granulométrique du sol. La séparation des particules par classes de tailles est généralement effectuée par tamisage au travers de tamis de diamètre calibré jusqu'à un diamètre de particules d'environ 0,05 mm (Hillel, 1988 ; Chamayou et Legros, 1989 ; Henin, 1977). Pour séparer et classer des particules plus fines, la méthode généralement utilisée est celle de la sédimentation. Couplée à des modèles mathématiques, l'utilisation des résultats de l'analyse granulométrique permet dans certains cas, de déterminer une autre propriété, cette fois hydrodynamique du milieu poreux non saturé : sa courbe de rétention (Arya et Paris, 1981 ; Haverkamp et Parlange, 1986 ; Carsel et Parrish, 1988).

I.2. La notion de texture du sol

L'analyse granulométrique fournit la "composition granulométrique" de l'échantillon de sol considéré. Elle montre que la taille des particules élémentaires d'un sol peut varier fortement. La notion de texture renseigne dès lors sur la taille prédominante ou la gamme de tailles des particules de sol d'une manière qualitative et quantitative. Qualitativement, pour le praticien, les sols sableux sont qualifiés de légers car faciles à travailler. Les sols argileux sont qualifiés de lourds tandis que les sols limoneux sont réputés battants et asphyxiants lorsqu'ils sont acides et pauvres en humus. Pour les spécialistes du sol, il existe des familles de granulométrie ou encore des classes de textures caractérisées par des variations limitées et connues des teneurs en sables, limons et argiles. Pour l'agronome ou le pédologue, la texture peut être définie par l'impression tactile laissée par le malaxage d'un échantillon de sol entre le pouce et l'index. Quantitativement, la texture du sol décrit les proportions relatives des diverses tailles des particules d'un sol donné. Généralement, la caractérisation de la taille des particules se fait en les divisant en trois catégories de tailles ou classes texturales : sable, limon et argile. La détermination des classes texturales se fait en se référant à un diagramme dit triangle de texture.

I.3. La notion de structure du sol

Le concept de structure du sol englobe tout ce qui a trait à l'assemblage, à l'arrangement et à l'orientation des constituants élémentaires du sol (Riou, 1990). Comme l'arrangement des particules du sol est en général complexe pour permettre une caractérisation géométrique simple, il n'y a pas de méthode pratique de mesure directe de la structure du sol. Par conséquent, le concept de la structure du sol est utilisé de façon qualitative. Alors que la texture d'un sol est relativement constante pour un sol donné, la structure est hautement dynamique et peut beaucoup varier au cours du temps à cause des fluctuations des conditions naturelles, de l'activité biologique et des pratiques culturales. L'influence de l'hydrodynamique est prise en compte au niveau de l'analyse de la stabilité texturale (Henin, 1977). Facteur essentiel du rapport ruissellement-infiltration, donnée première de l'érodibilité d'un sol pour les pédologues et les géomorphologues, la stabilité texturale est au centre des questionnements sur les relations sol-eau.

I.4. La densité

Nous avons vu que le sol est un matériau poreux constitué d'agrégats d'éléments minéraux et organiques et de vides remplis d'air et/ou d'eau. A partir de la représentation schématique du système à trois phases (figure I-1), nous pouvons définir différentes notions de densité.

la densité apparente totale,

$$d_t = \frac{M_t}{V_t} \quad (I.1)$$

La densité du solide ou densité des particules :

$$d_p = \frac{M_s}{V_s} \quad (I.2)$$

Dans la plupart des sols minéraux, la densité moyenne des particules varie entre 2,6 et 2,7 g/cm³ (Hillel, 1988).

la densité apparente sèche,

$$d_s = \frac{M_s}{V_t} \quad (I.3)$$

Cette densité d'un échantillon de sol sec est évidemment plus faible que celle des constituants.

1.5. La porosité

Les sols sont généralement constitués de particules solides formant un squelette autour duquel subsistent des espaces vides. Ces vides sont occupés soit par de l'air, soit par de l'eau et représentent alors la fraction du matériau poreux susceptible de contenir de l'eau et définissent ainsi la porosité. Elle représente alors une caractéristique statique des terrains et est indépendante du mouvement de l'eau qui peut s'y trouver.

Pour un échantillon donné, la porosité totale se définit comme un pourcentage de vide par rapport au volume total de l'échantillon.

$$Pt(\%) = \frac{V_v}{V_t} \cdot 100 \quad (1.4)$$

Pt : porosité totale $[L^3 L^{-3}]$

V_v : volume des vides $[L^3]$

V_t : volume total de l'échantillon $[L^3]$

On peut encore caractériser la porosité par l'indice des vides. Il représente le rapport du volume des vides au volume de solide contenu dans un même échantillon.

$$i_v = \frac{V_v}{V_s} \quad (1.5)$$

i_v : indice des vides $[L^3 L^{-3}]$

V_v : volume des vides $[L^3]$

V_s : volume solide $[L^3]$

relation entre porosité totale et volume des vides

$$Pt(\%) = 100 \cdot \left(\frac{i_v}{1 + i_v} \right) \quad (1.6)$$

Par ailleurs, on définit une porosité efficace, ou porosité libre en relation avec la définition de l'eau libre par le rapport du volume d'eau (V_{grav}) que peut libérer le milieu poreux sous l'action des seules forces de gravité au volume total (V_t).

$$P_{ef}(\%) = \frac{V_{grav}}{V_t} \cdot 100 \quad (I.7)$$

P_{ef} : porosité efficace

V_{grav} : volume d'eau gravitaire [L^3]

V_t : volume total [L^3]

En revanche, il faut accorder une grande importance aux différents types de porosité puisque cela nous permet de retrouver la réalité de l'organisation du sol et de son comportement. Il faudra tout d'abord essayer de faire la distinction entre macroporosité et microporosité qui sont souvent liées respectivement aux pores abandonnés par l'eau libre après ressuyage et ceux occupés par l'eau capillaire. Nous pouvons distinguer alors trois types de porosité en fonction de leur origine.

1.5.1. Une porosité de texture

Elle dépend de la répartition granulométrique du sol. C'est une donnée généralement stable. Les fortes granulométries impliquent une macroporosité et une circulation rapide de l'eau de gravité. Une granulométrie fine impose une circulation plus lente, une part plus grande de l'eau capillaire mais aussi une porosité totale plus importante.

1.5.2. Une porosité de structure ou fissurale

Elle correspond aux fentes de retrait limitant les agrégats de diverses tailles. Cette porosité elle, est évidemment variable : maximale quand le sol est sec, elle disparaît presque totalement quand il est humide surtout lorsque les argiles constitutives sont gonflantes. Dans le cas des vertisols, cette caractéristique revêt une importance particulière.

1.5.3. Une porosité tubulaire ou biologique

C'est une variété de porosité qui elle, est créée par les racines et le travail de la faune du sol. Elle présente alors un éventail de dimension assez large allant du terrier des mammifères aux plus fines canicules des radicelles en passant par l'activité d'espèces animales comme les termites.

1.6. La teneur en eau et méthodes de détermination

Elle exprime la quantité d'eau contenue dans le milieu poreux. Elle est définie alors pour un échantillon donné comme étant le rapport entre la quantité d'eau contenue dans l'échantillon

et le volume total de ce dernier. Nous parlerons alors de teneur en eau volumique qui est utilisée en règle générale en hydrogéologie. Elle s'exprime par la relation suivante :

$$\theta(\%) = \frac{V_e}{V_t} \cdot 100 \quad (1.8)$$

θ : teneur en eau $[L^3 L^{-3}]$

V_e : volume d'eau dans l'échantillon $[L^3]$

V_t : volume total de l'échantillon $[L^3]$

Nous définissons au passage la notion de teneur en eau à saturation θ_s , qui représente la valeur maximale de θ quand le milieu poreux considéré est à saturation, et la notion de teneur en eau résiduelle θ_r , qui est la valeur de la teneur en eau pour une succion infiniment grande. Nous retrouverons ces deux notions dans les expressions permettant de décrire les relations entre les variables du milieu poreux non saturé. Le besoin de déterminer la quantité d'eau présente dans un sol donné se manifeste fréquemment dans beaucoup d'études notamment hydrogéologiques et agronomiques. Cette information est indispensable pour l'étude des transferts d'eau en milieu poreux non saturé. Pour sa détermination, nous avons plusieurs méthodes ; les méthodes directes et celles dites indirectes.

1.6.1. Les méthodes directes : la méthode gravimétrique:

Cette méthode représente la méthode traditionnelle de mesure de la teneur en eau. Elle est déterminée par pesée d'un échantillon de sol humide de poids $P1$ puis dessiccation de l'échantillon à l'étuve à 105°C pendant 24 heures et pesée à l'état sec donnant un second poids $P2$. On obtient ainsi la teneur en eau massique qui est donnée par la relation :

$$\theta_m = \frac{P1 - P2}{P2} \quad (1.9)$$

$P1$: poids humide de l'échantillon

$P2$: poids sec de l'échantillon.

La teneur en eau volumique est obtenue en multipliant la teneur en eau massique par la densité apparente du sol à la profondeur de prélèvement.

Cette méthode est laborieuse (nécessité de pesées très précises et des précautions pour ne pas réhydrater les échantillons passés à l'étuve) et demande un temps assez long car on alloue généralement une période de vingt quatre heures pour le séchage complet des échantillons. Actuellement, on constate une orientation beaucoup plus importante des

chercheurs vers les méthodes indirectes qui permettent des mesures fréquentes ou continues et présentent également l'avantage d'être non destructives contrairement à la méthode gravimétrique.

1.6.2. Les méthodes indirectes : la méthode neutronique.

Nous nous permettrons dans la suite de ne parler que de la méthode neutronique car étant la seule méthode indirecte que nous avons utilisée dans nos travaux de terrain. Cette méthode est largement utilisée maintenant pour la détermination des profils hydriques au champ. Son avantage est de permettre des mesures rapides et périodiques de la teneur en eau d'un volume représentatif de sol aux mêmes endroits et profondeurs.

L'instrument utilisé est connu sous le nom d'humidimètre à neutrons (voir figure 1-2). Cet appareil a été décrit par plusieurs auteurs dont Hillel, (1988). Il est essentiellement constitué de deux parties :

- une sonde que l'on descend dans un tube d'accès placé verticalement dans le sol et qui contient une source de neutrons rapides et un détecteur de neutrons lents ;
- un compteur ou fréquence-mètre pour déterminer le flux de neutrons lents.

La méthode utilise les propriétés présentées par l'hydrogène de ralentir les neutrons rapides émis par la source radioactive. La presque totalité des ions H^+ du sol provenant de l'eau, il existe une relation étroite entre l'humidité du sol et la densité de neutrons ralentis.

La mesure consiste donc à compter pendant un temps déterminé de l'ordre d'une minute en moyenne selon les appareils (Chamayou et Legros, 1989; Hillel, 1988 ; Musy, 1991), le nombre de neutrons lents rétrodiffusés qui est approximativement proportionnel à la teneur en eau volumique (voir annexe D).

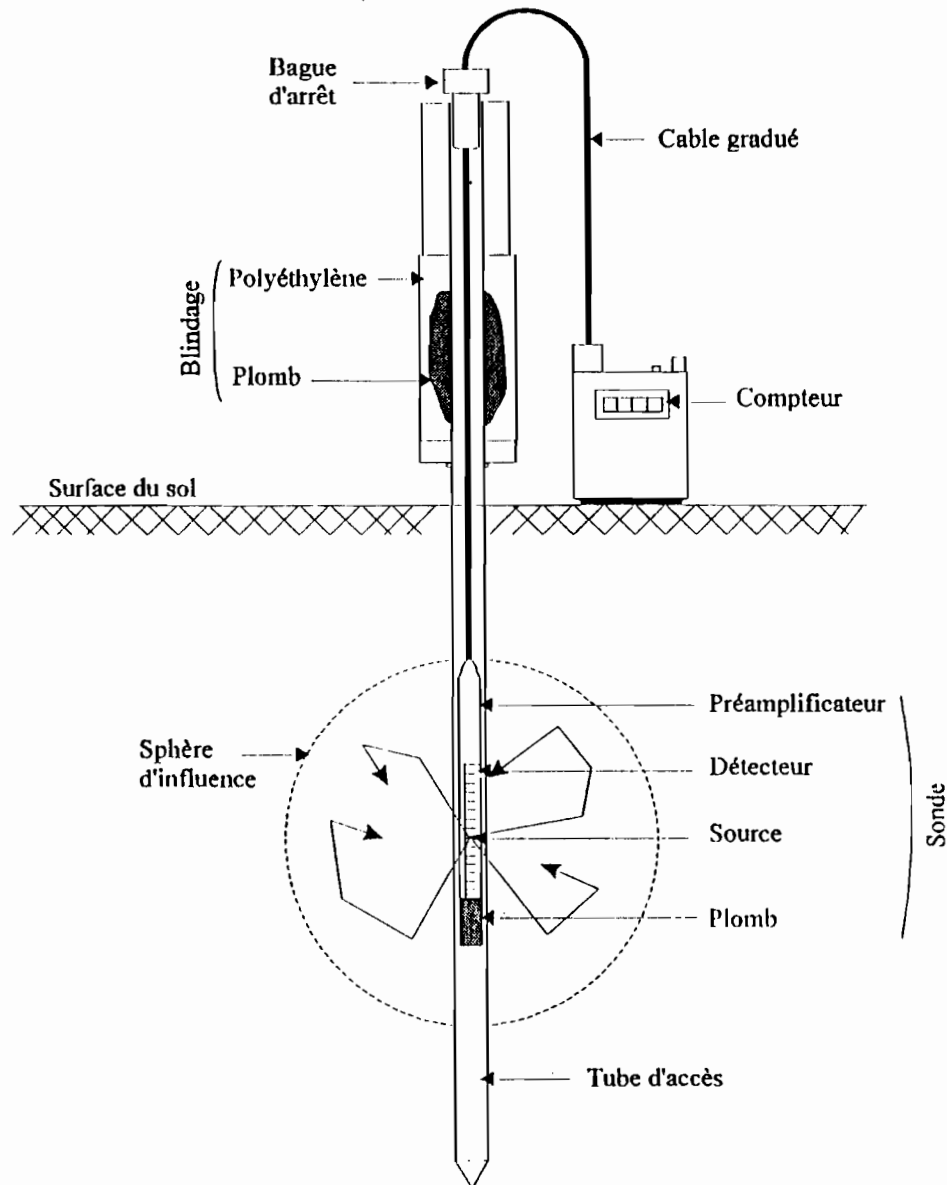


FIG. I-2 : Schéma d'une sonde à neutrons

I.7. Le potentiel de l'eau du sol et sa détermination

I.7.1. Etat énergétique

L'équilibre de l'eau du sol en milieu non saturé, est sous la dépendance de plusieurs facteurs tels la pesanteur, les sels dissous, la porosité et la phase gazeuse. Chacun de ces facteurs confère à l'eau une certaine énergie. Ainsi le potentiel de l'eau exprime l'énergie potentielle de l'eau du sol relative à celle d'un système de référence qui est généralement l'eau à la surface du sol. Il est souvent considéré comme la résultante de différents facteurs et s'exprime par la relation :

$$\Psi = \Psi_g + \Psi_m + \Psi_o \quad (I.10)$$

Ψ = potentiel total

Ψ_g : potentiel de gravité correspondant aux forces de pesanteur. La variation d'énergie résultant ici du changement d'altitude de l'eau.

Ψ_m : potentiel de pression ou matriciel associé à la force de liaison de l'eau avec le sol, il est souvent appelé tension.

Ψ_o : potentiel osmotique correspondant à la concentration de la solution en ions ou molécules. C'est la variation de concentration entre l'eau pure et la solution du sol qui fait varier à ce niveau l'énergie potentielle de l'eau.

Le potentiel hydrique dans les sols non saturés, est souvent exprimé comme la somme du potentiel gravitaire et du potentiel matriciel.

$$\Psi = \Psi_g + \Psi_m \quad (I.11)$$

En exprimant ces grandeurs en colonne d'eau (potentiel par unité de poids) on obtient une nouvelle expression connue sous le nom de charge hydraulique.

$$H = h + z \quad (I.12)$$

Cette charge H ainsi définie est homogène à une longueur [L] et représente une densité d'énergie par unité de poids.

z : est la cote du point considéré et représente la charge gravitationnelle imposée par les forces de pesanteur (énergie potentielle par unité de poids d'eau).

h : représente ici la hauteur de pression effective de l'eau du sol par rapport à la pression atmosphérique et s'exprime en hauteur de colonne d'eau par la relation :

$$h = \frac{P_e - P_{at}}{\rho_e \cdot g} \quad (I.13)$$

P_e : pression absolue de l'eau du sol $[ML^{-1}T^{-2}]$

P_{at} : pression atmosphérique $[ML^{-1}T^{-2}]$

ρ_e : masse volumique de l'eau $[ML^{-3}]$

g : accélération de la pesanteur $[LT^{-2}]$

Il faudra noter que " h " est négative en milieu non saturé, nulle à la surface libre de la nappe et positive à l'intérieur.

Le mouvement de l'eau ne dépend donc que de ce concept de potentiel. En effet, dans les milieux poreux, le mouvement de l'eau entre deux points n'est fonction que de la différence de potentiel entre ces points. Ce potentiel étant la somme des potentiels gravitaire et matriciel. Cette différence de potentiel, responsable de tout mouvement d'eau dans le sol, est souvent appelée gradient de charge hydraulique. Elle est généralement utilisée pour déterminer la direction et l'intensité des forces motrices de l'eau dans le profil du sol.

1.7.2. Mesure du potentiel de l'eau du sol

Pour l'étude des transferts d'eau et donc pour une description de l'état de l'eau du sol, il est nécessaire d'évaluer l'état énergétique de l'eau du sol (potentiel d'humidité ou succion du sol). Dans la pratique, déterminer ce potentiel revient à mesurer le potentiel matriciel. Il peut être déterminé soit *in situ*, soit au laboratoire. Dans ce dernier cas, les mesures se font sur un échantillon de sol remanié. Plusieurs appareils ont été mis au point pour mesurer ce potentiel. Parmi ces appareils, le plus utilisé est le tensiomètre qui s'est présenté aux yeux des chercheurs comme un appareil pratique pour la mesure "*in situ*" de la succion matricielle et de là, la charge hydraulique (voir annexe B). Plusieurs auteurs (Kirkham, 1964 ; Hillel, 1988 ; Chamayou et Legros, 1989) ont décrit de manière détaillée la conception et le fonctionnement de cet appareil (voir figure I-2). Le principal inconvénient de cet appareil est que les mesures sont limitées à des valeurs de succion inférieures à une atmosphère et donc il ne couvre pas toute la gamme de valeurs possibles. Pour des valeurs de succion supérieures, on utilise des appareils tel que le psychromètre.

L'analyse des données tensiométriques peut se faire par la détermination des gradients hydrauliques dans le profil du sol (Richards, 1955). Si nous considérons que les h_1, \dots, h_n sont des valeurs de la succion matricielle en centimètres de colonne d'eau aux profondeurs d_1, \dots, d_n , mesurées en centimètres en dessous de la surface du sol, le gradient hydraulique moyen " i " entre d_n et d_{n+1} est donné par la relation :

$$i = \frac{[(h_{n+1} + d_{n+1}) - (h_n + d_n)]}{(d_{n+1} - d_n)} \quad (I.14)$$

La connaissance de cette quantité est relativement importante notamment pour la détermination du sens des écoulements et la localisation du plan de flux nul dans le profil de sol ou profondeur de reprise évaporatoire.

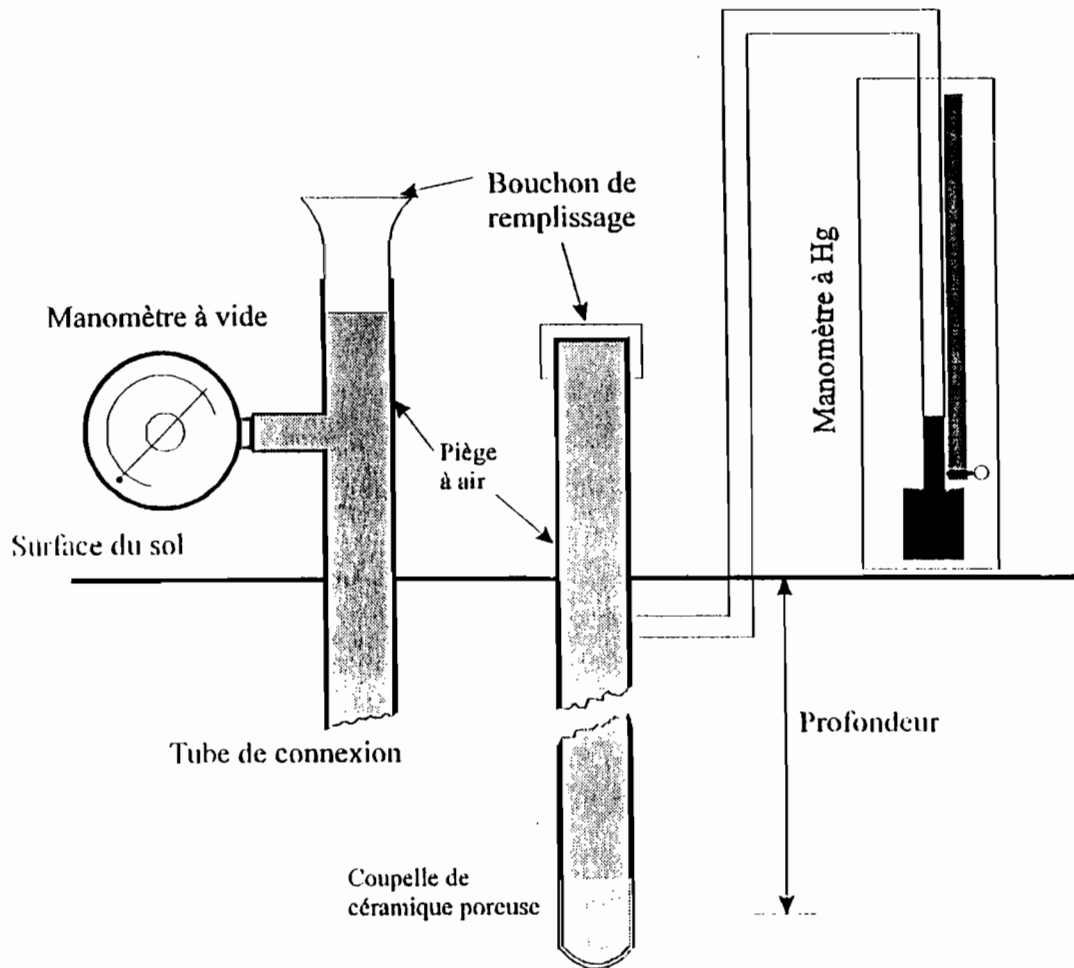


FIG. I-3 : Illustration des parties essentielles d'un tensiomètre (Hillel, 1988)

I.7.3. Hystérésis

La relation reliant la succion matricielle à la teneur en eau n'est pas univoque et monotone. Elle présente une forme différente selon que l'on est en sorption ou en désorption. Cette dépendance entre la teneur en eau et l'état de l'eau du sol à l'équilibre selon la direction du processus y conduisant est appelée hystérèse (Hillel, 1988). Ce phénomène complique l'évaluation de la rétention d'eau par le sol. Ceci est essentiellement dû à divers caractères de la porosité du sol : irrégularité des tracés et des dimensions des pores (effet "bouteille d'encre"), rugosité des parois, piégeage d'air, orientation des particules d'argiles etc.

II. CARACTERISTIQUES HYDRODYNAMIQUES DU MILIEU POREUX NON SATURÉ

II.1. La conductivité hydraulique et loi de Darcy en milieu poreux non saturé :

II.1.1. Le concept de perméabilité ou conductivité hydraulique

Etant donné la complexité du milieu poreux, (tortuosité, interconnexions etc.), la mesure de l'écoulement de l'eau dans un volume de sol devient délicate. Les trajets réels de l'eau ne pouvant être connus, il faut considérer le sol comme un milieu poreux uniforme au sein duquel l'écoulement est régulièrement réparti. C'est ainsi que Darcy a pu établir sa loi stipulant qu'en milieu saturé, le débit par unité de section (d'un tube vertical rempli de sable) est proportionnel à la perte de charge et inversement proportionnel à la hauteur de la colonne de sol.

$$Q = KS \frac{H}{L} \quad (I.15)$$

- Q : volume écoulé en un temps donné $[L^3]$
 S : section du tube rempli de sable $[L^2]$
 H : charge d'eau $[L]$
 L : hauteur de la colonne de sol $[L]$
 K : coefficient caractéristique du sol et du liquide $[LT^{-1}]$

Ce coefficient K a la dimension d'une vitesse et représente la conductivité hydraulique du sol en question dans des conditions de saturation.

Elle est liée aux caractéristiques du milieu (interconnexion des pores) et à celles des fluides (masse volumique, viscosité) par la relation :

$$K = k \left(\frac{\rho g}{\eta} \right) \quad (I.16)$$

- k : perméabilité intrinsèque dépend uniquement des caractéristiques du solide $[L^2]$
 ρ : masse volumique $[ML^{-3}]$
 η : viscosité dynamique du fluide $[ML^{-1}T^{-1}]$
 g : accélération de la pesanteur $[LT^{-2}]$

Elle permet de quantifier globalement le résultat de l'interaction des différents paramètres intervenant dans la circulation de l'eau (Chamayou et Legros, 1989). Cette conductivité

hydraulique est également très variable d'un type de sol à un autre. Egaleme nt constante en milieu poreux saturé, on verra par la suite qu'en milieu poreux non saturé, elle est une fonction de la teneur en eau du sol ou de la pression.

II.1.2. La loi de Darcy en milieu non saturé

En milieu non saturé, le principe de proportionnalité entre le gradient de potentiel et la densité de flux échangé reste valable et s'exprime de manière analogue à celle de la loi de Darcy en milieu saturé. Mais, la différence fondamentale est qu'en milieu non saturé, la conductivité hydraulique varie avec la pression matricielle et que cette relation est non linéaire. Ceci entraîne alors, une relation flux-gradient de potentiel (garant de l'écoulement) essentiellement non linéaire. La loi de Darcy ne s'applique ainsi que de manière discrète (Musy *et al.*, 1991) si bien que sa généralisation en milieu non saturé implique que le gradient de potentiel soit exprimé de manière ponctuelle et la conductivité hydraulique sous la forme d'une fonction de teneur en eau ou de potentiel de pression, ces deux dernières variables étant dépendantes. Ainsi, la loi de Darcy est donnée selon la variable principale considérée par les équations suivantes :

$$q = -K(h)\nabla H \quad (I.17)$$

ou encore,

$$q = -K(\theta)\nabla H \quad (I.18)$$

- q : flux échangé $[L^2T^{-1}]$
- K : conductivité hydraulique $[LT^{-1}]$
- θ : teneur en eau $[L^3L^{-3}]$
- H : charge piézométrique $[L]$

Il faudra noter que la charge piézométrique H s'exprime de deux manières, $H = h + z$ pour l'équation (I.17) et $H = h(\theta) + z$ pour l'équation (I.18) z représentant la cote du point considéré $[L]$. L'équation (I-17) représente la forme en pression car la variable principale est la pression alors que l'équation (I.18) est communément appelée forme en teneur en eau qui est considérée comme la variable principale.

En regardant l'équation en pression, on voit que la description des caractéristiques du sol repose sur la seule relation $K(h)$. Cette relation de même que la relation $K(\theta)$ est complexe et dépend du type de sol considéré (voir figure I-3) suivant ses caractéristiques structurales et texturales (Illiel, 1988). Par ailleurs, la relation $K(h)$ étant davantage

sujette à l'hystérèse, (Musy *et al*, 1991) on préfère décrire le sol par les deux relations classiques $K(\theta)$ et $h(\theta)$ dénommées courbes caractéristiques du sol.

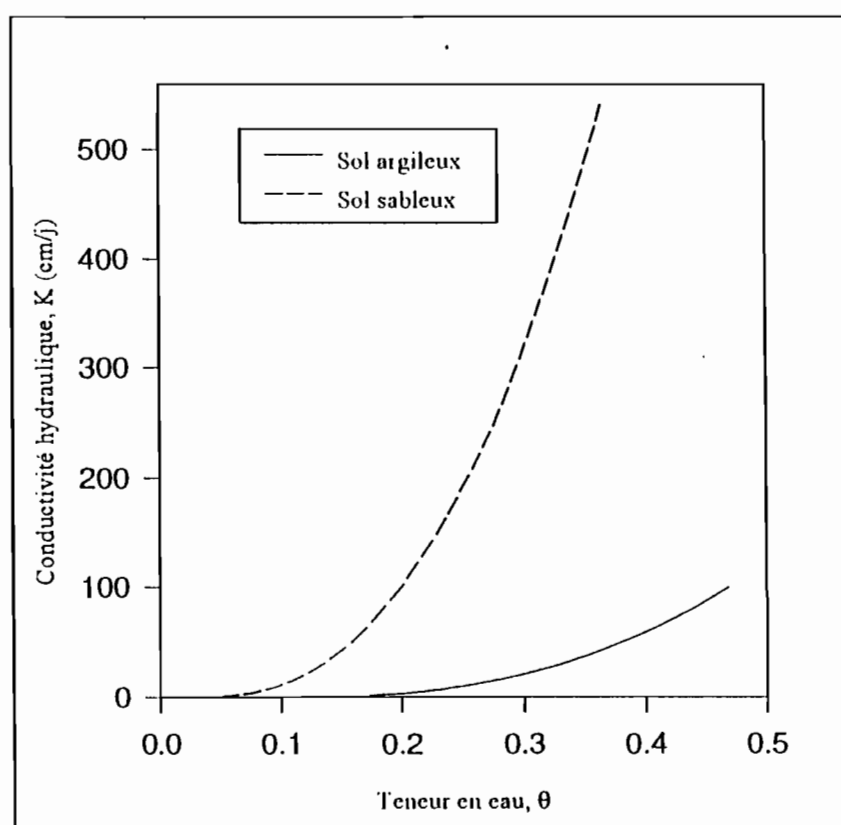


FIG. I-4 : Courbes $K(\theta)$ pour deux sols différents

II.2. Les relations caractéristiques de l'hydrodynamique en zone non saturée

II.2.1. Concept théorique

La détermination du potentiel énergétique de l'eau dans le sol permet la mise en évidence des variations de l'état de l'eau liées aux mouvements de cette même eau au sein du matériau poreux constitué par ce sol. Ces variations sont alors responsables des relations souvent complexes entre les différents paramètres caractérisant le milieu poreux non saturé à savoir la succion, la teneur en eau, la conductivité hydraulique etc. L'ensemble des valeurs prises par ces variables pour les différents états de l'eau dans le sol est caractéristique d'un milieu. Dès lors, nous pouvons dire que deux types d'information sont généralement nécessaires dans l'étude des phénomènes de transfert d'eau dans le sol : la teneur en eau et la succion de l'eau du sol. Bien que ces deux quantités peuvent être déterminées indépendamment, il ne demeure pas moins qu'elles restent fonction l'une de l'autre. La relation qui lie ces deux

quantités est la courbe de rétention du sol. A cette relation, on associe une seconde liée à la dynamique de l'eau dans le sol et reliant la conductivité hydraulique à la succion ou la teneur en eau.

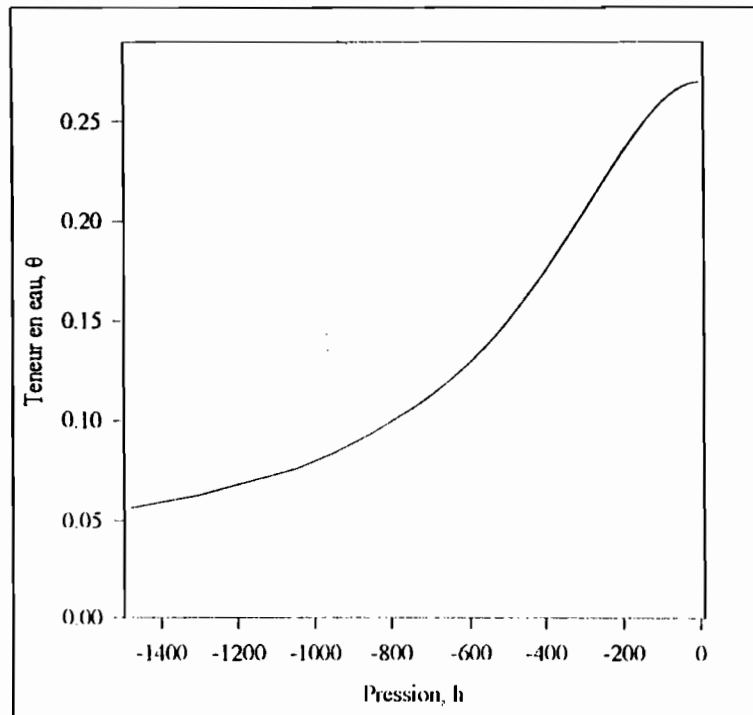


FIG. I-5 : Allure de la relation pression -teneur en eau

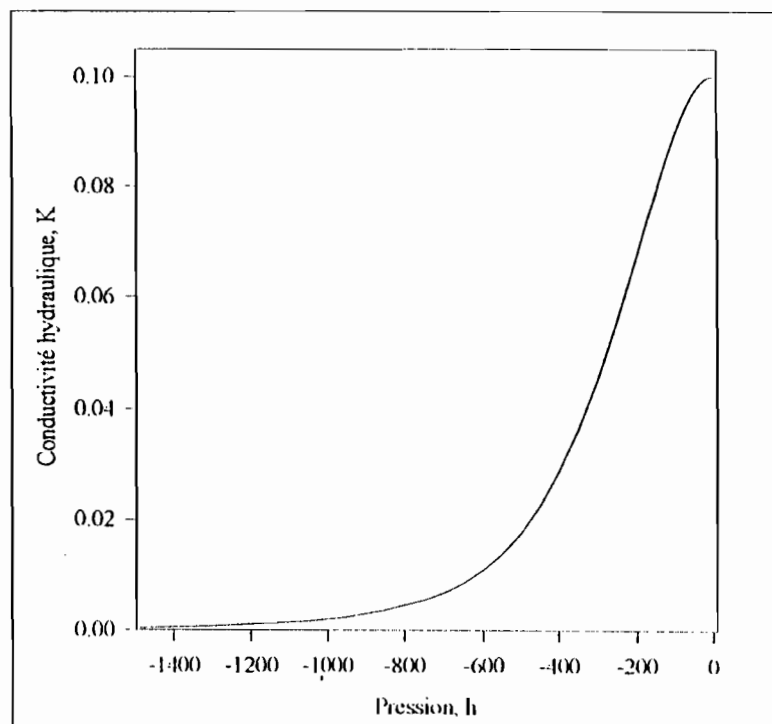


FIG. I-6 : Allure de la relation conductivité hydraulique-pression

II.2.2. Méthodes de détermination

La relation fonctionnelle entre la teneur en eau du sol et la succion est déterminée soit *in situ*, soit au laboratoire. La méthode de détermination *in situ* la plus utilisée est celle du drainage interne. Elle repose sur la mesure simultanée des variations d'humidité et de charge hydraulique dans le profil de sol dans des conditions de ressuyage contrôlé après un apport d'eau important (Vachaud, 1978). Cette méthode permet de déterminer $h(\theta)$ et $K(\theta)$ est ensuite évaluée par les calculs des flux échangés.

Au laboratoire, la relation $h(\theta)$ est déterminée au moyen d'une plaque de tension dans l'échelle des basses suctions (< 1 bar) ou au moyen d'un appareil de pression à membrane pour les suctions assez fortes.

Une troisième méthode est une caractérisation par estimation des paramètres de lois empiriques. Plusieurs formules empiriques ont été proposées pour la représentation mathématique des relations entre ces variables. Mais, en pratique, elles sont obtenues à partir de quelques points expérimentaux représentés sous forme de courbes caractéristiques du milieu poreux donné. L'intérêt de cette méthode est qu'elle est moins fastidieuse et surtout moins coûteuse comparée aux deux premières. Elle fournit en moins de temps des résultats parfaitement acceptables. De même, les différentes formulations mathématiques proposées s'intègrent parfaitement dans les schémas numériques d'étude des transferts d'eau dans les milieux non saturés en eau. Cette méthode trouve également toute son importance dans la détermination des courbes de conductivité hydraulique. En effet, toutes les tentatives de déduction de la courbe de conductivité basées sur des données fondamentales et valables dans tous les cas et qui puissent relier la conductivité hydraulique à la succion ou la teneur en eau sont restées vaines. Ceci explique le fait que l'expression mathématique des courbes de conductivités hydrauliques repose sur l'ajustement de valeurs expérimentales sur des lois mathématiques empiriques (Burdine, 1953; Wyllie and Gardner, 1958; Millington and Quirk, 1961; Mualem, 1976).

II.2.3. Quelques expressions mathématiques de $h(\theta)$ et $K(\theta)$

II.2.3.1. Relations $h(\theta)$

Plusieurs relations ont été proposées pour décrire la courbe de rétention des sols. Parmi ces relations les plus utilisées sont celle de Brooks et Corey (1964) et celle de Van Genuchten (1980). La formulation de Brooks et Corey donne la relation entre la teneur en eau et la succion à travers l'expression suivante :

$$\theta = \begin{cases} \theta_r + (\theta_s - \theta_r)(\alpha h)^{-\lambda} & (\alpha h > 1) \\ \theta_s & (\alpha h \leq 1) \end{cases} \quad (I.19)$$

θ_r et θ_s représentent respectivement la teneur en eau résiduelle et la teneur en eau à saturation, α est un paramètre empirique [L^{-1}] (l'inverse de α donne la pression d'entrée d'air et λ représente un paramètre reflétant la porosimétrie du sol. En utilisant la teneur en eau réduite (S_e) ou encore taux de saturation donnée par l'expression suivante :

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (I.20)$$

l'équation (I.19) devient :

$$S_e = \begin{cases} (\alpha h)^{-\lambda} & (\alpha h > 1) \\ 1 & (\alpha h \leq 1) \end{cases} \quad 0 \leq S_e \leq 1 \quad (I.21)$$

La simplicité de cette équation a fait qu'elle est souvent utilisée dans les modèles numériques d'étude des milieux non saturés.

Il faudra noter que cette relation de Brooks et Corey donne des résultats relativement corrects pour les sols de texture assez grossière. En revanche, les résultats deviennent moins fiables quand le sol étudié présente une texture assez fine (Van Genuchten et *al.*, 1991).

Ainsi, à l'image de la relation de Brooks et Corey nous avons la relation de Van Genuchten (1980) qui permet de mieux décrire la courbe de rétention pour des valeurs de teneur en eau proche de la saturation et de bien reproduire les formes de courbes que sont susceptibles de restituer les autres méthodes. Elle est donnée en considérant le taux de saturation (I.20) par la relation suivante :

$$S_e = \frac{1}{[1 + (\alpha h)^n]^m} \quad (I.22)$$

n , m et α [L^{-1}] sont des constantes empiriques et déterminent la forme de la courbe de rétention. Avec la simplification proposée par Van Genuchten ($m = 1 - \frac{1}{n}$), cette équation est utilisée dans la relation de Mualem (1976) donnant la conductivité hydraulique.

II.2.3.2. Relation $K(\theta)$

Etant donné qu'une estimation de la courbe de conductivité $k(\theta)$ est plus difficile à obtenir expérimentalement que celle de la courbe de rétention $h(\theta)$, différents auteurs ont proposé des formulations mathématiques pour obtenir la courbe de conductivité à partir de la courbe de rétention. Parmi celles-ci nous présenterons le modèle de Mualem (1976). Il donne la conductivité hydraulique à partir du taux de saturation par la relation suivante :

$$K(S_e) = K_s S_e^l \left[\frac{f(S_e)}{f(1)} \right]^2 \quad (I.23)$$

avec

$$f(S_e) = \int_0^{S_e} \frac{1}{h(x)} dx \quad (I.24)$$

S_e : taux de saturation est donné par l'équation (I.20),

K_s : représente la conductivité hydraulique à saturation $[LT^{-1}]$

l : représente la connectivité des pores.

Ce dernier paramètre l a été estimé par Mualem comme étant à 0.5 après une moyenne faite sur plusieurs échantillons de sols.

Après intégration et en supposant $m = 1 - \frac{1}{n}$ (Van Genuchten, 1980), la conductivité hydraulique est donnée par la relation suivante :

$$K(S_e) = K_s S_e^l \left[1 - (1 - S_e^{\frac{n}{n-1}})^m \right]^2 \quad (I.25a)$$

en terme de pression l'équation s'écrit :

$$K(h) = \frac{K_s \left\{ 1 - (\alpha h)^m \left[1 + (\alpha h)^n \right]^{-m} \right\}^2}{\left[1 + (\alpha h)^n \right]^m} \quad (I.25b)$$

Par contre, en utilisant l'équation de Brooks et Corey, l'expression de la conductivité hydraulique est donnée par la relation :

$$K(S_e) = K_s S_e^{l+2+\frac{2}{\lambda}} \quad (I.26a)$$

ou en terme de pression avec $(\alpha h) > 1$:

$$K(h) = \frac{K_s}{(\alpha h)^{\lambda(l+2)+2}} \quad (I.26b)$$

- K_s : conductivité hydraulique à saturation [LT^{-1}]
 h : pression [L]
 θ : teneur en eau [L]
 θ_s : teneur en eau à saturation [L^3L^{-3}]
 θ_r : teneur en eau résiduelle [L^3L^{-3}]
 λ : paramètre reflétant la porosimétrie du sol
 l : connectivité des pores

Ainsi, il n'est pas possible pour le moment d'avoir une relation de prédiction valable de la conductivité hydraulique à l'état non saturé sur la base des propriétés fondamentales du sol.

Comme nous l'avons déjà vu, les courbes de conductivités hydrauliques $K(\theta)$ reposent sur l'ajustement des valeurs expérimentales sur des lois mathématiques empiriques. Ceci concerne également la relation $h(\theta)$. Différents modèles ont été déjà cités plus haut. Dans nos études, notre choix a porté sur le modèle de Van Genuchten. Ce choix a été motivé par les travaux de Russo (1988). Ces travaux étaient une étude comparative des valeurs des propriétés hydrodynamiques mesurées et simulées par plusieurs modèles pour différents types de sols. L'étude démontre que, pour ces types de sol, la formulation de Van Genuchten donne le meilleur ajustement et la meilleure performance.

Ainsi, à partir de l'expression de la teneur en eau ci-dessous,

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{(1 + |\alpha h|^n)^m} & h < 0 \\ \theta_s & h \geq 0 \end{cases} \quad (I.27)$$

nous déduisons l'expression de la capacité capillaire donnée par la relation suivante :

$$c(h) = \begin{cases} (\theta_s - \theta_r)(n-1)\alpha^n (1 + (\alpha|h|^n)^n)^{(-2+\frac{1}{n})} |h|^{n-1} & h < 0 \\ C_{aps} & h \geq 0 \end{cases} \quad (I.28)$$

$\theta(h)$: teneur en eau $[L^3 L^{-3}]$

$K(h)$: conductivité hydraulique $[LT^{-1}]$

$C(h)$: capacité capillaire $[L^{-1}]$

θ_s : teneur en eau à saturation $[L^3 L^{-3}]$

θ_r : teneur en eau résiduelle $[L^3 L^{-3}]$

h : pression $[L]$

Caps : capacité capillaire à saturation voisine de zéro

α : coefficient de forme $[L^{-1}]$; n & m : sont également des coefficients de forme (adimensionnels) caractéristiques du sol considéré.

Ainsi, nous avons présenté ici les relations entre les différentes variables caractéristiques du milieu poreux non saturé. Tous les modèles numériques que nous utilisons dans la suite intègrent ces expressions pour la détermination des caractéristiques hydrodynamiques des sols modélisés.

III. MODELISATION MATHÉMATIQUE DE L'HYDRODYNAMIQUE EN MILIEU POREUX NON SATURÉ

Les processus de transfert d'eau dans les sols se font généralement dans des conditions caractérisées par une teneur en eau inférieure à la saturation, c'est-à-dire en milieu non saturé. La description de cette dynamique repose dès lors sur une généralisation des principes des écoulements en milieux saturés (Hillel, 1988; Musy *et al.*, 1991), à savoir une combinaison d'une loi dynamique (loi de Darcy) et d'une loi de continuité (loi de conservation de la masse). Des modifications de ces lois sont nécessaires. Cette nécessité provient d'une part des caractéristiques spécifiques des forces auxquelles sont soumises les particules de fluide dans la zone non saturée et d'autre part, de la diminution du domaine d'écoulement, qui ne correspond là qu'à une fraction variable de l'espace poral. La complexité des écoulements en milieu non saturé est accrue par le fait que le taux de saturation du sol devient une variable dans l'espace et dans le temps. L'écoulement, lui, est engendré par la présence d'un gradient hydraulique responsable de tout mouvement d'eau dans le milieu poreux. Ainsi, du fait de la tendance à l'équilibre énergétique, l'eau va se déplacer des zones de faible succion vers les zones de succion plus forte. Mais lorsque le potentiel matriciel est uniforme, le mouvement de l'eau est dû uniquement à la gravité et ceci pour une teneur en eau assez élevée. Par ailleurs, quand ce potentiel matriciel varie d'un point à un autre, des gradients de potentiel apparaissent et s'ajoutent à la gravité pour provoquer l'écoulement. La force motrice de l'écoulement en milieu non saturé se présente donc sous la forme d'un gradient de potentiel total, résultant de la somme des potentiels de pression matricielle et de gravité. Il faudra noter que cette force motrice responsable de

l'écoulement est maximale dans les zones du front d'humidification qui marque la transition entre une zone très humide et une autre beaucoup plus sèche.

III.1. Equation de continuité

Cette équation exprime le principe de conservation de la masse. Ainsi, pour un volume de sol donné, il se traduit par l'égalité entre le bilan des masses entrant et sortant de ce volume pendant un intervalle de temps et la variation de la masse du volume durant le même intervalle de temps. En milieu non saturé, et en supposant vérifiée l'hypothèse d'indéformabilité du milieu (masse volumique constante) et la masse volumique de l'eau également constante, elle s'écrit sous la forme :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\nabla \cdot \bar{q} \quad (I.29)$$

Cette équation exprime la correspondance entre la variabilité spatiale du flux et la variabilité temporelle de la teneur en eau.

III.2. Equations des écoulements en milieu non saturé : Equation de Richards

L'équation générale des écoulements en milieu poreux non saturé découle de la combinaison de la loi de Darcy généralisée en milieu non saturé et de l'équation de continuité. Diverses formulations de cette équation sont possibles selon la variable principale considérée à savoir, la succion h [L] ou la teneur en eau θ [L^3 / L^3]. Cette équation plus connue sous le nom d'équation de Richards s'exprime comme suit :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot [K(h) \nabla H] \quad (I.30a)$$

$$C(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \nabla \cdot [K(h) \nabla H] \quad (I.30b)$$

$$\text{avec : } C(h) = \frac{\partial \theta}{\partial h}$$

$C(h)$: capacité capillaire [L^{-1}]

θ : teneur en eau volumique [$L^3 L^{-3}$]

h : hauteur de pression [L]

H : charge piézométrique ($H = h + z$) [L]

$K(h)$: conductivité hydraulique [LT^{-1}]

z : cote du point considéré (positive vers le haut) [L]

Ainsi la relation liant la teneur en eau θ à la succion h permet de passer d'une forme d'équation à une autre. On peut distinguer trois formes pour cette équation :

une forme basée sur la pression h

$$C(h) \frac{\partial h}{\partial t} - \nabla \cdot [K(h) \cdot \nabla h] - \frac{\partial K}{\partial z} = 0 \quad (I.31)$$

une forme basée sur la teneur en eau θ

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} - \nabla \cdot D(\theta) \cdot \nabla \theta - \frac{\partial K}{\partial z} = 0 \quad (I.32)$$

une forme "mixte" :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} - \nabla \cdot K(h) \cdot \nabla h - \frac{\partial K}{\partial z} = 0 \quad (I.33)$$

$C(h)$: capacité capillaire $[L^{-1}]$

$K(h)$: conductivité hydraulique en milieu non saturé $[LT^{-1}]$

$D(\theta)$: Diffusivité en milieu non saturé $[L^2T^{-1}]$

A cause de la non linéarité de ces équations, il est pratiquement impossible d'avoir une solution analytique exceptés certains cas particuliers. Par conséquent, les méthodes numériques sont largement utilisées pour résoudre l'équation de l'écoulement en milieu poreux non saturé.

La résolution de cette équation en pression c'est-à-dire la forme (I.31), entraîne dans plusieurs cas une erreur non négligeable sur le bilan de masse. La résolution en teneur eau θ , forme (I.32), entraîne des problèmes de discontinuité et ce schéma de résolution est restreint au milieu uniquement non saturé. La forme mixte quant à elle, forme (I.33), améliore le bilan de masse et peut être utilisée en milieu saturé et non saturé (Célia *et al*, 1990).

CHAPITRE II

MODELISATION NUMERIQUE DES TRANSFERTS D'EAU EN MILIEU POREUX NON SATURE

INTRODUCTION

Les modèles numériques constituent aujourd'hui l'outil principal pour étudier les problèmes d'écoulement souterrain à l'échelle régionale. Ceci s'explique par le fait que le domaine souterrain est difficilement accessible et représente jusqu'à présent un domaine non encore bien cerné du point de vue hydrogéologique. Deux méthodes numériques sont classiquement utilisées pour étudier l'écoulement en milieu souterrain, il s'agit de la méthode des différences finies et de celle des éléments finis conformes. Cette dernière est plus adaptée que celle des différences finies en ce qui concerne la discrétisation spatiale de milieux à géométrie complexe. Elle fournit une approximation de la charge piézométrique sur l'ensemble du domaine modélisé ainsi que le champ de vitesse obtenu par dérivation de la charge piézométrique (Pinder et Gray, 1977 ; Kinzelbach, 1986).

Après une présentation de la méthode des éléments finis, nous présenterons une nouvelle méthode, celle des éléments finis mixtes hybrides pour résoudre le même type de problème. L'originalité de la méthode réside dans le fait qu'elle permet une approximation simultanée de la charge piézométrique et du champ de vitesse dans le domaine modélisé et utilise comme variables principales les pressions moyennes sur les côtés des mailles du domaine discrétisé (Chavent et Roberts, 1989 ; Mosé *et al.*, 1994 ; Siegel, 1995). Après une brève présentation de ces deux méthodes, nous exposerons dans la suite, les résultats obtenus avec deux modèles numériques utilisant ces méthodes à travers quelques cas "d'école". Nous tenterons également dans ce chapitre, une validation de notre modèle par comparaison avec la solution semi analytique de Philip à travers un exemple de problème d'infiltration en conditions non saturées.

I. RESOLUTION DE L'ECOULEMENT PAR UNE APPROCHE ELEMENTS FINIS CLASSIQUES

Nous voulons faire une approximation de la charge piézométrique $H(L)$ sur un domaine Ω . Le champ de vitesse est obtenu ensuite par dérivation de la charge. L'idée de base de la méthode est la transformation de l'équation de l'écoulement en une intégrale particulière appelée fonctionnelle de sorte que la minimisation de cette fonctionnelle conduise à la solution du problème. La méthode de Galerkin avec ses fonctions de base linéaires est utilisée pour la résolution numérique de l'équation de l'écoulement en milieu poreux non saturé (voir chapitre I) sujette aux conditions initiales et aux limites imposées. Cette méthode a été décrite en détail par plusieurs auteurs (Neuman, 1972 ; Pinder et Gray, 1977 ; Dhatt et Touzot, 1984 ; Kinzelbach, 1986 ; Istok, 1989), ce qui fait que nous ne présentons ici que quelques étapes de la résolution.

I.1. Discrétisation de l'espace de résolution

La méthode de résolution consiste à faire une approximation de la hauteur piézométrique H par \hat{H} sur l'ensemble du domaine. Pour ce faire, le domaine de résolution est divisé en triangles appelés éléments. Les sommets de ces triangles sont appelés noeuds du domaine. L'approximation de la charge piézométrique est donnée par la relation suivante :

$$\hat{H}(x, y, t) = \sum_{n=1}^N \sum_{e=1}^M \phi_n^e(x, y) H_n(t) \quad (II.1)$$

N : nombre total de noeuds du domaine

M : nombre total d'éléments du domaine

Cette expression peut être réécrite sous la forme :

$$\hat{H}(x, y, t) = \sum_{n=1}^N \omega_n(x, y) H_n(t) \quad (II.2)$$

avec :

$$\omega_n(x, y) = \sum_{e=1}^M \phi_n^e(x, y) \quad (II.3)$$

les ϕ_n sont des fonctions de base linéaires associées aux noeuds de l'élément et qui satisfont à la condition suivante : $\phi_n(x_m, y_m) = \delta_{nm}$.

Nous définissons alors pour chaque élément, les trois unités de fonctions avec les trois noeuds i, j et k de l'élément considéré de la manière suivante :

$$\phi_i^e = \begin{cases} [(x_i y_k - x_k y_j) + (y_j - y_k)x + (x_k - x_j)y] / |D^e| \\ 0 \text{ au niveau des autres noeuds de l'élément} \end{cases} \quad (II.4)$$

avec,

$$|D^e| = \begin{vmatrix} 1 & x_i & y_i \\ 1 & x_j & y_j \\ 1 & x_k & y_k \end{vmatrix}$$

Par permutation circulaire des trois indices i, j et k , on obtient les deux autres unités de fonctions ϕ_j^e et ϕ_k^e .

Les H_n sont les inconnues représentant la solution de l'équation aux noeuds du domaine et N représente le nombre total de noeuds du domaine.

La méthode de Galerkin postule que l'opérateur différentiel associé à l'équation de Richards est orthogonale à chacune des N fonctions de base aux N noeuds du domaine, ce qui se traduit par la relation suivante :

$$\int_{\Omega} \left\{ \frac{\partial \theta}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x} \left[K_x(h) \left(\frac{\partial H}{\partial x} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K_y(h) \left(\frac{\partial H}{\partial y} \right) \right] - f \right\} \omega_n d\Omega = 0 \quad (II.5)$$

En utilisant le théorème de Green et en remplaçant H par \hat{H} , l'intégration de l'équation (II.5) donne un système d'équations différentielles dépendant du temps avec des coefficients non linéaires. Ces équations sont données sous forme matricielle à travers la relation :

$$[F] \frac{d\{0\}}{dt} + [A]\{H\} = \{Q\} - \{B\} - \{D\} \quad (II.6)$$

où :

$$A_{nm} = \sum_e \frac{1}{4|E|} \bar{K}_e [b_m b_n + c_n c_m] \quad (II.7)$$

$$B_n = \sum_e \frac{1}{2} \bar{K}_e (b_n c_n) \quad (II.8)$$

$$F_{nm} = \delta_{nm} \sum_e \frac{1}{3} |E| \quad (II.9)$$

$$Q_n = - \sum_e \sigma_n \lambda_n \quad (II.10)$$

$$D_n = \sum_e \frac{1}{12} |E| (f_n) \quad (II.11)$$

Les variables surmontées d'une barre représentent des valeurs moyennes sur l'élément E considéré.

$$m = 1, 2, \dots, N \quad \text{et} \quad n = 1, 2, \dots, N$$

Ces indices sont caractéristiques d'une numérotation globale des noeuds.

$$\begin{aligned} b_i &= y_j - y_k & c_i &= x_k - x_j \\ b_j &= y_k - y_i & c_j &= x_i - x_k \\ b_k &= y_i - y_j & c_k &= x_j - x_i \end{aligned} \quad (II.12)$$

$$|E| = \frac{c_k b_j - c_j b_k}{2} \quad \bar{K} = \frac{K_i + K_j + K_k}{3}$$

$$\lambda_n = \frac{L_n}{2}$$

Les indices i, j et k dans les équations, représentent les trois coordonnées de l'élément triangulaire E. $|E|$ représente la surface de l'élément E. \bar{K} est la conductivité hydraulique moyenne sur l'élément et f_n le terme puits/source. L_n représente la longueur du segment de frontière connecté au noeud n, et le symbole σ_n dans l'équation (II.10) intervient au niveau du flux $[LT^{-1}]$ à travers le noeud frontière n. Le flux est considéré comme uniforme sur chaque segment de la frontière. Le vecteur Q_n a une valeur nulle au niveau de tous les noeuds intérieurs au domaine et qui ne sont pas des puits ou des sources.

1.2. Discrétisation temporelle

L'intégration de la relation (II.3) est possible grâce à une distribution du temps par intervalle ou pas de temps en adoptant un schéma de différences finies. Un schéma implicite est utilisé, ce qui revient à écrire :

$$[F] \frac{\{\theta\}_{m+1} - \{\theta\}_m}{\Delta t_m} + [A]_{m+1} \{H\}_{m+1} = \{Q\}_{m+1} - [B]_{m+1} - [D]_{m+1} \quad (II.13)$$

où, $m+1$ le pas de temps en cours, m représente le pas de temps précédent et $\Delta t_m = t_{m+1} - t_m$ est la durée de l'intervalle de temps.

Ainsi, l'équation (II.13) représente l'équation algébrique à résoudre. La résolution de ce système permet donc de déterminer la charge piézométrique sur tout le domaine et à tout instant (Neuman, 1975 ; Kinzelbach, 1986; Istok, 1989; Simunek *et al.*, 1992). Il faut noter que les coefficients θ , A , B , et D dépendent de la variable h de pression et ces équations sont fortement non linéaires.

II. APPROXIMATION PAR ELEMENTS FINIS MIXTES HYBRIDES

Le problème demeure le même. Le domaine d'étude noté Ω ainsi considéré sera discrétisé en éléments triangulaires quelconques E et nous cherchons donc un moyen d'approcher la charge piézométrique II (L) et son champ de vitesse associé \bar{q} (L/T).

II.1. Présentation de l'espace fonctionnel de la formulation mixte

La formulation mixte permet d'approcher simultanément la charge hydraulique II [L] ainsi que son champ de vitesse \bar{q} [LT⁻¹] (Raviart et Thomas, 1977; Thomas, 1977). Ces variables présentent au niveau de chaque élément les propriétés suivantes (Chavent et Roberts, 1991) :

- $\nabla \cdot \bar{q}_E$ est constant sur l'élément E traduisant ainsi la conservation de la masse.
- Le produit scalaire $\bar{q}_E \cdot \bar{n}_{Ei}$ est constant pour tout côté I_i^E de E où \bar{n}_{Ei} est le vecteur unitaire normal à I_i^E .
- \bar{q}_E est déterminé par la connaissance des flux Q_{Ei} à travers les côtés I_i^E . Il est défini sur tout le domaine par la relation :

$$\bar{q} = \sum_{j=1}^3 Q_{E,j} \bar{w}_j \quad (II.14)$$

Les fonctions de base \bar{w}_i ($i=1, \dots, 3$) sont définies à travers la relation suivante :

$$\int_{F_j} \bar{w}_i \cdot \bar{n}_{Ej} = \delta_{ij} \quad \text{avec } i=1, \dots, 3 \quad (II.15)$$

δ_{ij} est le delta de Kronecker

Le vecteur de base \bar{w}_i correspond à un vecteur ayant un flux égal à un à travers le côté A_i , nul à travers les autres côtés et qui possède la propriété suivante :

$$\int_E \nabla \cdot \bar{w}_i = \sum_{j=1}^3 \int_{A_j} \bar{w}_i \cdot \bar{n}_{Ej} = 1 \quad (II.16)$$

Ces propriétés impliquent un bilan de masse local exact et une composante normale de la vitesse continue entre deux éléments adjacents. La formulation mixte consiste à écrire une formulation variationnelle de la loi de Darcy et de l'équation de la conservation de la masse.

II.2. Formulation variationnelle mixte de la loi de Darcy

Nous écrivons la loi de Darcy sous la forme suivante :

$$K^{-1}(h) \cdot \bar{q} = -\nabla H \quad (II.17)$$

Avec h représentant la pression et liée à la charge piézométrique H par la relation classique $H = h + z$; z étant la cote du point considéré.

En multipliant scalairement chaque membre de l'équation par une fonction test \bar{s} , en intégrant sur l'élément E et en utilisant la formule de Green, nous obtenons la relation suivante :

$$\int_E (K^{-1}(h_E) \cdot \bar{q}) \cdot \bar{s} = - \int_E \nabla H \cdot \bar{s} = \int_E H \nabla \cdot \bar{s} - \int_{\partial E} H \bar{s} \cdot \bar{n}_E \quad \forall \bar{s} \in H(\text{div}, E) \quad (II.18)$$

En substituant dans l'équation (II-17) H et \bar{q} par leur approximation sur l'élément E , on obtient l'équation élémentaire reliant H_E , $TH_{E,j}$ ($j=1, \dots, 3$) et \bar{q}_E .

$$\int_E (K^{-1}(h_E) \cdot \bar{q}_E) \cdot \bar{s}_E = \int_E H_E \nabla \cdot \bar{s}_E - \sum_{j=1}^3 \int_{F_j} TH_{E,j} \bar{s}_E \cdot \bar{n}_{Ej} \quad (II.19)$$

En prenant comme fonction test les trois fonctions de base \bar{w}_i de l'espace de Raviart-Thomas, H_E étant constant sur E et $TH_{E,j}$ constant sur F_j , on obtient :

$$\int_E (K^{-1}(h_E) \cdot \bar{q}_E) \cdot \bar{w}_i = H_E \int_E \nabla \cdot \bar{w}_i - \sum_{j=1}^3 TH_{E,j} \int_{F_j} \bar{w}_i \cdot \bar{n}_{Ej} \quad \forall i=1, \dots, 3 \quad (II.20)$$

Utilisant d'une part, les propriétés de l'équation (II.14) et d'autre part celles de l'équation (II.16), nous obtenons l'équation suivante :

$$\sum_{j=1}^3 Q_{E,j} \int_E ((K_E^{-1}(h_E) \cdot \bar{w}_j) \cdot \bar{w}_i) = H_E - TH_{E,i} \quad \forall i=1,\dots,3 \quad (II.21)$$

Maintenant, on définit la matrice 3x3 symétrique B_E associée à l'élément E:

$$B_E = [B_{i,j}] \quad (II.22)$$

$$B_{ij} = \left[\int_E ((K_E^{-1}(h_E) \cdot \bar{w}_j) \cdot \bar{w}_i) \right]$$

K_E est considéré comme constant sur l'élément E.

En utilisant cette représentation B_{ij} , la formulation variationnelle de la loi de Darcy s'écrit alors:

$$\sum_{j=1}^3 Q_{E,j} B_{ij} = H_E - TH_{E,i} \quad \forall i=1,\dots,3 \quad (II.23)$$

Utilisant une notation matricielle, nous obtenons la forme suivante :

$$B_E Q_E = H_E DIV_E^T - TH_E \quad (II.24a)$$

avec,

$$DIV_E^T = \begin{bmatrix} 1 \\ 1 \\ 1 \end{bmatrix}, \quad Q_E = \begin{bmatrix} Q_{E,1} \\ Q_{E,2} \\ Q_{E,3} \end{bmatrix}, \quad TH_E = \begin{bmatrix} TH_{E,1} \\ TH_{E,2} \\ TH_{E,3} \end{bmatrix}$$

DIV_E^T est la transposée de la matrice divergence élémentaire ($DIV_E = [1 \ 1 \ 1]$).

La matrice B_E étant inversible, on peut écrire l'équation (II.24a) de manière équivalente:

$$Q_E = B_E^{-1} (H_E DIV_E^T - TH_E) \quad (II.24b)$$

soit encore,

$$Q_{E,F} = H_E \alpha_{EF} - \sum_{F' \subset \partial E} B_{EF,F'}^{-1} T H_{EF'} \quad \text{avec} \quad \alpha_{EF} = \sum_{F' \subset \partial E} B_{EF,F'}^{-1} \quad (11.25)$$

∂E représente l'ensemble des côtés de l'élément E .

Ainsi nous avons une relation qui relie les flux à travers les côtés, la moyenne de la charge piézométrique sur l'élément E et les moyennes de la charge piézométrique sur chaque côté de l'élément. Connaissant les valeurs des moyennes de la charge piézométrique sur l'élément et sur les côtés de l'élément, les flux sont parfaitement déterminés.

11.3. Formulation variationnelle de l'équation de conservation de la masse

Nous commençons tout d'abord par une discrétisation de l'espace temporel en intervalles de temps de durée Δt . L'équation de mouvement peut s'écrire sous la forme :

$$C(h) \frac{\partial H}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{q} = f \quad (11.26)$$

Il faudra donc intégrer cette équation sur chaque élément E du domaine. Pour ce faire, on multiplie chaque membre de l'équation (11.26) par une fonction test $s \in L^2(E)$ et on intègre sur E afin d'obtenir une formulation type volume fini de l'équation sur E .

$$\int_E C_E(h_E) \frac{\partial H}{\partial t} s + \int_E s \nabla \cdot \vec{q} = \int_E f s \quad \forall s \in L^2(E) \quad (11.27)$$

Par substitution dans (11.27) de H et \vec{q} par leur approximation sur l'élément E , et compte tenu du fait que les approximations H_E et \vec{q}_E vérifient les propriétés suivantes :

- H_E est constante sur E
- $\nabla \cdot \vec{q}_E = \frac{1}{|E|} \sum_{i=1}^3 Q_{E,i}$ est constant sur E , avec $|E|$ représentant l'aire de l'élément E

on obtient :

$$\int_E C_E \frac{H_E^n - H_E^{n-1}}{\Delta t} s_E + \int_E s_E \nabla \cdot \vec{q}_E^n = \int_E f^n s_E \quad \forall s_E \in \text{l'espace de Raviart-Thomas} \quad (11.28)$$

s_E : est constant sur E

C_E : représente la capacité capillaire moyenne sur l'élément E et y est considérée comme constante.

Après division de chaque membre de l'équation (II.28) par s_E , prise comme une constante sur E, nous obtenons une nouvelle équation de la forme :

$$|E|C_E \frac{H_E^n - H_E^{n-1}}{\Delta t} + \sum_{i=1}^3 Q_{E,i}^n = F_E^n \quad (\text{II.29})$$

avec F_E^n une approximation de $\int_E f^n$ constante sur E

Ainsi, en utilisant une notation matricielle, l'équation de l'écoulement s'écrit sous la forme suivante:

$$|E|C_E \frac{H_E^n - H_E^{n-1}}{\Delta t} + \text{DIV}_E Q_E^n = F_E^n \quad \forall E \in \Omega \quad (\text{II.30})$$

En plus des relations données par les formes matricielles de la loi de Darcy (II.25) et de l'équation du mouvement sur E, nous avons les relations de continuité suivantes:

- $TH_{E,F} = TH_{E',F}$ Pour tout côté intérieur au domaine Ω , ce qui traduit la continuité de la charge piézométrique (E et E' deux éléments adjacents figure II-1).
- $Q_{E,F} + Q_{E',F} = 0$ Pour tout côté intérieur au domaine Ω , ce qui traduit du reste, la continuité de la composante normale du vecteur vitesse \bar{q} à l'interface de deux éléments adjacents.

ainsi que les conditions limites et initiales que nous présentons ci-dessous :

- Les conditions limites de Dirichlet qui sont assurées par une égalité de charge piézométrique sur les côtés,
 $TH_{E,F} = TH_{D,F} \quad \forall F \subset \partial\Omega_D \quad (\text{II.31})$

$\partial\Omega_D$ la partie de la frontière $\partial\Omega$ de Ω qui correspond à la condition de type Dirichlet.

- Les conditions aux limites de Neumann sont assurées par une égalité de flux

$$Q_{E,F}^n = Q_{N,F} \quad \forall F \subset \partial\Omega_N \quad (II.32)$$

$\partial\Omega_N$ la partie de la frontière $\partial\Omega$ de Ω qui correspond à la condition de type Neumann.

- La condition initiale est donnée par la connaissance des TH_{Ei}^0 , charge initiale au niveau des côtés.

Toutes ces relations nous permettent de résoudre le système d'équations (II.30) sur l'ensemble du domaine Ω .

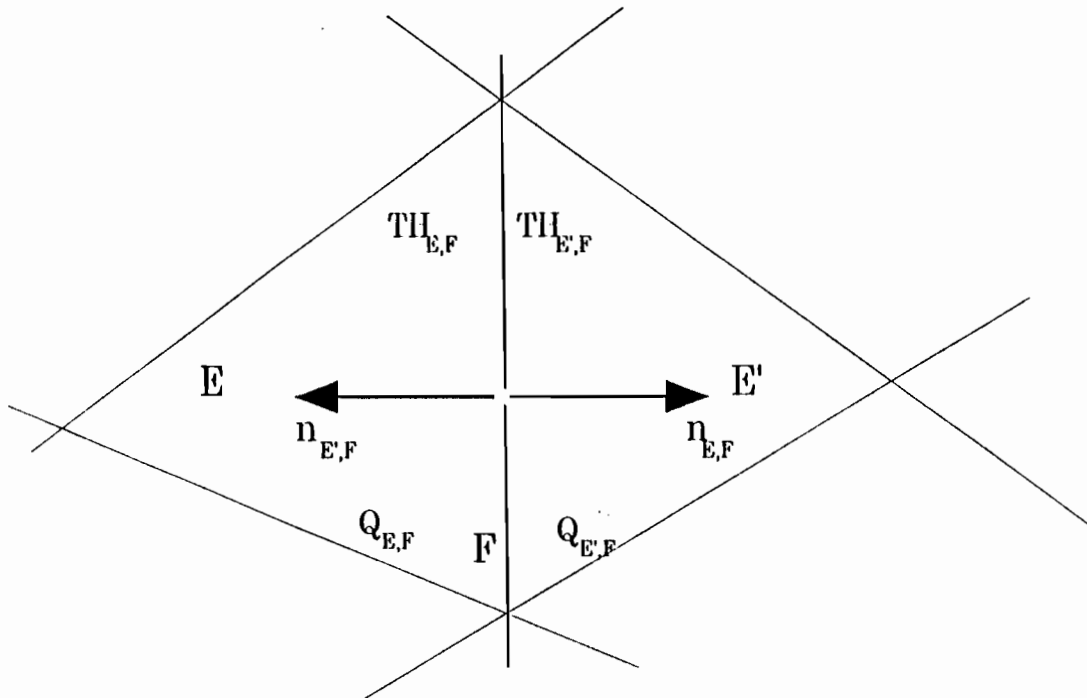


FIG. II-1: Deux mailles E et E' avec leur côté commun F

II.4. Résolution de l'équation de l'écoulement par une approche mixte hybride

L'approche mixte hybride consiste à choisir comme inconnues principales les traces de pression TH_{Ei} en éliminant les autres inconnues (Chavent and Roberts 1991; Mosé, 1990; Mosé *et al.*, 1993). Après avoir résolu le système d'équations en traces de pression, on utilise sur chaque élément E les équations locales afin de pouvoir déterminer les flux à travers les côtés et la pression moyenne de l'élément.

L'équation de continuité de la pression est automatiquement satisfaite dès lors que nous posons :

$$TH_{E,F} = TH_F \quad \forall E \text{ ayant } F \text{ pour côté} \quad (II.33)$$

L'équation (II.25) nous permet d'écrire directement :

$$DIV_E Q_E = \sum_{F \subset \partial E} Q_{E,F} = a_E H_E - \sum_{F \subset \partial E} a_{E,F} TH_{E,F} \quad (II.34)$$

$$\text{avec } a_{E,F} = \sum_{F' \subset \partial E} B_{EF,F'}^{-1} \text{ et } a_E = \sum_{F \subset \partial E} a_{E,F}$$

Cette relation (II.34) introduite dans l'équation de (II.30) donne :

$$|E| C_E \frac{H_E^n - H_E^{n-1}}{\Delta t} + a_E H_E^n - \sum_{F \subset \partial E} a_{E,F} TH_F^n = F_E^n \quad \forall E \in \Omega \quad (II.35)$$

L'introduction de la relation (II.25) dans l'équation de continuité de flux donne :

$$H_E^n a_{EF} + H_{E'}^n a_{E'F} = \sum_{F' \subset \partial E} B_{EF,F'}^{-1} TH_{F'}^n + \sum_{F' \subset \partial E'} B_{E'F,F'}^{-1} TH_{F'}^n \quad (II.36)$$

pour tout côté intérieur à Ω .

La relation (II.34) introduite dans l'équation exprimant les conditions aux limites de flux (II.32) donne quant à elle :

$$H_E^n a_{EF} = \sum_{F' \subset \partial E} B_{EF,F'}^{-1} TH_{F'}^n + Q_{N,F}^n \quad \forall F \subset \partial \Omega_N \quad (II.37)$$

Ainsi toutes les relations nécessaires ont été établies pour obtenir un système d'équations en traces de pressions. Pour cela, il nous faut éliminer les inconnues H_E^n . Nous passons dans la suite, à la résolution mixte hybride du problème parabolique qui correspond à ce qu'on appelle communément le régime transitoire. Dans le souci de simplifier les calculs, nous posons alors :

$$\lambda_E = \frac{a_E \Delta t}{C_E |E|} \quad \forall E \quad (II.38)$$

$$\beta_E = \frac{\lambda_E}{1 + \lambda_E} \quad \forall E \quad (II.39)$$

$$\gamma_{EF,F'} = \beta_E \frac{a_{E,F} a_{E,F'}}{a_E} \quad \forall F, F' \subset \partial E \quad (II.40)$$

En multipliant l'équation (II.35) par l'expression $\frac{a_{E,F} \beta_E}{a_E}$, elle se réécrit sous la forme:

$$a_{E,F} H_E^n = a_{E,F} (1 - \beta_E) H_E^{n-1} + \sum_{F' \subset \partial E} \gamma_{E,F,F'} TH_{F'}^n + \frac{\beta_E a_{E,F} F_E^n}{a_E} \quad (II.41)$$

En introduisant (II.41) dans les équations (II.36) et (II.37), on obtient:

$$\begin{aligned} & \sum_{E \supset F} a_{E,F} (1 - \beta_E) H_E^{n-1} + \sum_{E \supset F} \sum_{F' \subset \partial E} \gamma_{E,F,F'} TH_{F'}^n + \sum_{E \supset F} \frac{\beta_E a_{E,F} F_E^n}{a_E} \\ &= \sum_{E \supset F} \sum_{F' \subset \partial E} B_{E,F,F'}^{-1} TH_{F'}^n + \{Q_{N,F}^n \text{ si } F \subset \partial \Omega_N\} \end{aligned} \quad (II.42)$$

Nous obtenons alors une représentation matricielle de la forme :

$$(M^{MH} - N^{MH}) TH^n = F^{MH,n} - G^{MH,n} \quad (II.43)$$

où :

- M^{MH} est la matrice mixte hybride élémentaire (matrice masse)

$$M_{FF'}^{MH} = \sum_{E \supset F \text{ et } F'} B_{EF,F'}^{-1} \quad (II.44)$$

- N^{MH} est la matrice mixte hybride secondaire (matrice rigide)

$$N_{FF'}^{MH} = \sum_{E \supset F \text{ et } F'} \gamma_{EF,F'} \quad (II.45)$$

On notera $RM^{MH} = M^{MH} - N^{MH}$

- F^{MH} est le vecteur représentant le terme puits/source

$$F_F^{MH,n} = \sum_{E \supset F} a_{E,F} (1 - \beta_E) H_E^{n-1} + \frac{\beta_E a_{E,F} F_E^n}{a_E} \quad (II.46)$$

- G^{MH} est le vecteur des flux imposés

$$G_F^{MH,n} = \begin{cases} Q_{N,F}^n & \text{si } F \text{ est un côté à flux imposé} \\ 0 & \text{si non} \end{cases} \quad (II.47)$$

On note $RF_F^{MH} = F_F^{MH,n} - G_F^{MH,n}$

Pour la résolution, le système d'équations est réduit en éliminant les lignes d'indices F correspondant aux côtés à pression imposée et en incluant dans RF^{MH} la contribution des côtés à flux imposés :

$$RF_F^{MH} = F_F^{MH,n} - G_F^{MH,n} - \sum_{F' \subset \partial\Omega_D} RM_{F,F'}^{MH} TH_{F'} \quad \forall F \not\subset \partial\Omega_D \quad (II.48)$$

Le système ainsi résolu, c'est-à-dire une fois les traces de pression calculées, les pressions moyennes et les flux à travers les facettes sont obtenus sur chaque élément du domaine en utilisant les équations locales déjà établies ci-dessus reliant les différentes variables au niveau de chaque élément [(II.41) pour les pressions moyennes par élément, (II.25) pour les flux à travers les côtés de l'élément].

III. RESOLUTION NUMERIQUE DES SYSTEMES D'EQUATIONS OBTENUS

Les systèmes d'équations obtenus en milieu poreux non saturé par la résolution de l'équation de mouvement en milieu poreux non saturé font apparaître des non linéarités, les variables caractéristiques du milieu étant liées entre elles. La méthode des éléments finis conduit à une formulation discrétisée des problèmes non linéaires qui peut s'écrire sous la forme :

$$[A(h)][h] = \{F\} \quad (II.49)$$

Ainsi la recherche de la solution du système non linéaire (II.49) se fera de manière itérative.

III.1. Linéarisation des équations : Méthode de Picard

En milieu poreux non saturé, les relations entre les variables caractéristiques du milieu sont fortement non linéaires. A cause de cette non linéarité, un processus itératif est utilisé pour résoudre le problème de l'écoulement dans un domaine considéré. Ainsi, il faudra tout d'abord procéder à la linéarisation des équations. Pour ce faire, plusieurs méthodes de linéarisation existent parmi lesquelles, la méthode de Picard ou encore méthode de substitution (Dhatt G. et Touzot G., 1984; Istok J., 1989). C'est la méthode la plus utilisée. Elle consiste à construire une série de solutions $\{h^0\}, \{h^1\}, \dots, \{h^i\}$, la solution $\{h^i\}$ étant calculée à partir de $\{h^{i-1}\}$ en résolvant le système linéaire :

$$[A(h^{i-1})]\{h^i\} = \{F\} \quad i=1, 2, 3, \dots \quad (II.50)$$

i : représente le numéro de l'itération

$[A(h^{i-1})]$ représente la matrice des coefficients construite à partir de la solution précédente (Klute *et al.*, 1965 cité par Istok J., 1989).

Si en revanche, le terme F dépend de la variable h , il sera évalué en utilisant la valeur $\{h^{i-1}\}$.

Cette procédure commence par une solution initiale $\{h^0\}$, on résout alors le système linéaire suivant :

$$[A(h^0)]\{h^1\} = \{F\} \quad (II.51)$$

on définit alors une matrice résiduelle $\{R\}$ telle que :

$$\{R\} = \{F\} - [A(h^{i-1})]\{h^i\} \quad (II.52)$$

si le résidu est suffisamment proche de zéro, on considère $\{h^i\}$ comme la solution. Sinon, on construit une nouvelle matrice des coefficients $[A(h^i)]$ en utilisant la valeur $\{h^i\}$ et on obtient un nouveau système :

$$[A(h^i)]\{h^{i+1}\} = \{F\}$$

Ce processus est répété jusqu'à ce que l'on ait une valeur maximale du résidu inférieure ou égale à une certaine valeur appelée tolérance fixée a priori.

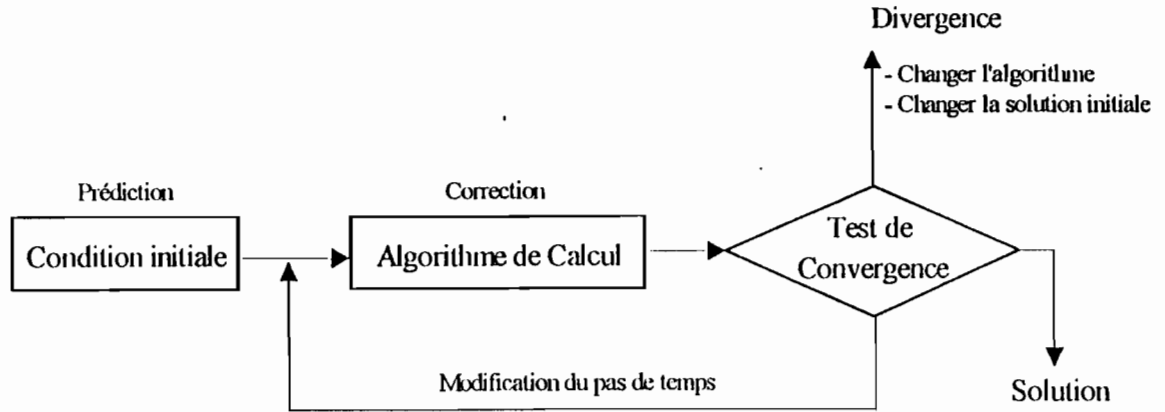


FIG. II-2 : Présentation d'un processus itératif (Dhatt G. et Touzot G., 1984)

Pour ce qui concerne les modèles numériques utilisés, la détermination de la valeur de la conductivité hydraulique et de la capacité capillaire pour une itération donnée, se fera en adoptant l'approximation suivante :

$$K^{k+1}(h) = K((1-\alpha).h^{k-1} + (\alpha).h^k) \quad (\text{II.53})$$

$$C^{k+1}(h) = C((1-\alpha).h^{k-1} + (\alpha).h^k) \quad (\text{II.54})$$

K : conductivité hydraulique $[LT^{-1}]$

C : capacité capillaire $[L^{-1}]$

h : pression $[L]$

k+1 : itération en cours

α : coefficient adimensionnel et $\alpha \in [0, 1]$

L'avantage principal de cette méthode dite de Picard, est sa simplicité donc sa facilité de mise en oeuvre.

III.2. Critère de convergence adopté pour les modèles numériques utilisés

Il représente la mesure de l'exactitude de la solution approchée comparée à la solution exacte au demeurant inconnue. Ainsi, dans la suite de notre étude, nous utilisons un critère de convergence mixte et qui est donné par l'expression suivante :

$$\max |h^{n+1} - h^n| \leq tol + tol.h^{n+1} \quad (\text{II.55})$$

n : numéro de l'itération

h : pression calculée

tol : représente la tolérance qui n'est rien d'autre que la différence minimale admise entre deux valeurs de pression pour un même point de calcul entre deux itérations successives.

Le second terme de droite " $tol.h^{n+1}$ " permet dans certains cas d'accélérer la convergence en augmentant la valeur du critère de convergence. Il nous permet alors de ne tenir compte que des variations significatives de pression entre deux itérations successives.

III.3. Evaluation du bilan de masse

Le bilan de masse représente un des critères fondamentaux pour juger de l'exactitude d'une solution numérique. Cependant, il représente une condition nécessaire mais pas suffisante (Rathfelder et Abriola, 1994 ; Célia, 1990). Il est évalué dans le cadre de notre étude par la relation suivante :

$$erreur(\%) = 100. \left| 1.0 - \frac{V_t - V_0}{\sum_{\Delta t} F_{\Delta t}} \right| \quad (II.56)$$

V_t : Volume d'eau dans le domaine à l'instant " t "

V_0 : Volume d'eau dans le domaine à l'instant initial

$F_{\Delta t}$: Volume d'eau échangé à travers les limites du domaine durant un pas de temps de Δt

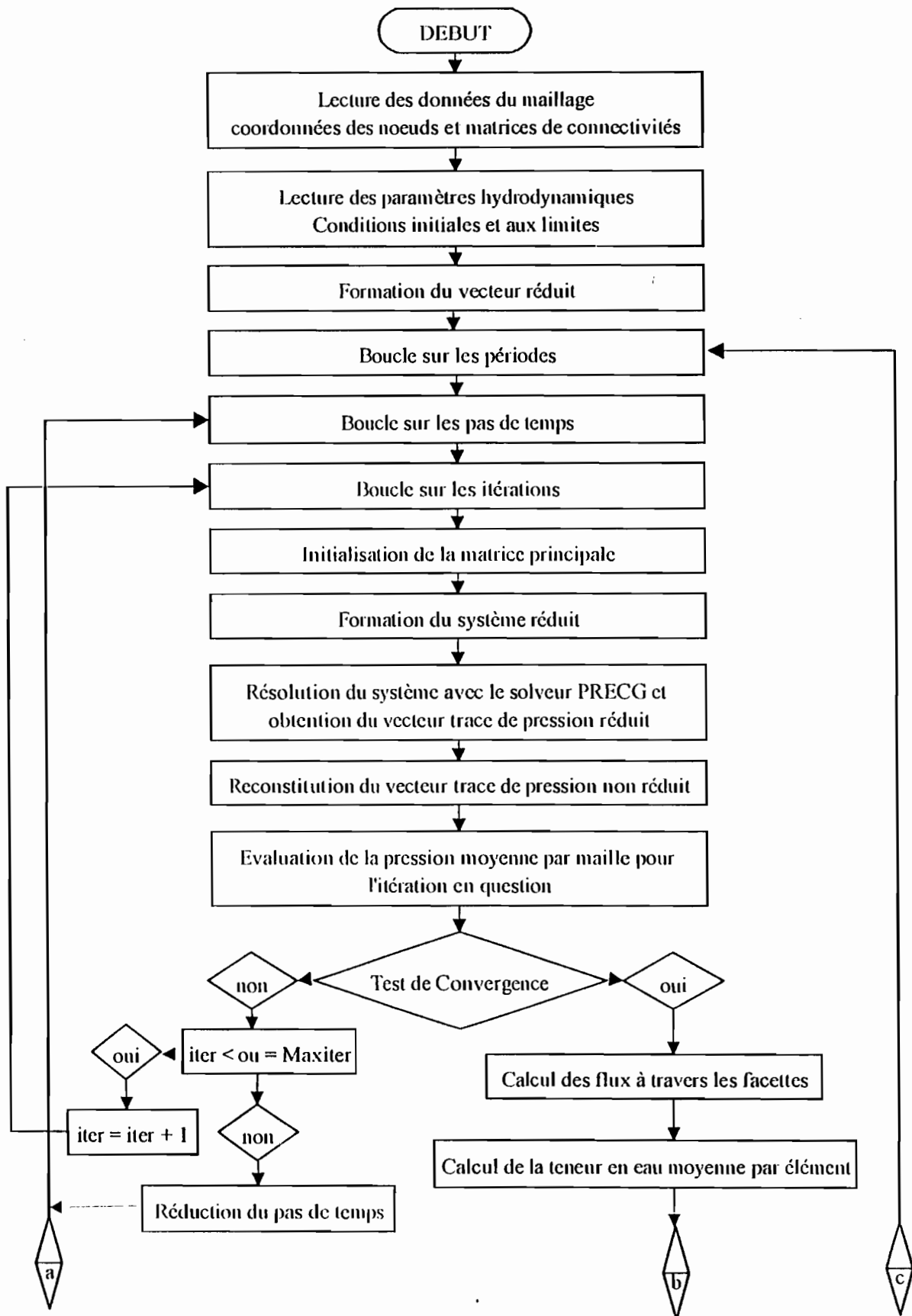
III.4. Contrôle du temps de simulation

Pour le contrôle du temps de simulation, nous optons pour un pas de temps dynamique. Le principe du contrôle se présente comme suit :

- 1 : la durée du pas de temps ne peut pas être inférieure à une valeur minimale Δt_{min} , ni supérieure à une valeur maximale Δt_{max} imposées au préalable ($\Delta t_{min} \leq \Delta t \leq \Delta t_{max}$).
- 2 : si, durant un pas de temps donné, le nombre d'itérations pour atteindre une convergence est inférieur à trois, la durée pour le pas de temps suivant est ajustée en multipliant Δt par un coefficient multiplicateur constant supérieur à 1 (généralement entre 1,1 et 1,5). Si, par contre le nombre d'itérations est supérieur à sept, Δt pour le pas de temps suivant est multiplié par une constante inférieure à 1 (généralement entre 0,3 et 0,9).

- 3 : si durant un pas de temps particulier, le nombre d'itérations atteint une valeur supérieure à une valeur maximale déterminée au préalable, la valeur du pas de temps est divisée par trois et on recommence le processus itératif. Ceci est connu sous le nom de "back step".

Cette manière de contrôler le temps de simulation est introduite dans tous les modèles que nous allons utiliser.



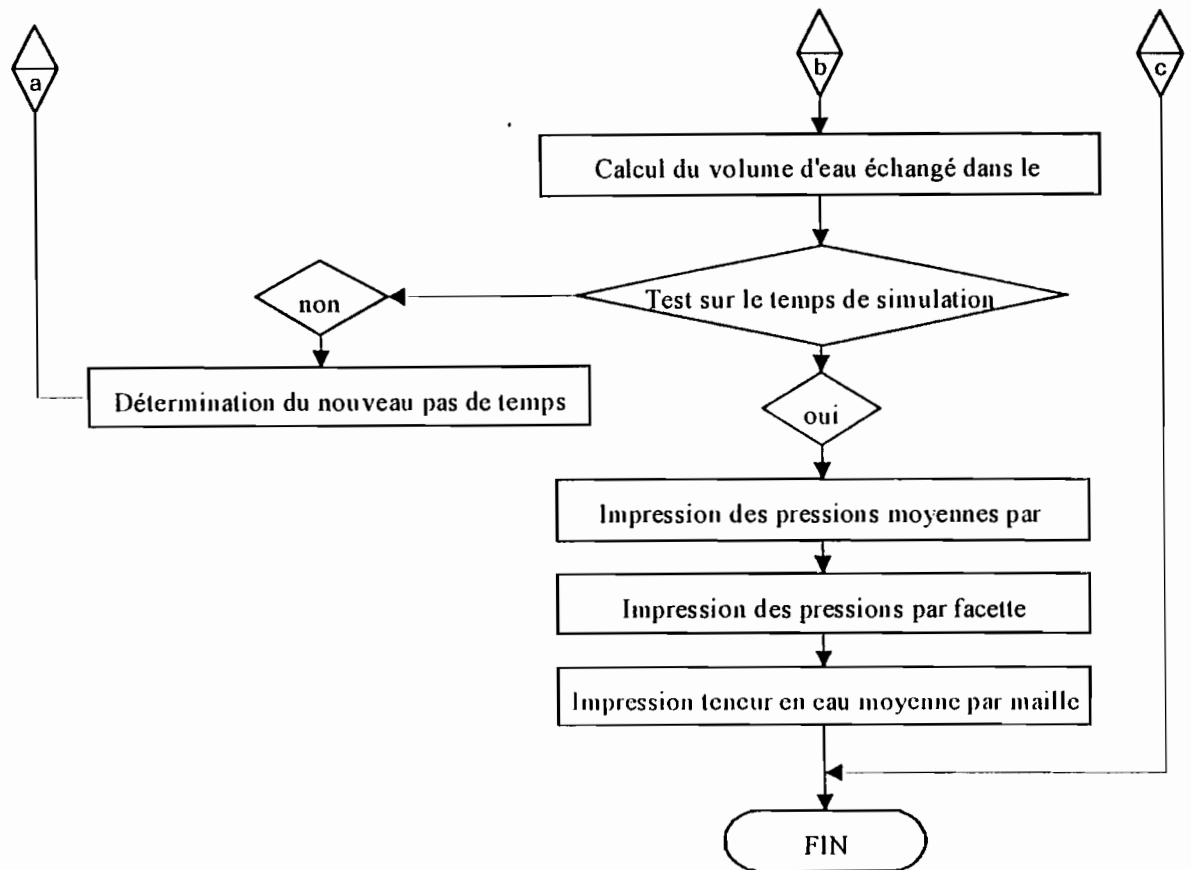


FIG. II-3 : Organigramme de calcul du modèle MHNS_2D

IV. EXEMPLES NUMERIQUES AVEC UN MODELE ELEMENTS FINIS CLASSIQUES RESOLVANT L'EQUATION EN CHARGE (FECH)

IV.1. Introduction

Dans ce paragraphe, nous présenterons des simulations qui ont été effectuées avec un modèle éléments finis classiques résolvant l'équation de l'écoulement en milieu non saturé sous sa forme en pression (voir paragraphe III-2 du chapitre I). Ce modèle (FECH) qui a également été développé dans notre laboratoire incorpore les mêmes conditions que le modèle mixte hybride : critère de convergence, méthode d'évaluation du bilan de masse et pas de temps dynamiques. L'objectif de ces simulations est de mettre en évidence le défaut de bilan de masse présenté par la résolution de l'équation de Richards sous sa forme en pression (Célia *et al.*, 1990) et de démontrer les limites de cette formulation. Nous parviendrons par la suite à déterminer la meilleure formulation entre la résolution sous la

forme en pression et celle sous la forme mixte. Nous essayerons également d'améliorer les résultats obtenus avec cette formulation par utilisation d'un facteur de sur-relaxation.

IV.2. Présentation du problème étudié

Dans cet exemple de problème, le domaine de simulation est considéré comme rectangulaire et s'étend sur 100 cm de largeur et 110 cm de hauteur. L'axe des ordonnées est orienté vers le haut. Le milieu principal a une conductivité à saturation de 270 cm/jour. Trois strates présentant des conductivités hydrauliques à saturation très faibles donc moins perméables que le milieu principal (voir figure II-4), constituent les hétérogénéités du milieu. La valeur de conductivité hydraulique considérée pour ces blocs est de 0.1 cm/jour (voir tableau II-1). Ainsi l'hétérogénéité est ici décrite par le contraste de conductivité hydraulique.

Nous procéderons à des simulations avec une pression initiale de -1000 cm C.E. Une infiltration continue est considérée dans la limite supérieure du domaine. L'intensité du flux infiltrant est de 0,25 cm/jour. Les trois autres limites, c'est-à-dire les deux bords latéraux et le fond du domaine, sont considérées comme imperméables. Deux types de maillage ont été considérés, un maillage 20x22 ($\Delta x = \Delta y = 5$ cm) et un maillage 40x44 ($\Delta x = \Delta y = 2.5$ cm) afin d'avoir une idée sur l'évolution du modèle avec le maillage. Les résultats obtenus sont présentés dans les figures II-5 et II-6.

Tableau II-1 : Paramètres hydrodynamiques du domaine simulé

Matériaux	θ_r [%]	θ_s [%]	α [cm ⁻¹]	n [-]	K_s [cm/j]
1	8,28	32,09	0,05501	1,5093	270,1
2	8,28	32,09	0,05501	1,5093	0,1
3	8,28	32,09	0,05501	1,5093	0,1
4	8,28	32,09	0,05501	1,5093	0,1

La durée totale de la simulation est de quinze jours. Le pas de temps de simulation est ajusté d'une manière dynamique en fonction du nombre d'itérations effectuées pour qu'il y ait convergence durant un pas de temps donné et ceci en partant d'un pas de temps initial fixé au préalable de la simulation (voir paragraphe III-4).

Tableau II-2 : Paramètres temporels des simulations

T _{max} (jour)	Δt_{init} (jour)	Δt_{min} (jour)	Δt_{max} (jour)	Dmul1*	Dmul2**
15	1.10^{-3}	1.10^{-5}	1.10^{-1}	1.1	0.33

*coefficient permettant d'augmenter la durée du pas de temps

**coefficient permettant de diminuer la durée du pas de temps

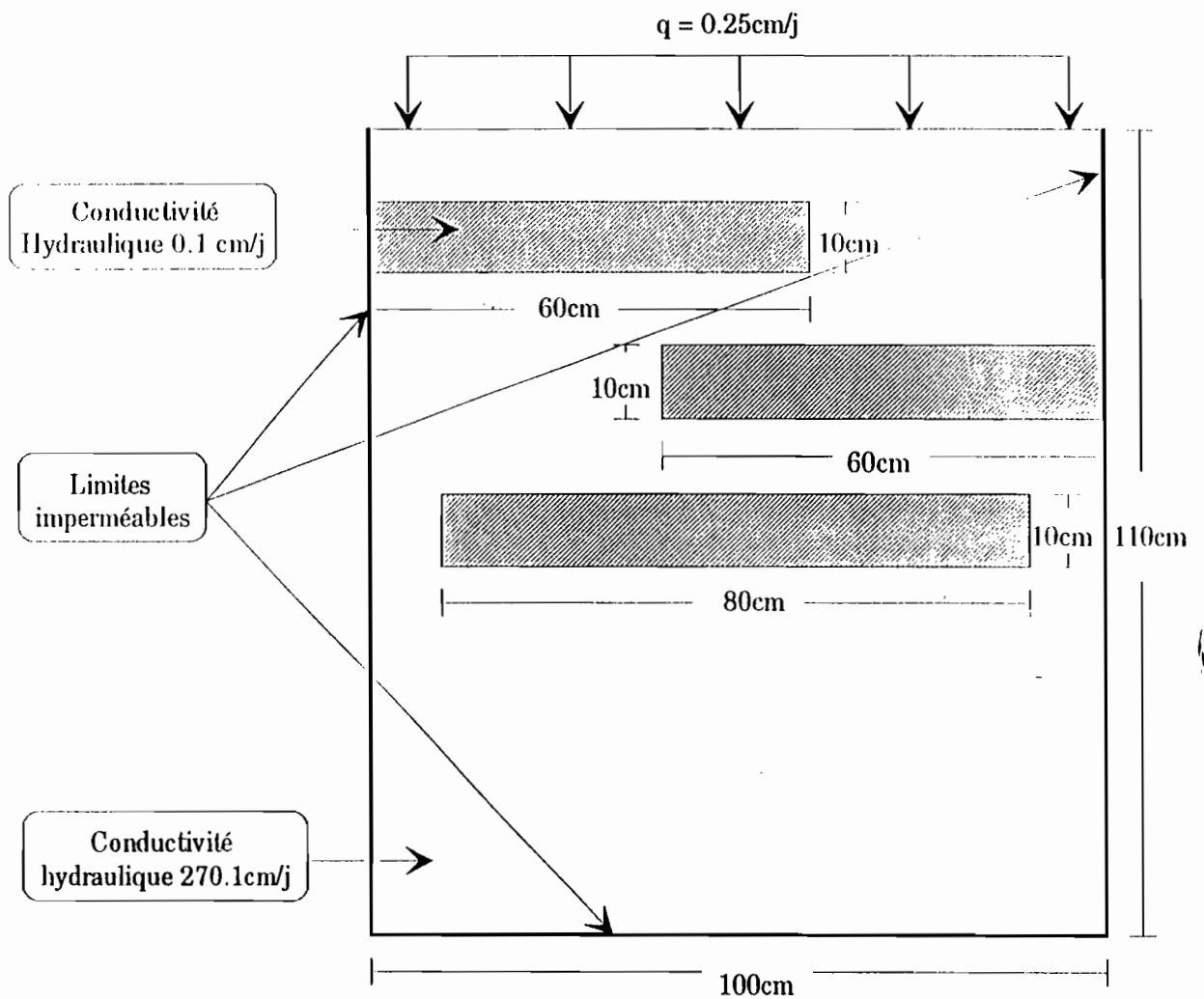


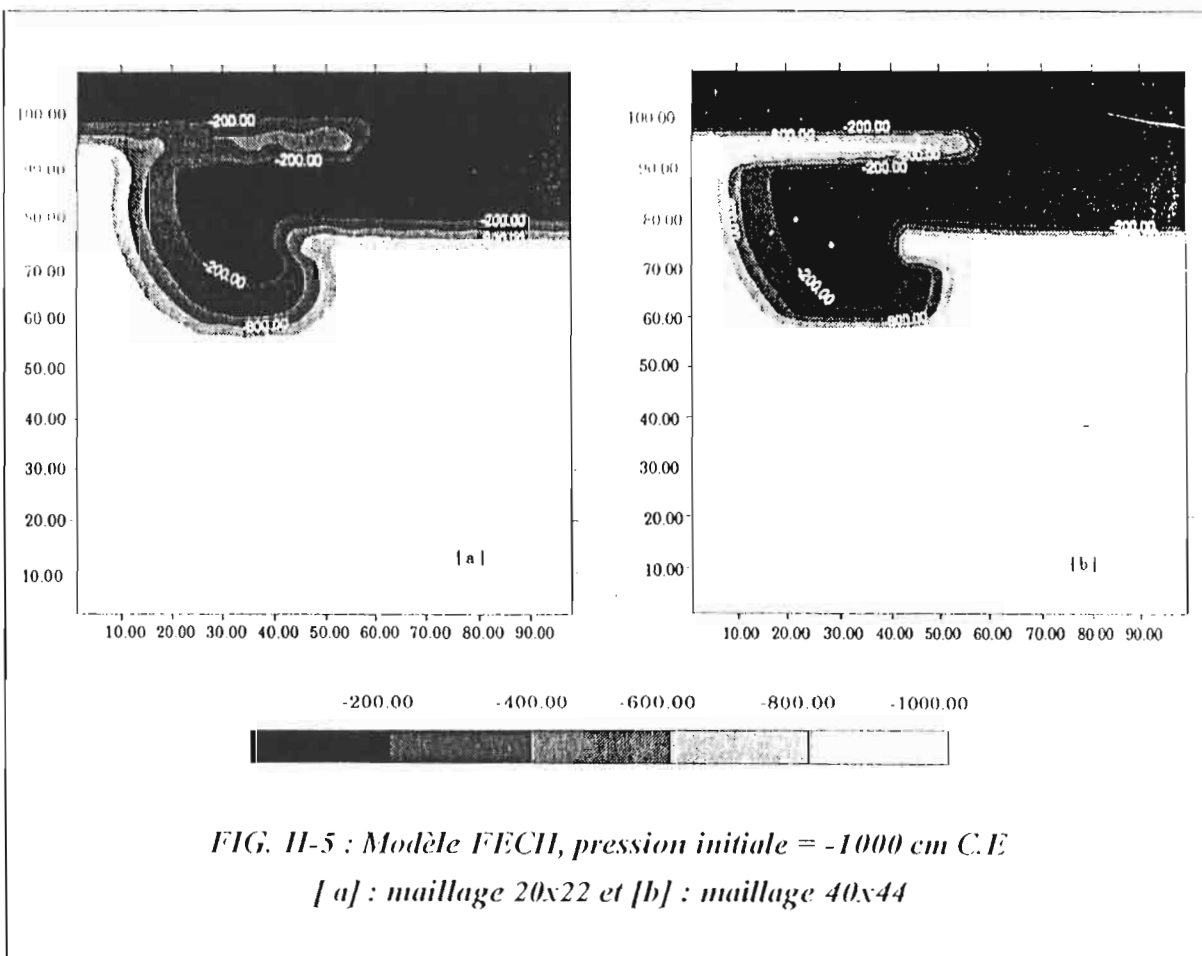
FIG. II-4 : Domaine de simulation et conditions aux limites

IV.3. Résultats des simulations

Les résultats des simulations sont présentés dans les graphiques ci-après. Nous avons sur ces graphiques des isovaleurs de pression avec un pas de 200 cm C.E (voir figure II-5). Le calcul du bilan de masse effectué montre des bilans suffisamment faux pour pouvoir considérer la solution comme exacte (voir tableau II-3).

Tableau II-3 : Evolution du bilan en eau pour les simulations effectuées

Maillage	Nombre d'inconnues	Nombre d'itérations	Bilan en eau (%)
20x22	483	3995	14,12
40x44	1845	5619	13,7



IV.4. Discussions

Les bilans de masse obtenus à partir des simulations sont supérieurs à 10% ce qui nous permet alors de remettre en cause la validité de ces résultats. Ceci est possible car comme nous l'avons vu plus haut, l'exactitude du bilan de masse est une condition nécessaire. Ces résultats issus des simulations confortent ainsi la thèse selon laquelle la résolution de l'équation de Richards sous sa forme en pression avec les éléments finis classiques entraîne un défaut de bilan de masse important pour des conditions initiales sèches. Les origines de ce défaut de bilan sont diverses allant de la forme de l'équation (paragraphe III-2 chapitre I) à la discrétisation temporelle en passant par l'estimation des paramètres hydrodynamiques telle la conductivité hydraulique (paragraphe I chapitre III). Partant de ce constat, nous allons essayer d'améliorer les résultats du modèle, mais cette fois en y adjoignant un facteur de relaxation.

IV.5. Introduction du facteur de relaxation

Dans un processus itératif, on détermine la valeur de la variable calculée au niveau de chaque itération en tenant compte de la valeur prise par cette même variable à l'itération précédente. Ceci s'exprime par la relation suivante (Picard modifié) :

$$h^{n+1} = h^n + \Delta h \quad (\text{II.57a})$$

Δh représente la différence entre les deux itérées h^{n+1} et h^n .

La méthode du SOR (Successive Over Relaxation) nous permet d'affecter à Δh un coefficient de relaxation permettant entre autres, d'améliorer le bilan de masse (Remson, 1971 Wang et Anderson, 1982). La relation entre les itérées s'écrit alors de la manière suivante :

$$h^{n+1} = h^n + R \cdot \Delta h \quad (\text{II.57b})$$

R = facteur de relaxation.

Ce facteur permet d'avoir une stabilité de la solution et améliore également la convergence du système et la distribution des pressions (Wang et Anderson, 1982).

IV.5.1. Détermination du facteur de relaxation.

Les méthodes de détermination du facteur de relaxation sont souvent compliquées (Remson 1971 ; Wang et Anderson, 1982). Généralement, le facteur adéquat est déterminé pour chaque problème donné par essais erreurs.

Le plus souvent ce facteur est compris entre 1 et 2, on parlera alors de sur-relaxation et entre 0 et 1 et on parlera de sous-relaxation. Dans le premier cas ($1 \leq R \leq 2$) on peut dire que nous avons une extrapolation de la variable en question vers la solution et dans le deuxième cas ($0 < R \leq 1$), la variable représentera une interpolation vers la solution exacte.

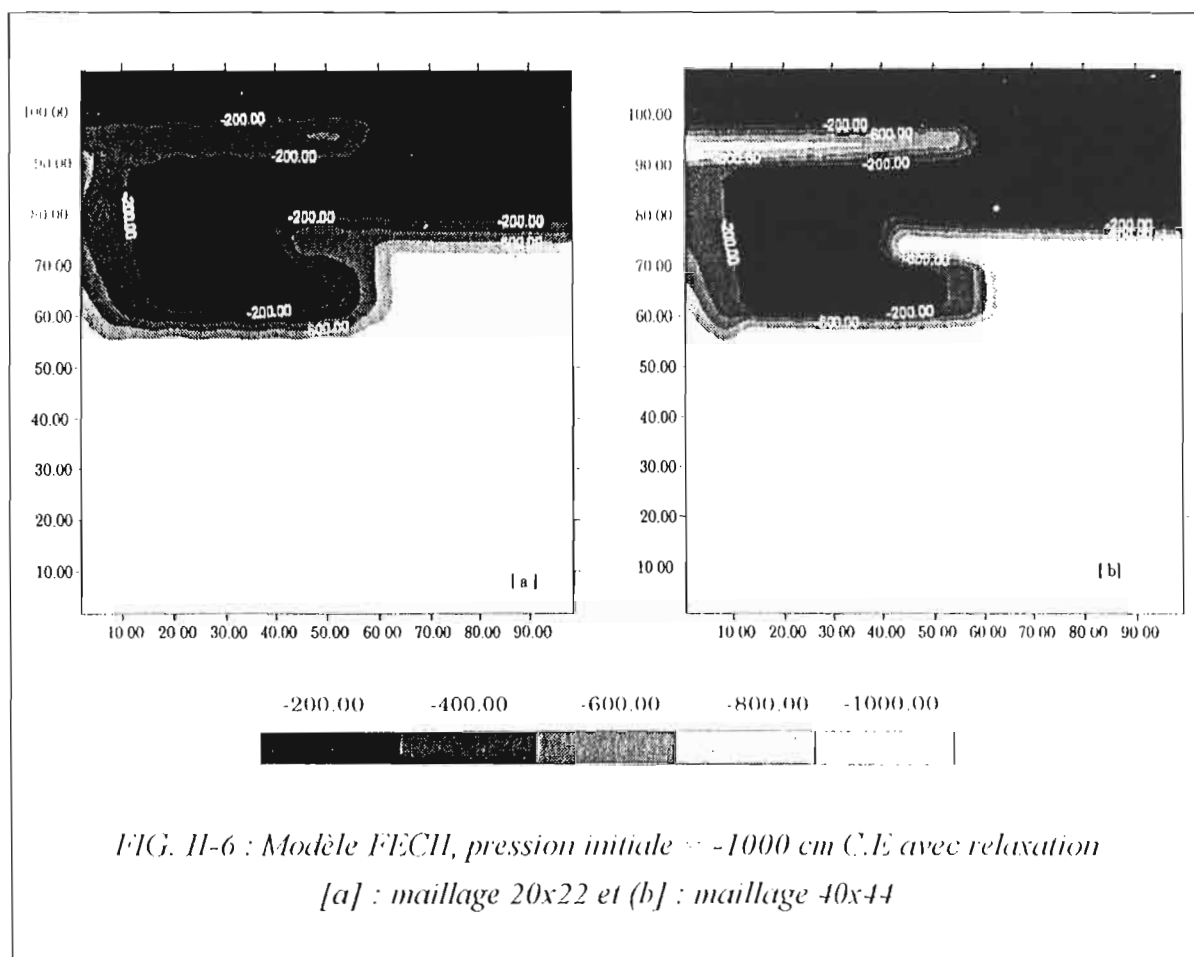
IV.5.2. Exemple de simulation avec modification du facteur de relaxation

Nous avons repris le même problème que précédemment avec cette fois-ci, l'utilisation d'un coefficient de relaxation. Le choix du bon coefficient de relaxation est fait selon l'exactitude du bilan de masse obtenu. Si ce dernier est acceptable physiquement, on dit alors qu'on a un bon coefficient de relaxation.

Deux types de maillage ont été considérés, un maillage 20x22 ($\Delta x = \Delta y = 5$ cm) et un maillage 40x44 ($\Delta x = \Delta y = 2.5$ cm) comme précédemment. Les résultats obtenus sont présentés à travers la figure II-6

Tableau II-4 : Evolution du bilan de masse avec facteur de relaxation

Maillage	Nombre d'inconnues	Nombre d'itérations	Bilan de Masse (%)	Facteur de relaxation
20x22	483	4491	0,05	1,214
40x44	1845	6248	0,016	1.146



IV.6. Discussions et conclusion

Nous constatons qu'avec un facteur de relaxation adéquat, nous améliorons notablement le bilan de masse qui devient par la suite tout à fait exact. Il est donné dans le *tableau II-IV* avec les différents facteurs de relaxation utilisés pour les simulations effectuées. L'inconvénient majeur est que, le facteur de relaxation varie d'un problème à un autre et que sa détermination peut être fastidieuse pour certains types de problèmes. En ce qui concerne la convergence du système, théoriquement, l'utilisation du facteur de relaxation devrait l'accélérer. Mais en regardant les nombres d'itérations représentés dans les *tableaux II-3* et *II-4*, on se rend compte que cette accélération est loin d'être observée. Au contraire, on constate qu'on a besoin de plus d'itérations. Nous remarquons également au passage que plus le maillage est fin moins le coefficient de relaxation est élevé.

En raison de toutes ces contraintes : faux bilan de masse, résultats douteux, utilisation d'un facteur de relaxation qui n'a aucune signification physique, nous nous sommes détournés de l'approche éléments finis classiques avec la forme en pression de l'équation de Richards. Nous avons alors opté pour la suite du travail, une modélisation par éléments finis classiques avec utilisation de la forme mixte de l'équation de Richards (modèle SWMS_2D)

et une modélisation par éléments finis mixtes hybrides avec le modèle MHNS_2D que nous avons développé et qui conserve l'équation de Richards sous sa forme en pression. Ceci nous permet d'aborder le paragraphe suivant, paragraphe dans lequel nous tenterons de valider notre modèle MHNS_2D par comparaison avec une solution semi-analytique.

IV.7. Présentation du modèle SWMS_2D (Simunek et al., 1992)

C'est un modèle de simulation qui peut être utilisé pour analyser le mouvement d'eau et de soluté dans un milieu poreux non saturé, partiellement saturé ou complètement saturé. Pour le module transfert d'eau, il résout l'équation de Richards. La méthode numérique utilisée est celle des éléments finis conformes et il repose fondamentalement sur le modèle de Vogel (1987), modèle qui est basé sur les travaux de Neuman (Neuman, 1972; Davis et Neuman 1983). Dans ce modèle, l'équation de Richards est résolue sous sa forme mixte. Ceci innove dans la mesure où cette forme permet d'avoir un bilan de masse correct en lui adjoignant bien sûr la modification apportée par Célia et al., (1990) pour le traitement de la capacité capillaire. Le processus itératif est très sensible à la méthode utilisée pour évaluer le terme $(\Delta\theta/\Delta t)$ dans l'équation (II.10). Le principe de la méthode consiste à séparer ce terme en deux parties :

$$[F] \frac{\{\theta\}_{i+1} - \{\theta\}_i}{\Delta t_i} = [F] \frac{\{\theta\}_{i+1}^{k+1} - \{\theta\}_{i+1}^k}{\Delta t_i} + [F] \frac{\{\theta\}_{i+1}^k - \{\theta\}_i}{\Delta t_i} \quad (II.58)$$

$k+1$ et k représentent respectivement l'itération en cours et l'itération précédente; $i+1$ et i représentent respectivement le pas de temps en cours et le pas de temps précédent. Il faudra noter que le second terme à droite de l'équation (II.58) est connu pour l'itération en cours. Par contre, le premier terme peut être exprimé en pression et l'équation (II.58) devient alors :

$$[F] \frac{\{\theta\}_{i+1} - \{\theta\}_i}{\Delta t_i} = [F][C]_{i+1} \frac{\{h\}_{i+1}^{k+1} - \{h\}_{i+1}^k}{\Delta t_i} + [F] \frac{\{\theta\}_{i+1}^k - \{\theta\}_i}{\Delta t_i} \quad (II.59)$$

où, $C_{nn} = \delta_{nn} C_n$, et C_n représente la valeur nodale de la capacité capillaire au niveau du noeud n et δ_{nn} est delta de Kronecker. Le premier terme dans le second membre de l'équation (II.59) tend vers zéro à la fin du processus itératif si la solution numérique converge. Ceci permet de minimiser l'erreur sur le bilan de masse pour les éléments finis classiques.

A cause de la non linéarité des équations, un processus itératif est utilisé pour obtenir les solutions du système d'équations décrivant l'écoulement dans le domaine considéré.

Pour chaque itération, le système obtenu après incorporation des conditions limites, est résolu en utilisant la méthode d'élimination de Gauss. Le processus itératif continue jusqu'à ce qu'on ait, au niveau de chaque noeud, une différence acceptable entre les valeurs de pression pour deux itérations successives. Connaissant les conditions initiales, le système entier est résolu uniquement pour la première itération (Stauffer 1984). Pour les autres itérations, la résolution est limitée au niveau des noeuds du domaine pour lesquels une variation de pression aux noeuds supérieure à la tolérance fixée au préalable, est observée.

V. VERIFICATION DU CODE DE CALCUL EN ELEMENTS FINIS MIXTES HYBRIDES (MIINS_2D) : Comparaison avec une solution semi-analytique

La phase qui suit le développement d'un code de calcul numérique est sa vérification. Ainsi, les objectifs principaux de cette étude sont d'une part, la validation de notre modèle éléments finis mixtes hybrides en milieu non saturé (MIINS_2D) et d'autre part, la détermination de la meilleure méthode de résolution de l'écoulement en milieu poreux non saturé. Pour ce faire, nous procéderons d'abord à une comparaison du modèle avec la solution semi-analytique de Philip (1969). Ceci se fera à travers un exemple de problème d'infiltration en conditions non saturées. Par la suite, nous effectuerons une comparaison avec un modèle utilisant la théorie des éléments finis classiques (SWMS_2D) celui de Simunek *et al*, (1992) garantissant un bilan de masse correct. Ceci nous permettra d'apprécier l'erreur sur le bilan de masse donné par notre modèle.

V.1. Présentation du problème étudié

Le domaine de simulation est constitué d'une colonne homogène verticale de longueur 30 cm (voir figure II-7) dans laquelle on considère une infiltration continue à partir de la surface supérieure dans un sol présentant une teneur en eau initiale voisine de sa teneur en eau résiduelle. Cet exemple de problème est de Célia *et al*, (1990) repris par Rathfelder et Abriola, (1994). Ceci fait qu'on se trouve dans des conditions initiales vraiment sèches et le comportement asymptotique de la capacité capillaire ($C(h) = \frac{\partial \theta}{\partial h}$) crée beaucoup de

difficultés pour ce qui concerne la convergence et la stabilité, et affecte ainsi l'exactitude des solutions fournies par les modèles numériques pour des problèmes de ce type.

Les solutions présentées ci-dessous dans la figure II-10 sont obtenues avec un maillage régulier de $\Delta Z = 0.25$ cm. Cette discrétisation est celle proposée par Rathfelder et Abriola (1994) ce qui nous permettra par la suite de pouvoir confronter nos résultats aux leurs.

La durée des pas de temps est ajustée d'une manière dynamique et ceci en fonction du nombre d'itérations nécessaires pour une convergence en un pas de temps donné. On se réservera le droit de fixer les valeurs minimale et maximale des pas de temps de simulation

utilisés. Nous prendrons un pas de temps initial assez petit pour assurer une convergence rapide au début de la simulation. Une valeur d'un dixième de seconde est prise dans ce cas présent. La simulation est conduite pendant une durée totale de 6 heures et ceci avec une pression initiale de -1000 cm C.E sur tout le domaine. Le bas du domaine est imposé à une pression de -1000 cm C.E et la partie supérieure sujette à une pression de -75 cm C.E, les bords latéraux étant considérés comme imperméables (voir figure II-7). Les caractéristiques hydrodynamiques du sol sont décrites par les fonctions de Mualem et Van Genuchten (voir tableau II-5).

Tableau II-5: caractéristiques hydrodynamiques du sol modélisé

Matériaux	θ_r [%]	θ_s [%]	α [cm ⁻¹]	n [-]	K_s [cm/s]
I	10,2	36,8	0.0335	2	0.00922

Ces données nous ont permis d'effectuer les simulations dont les résultats sont présentés par la suite.

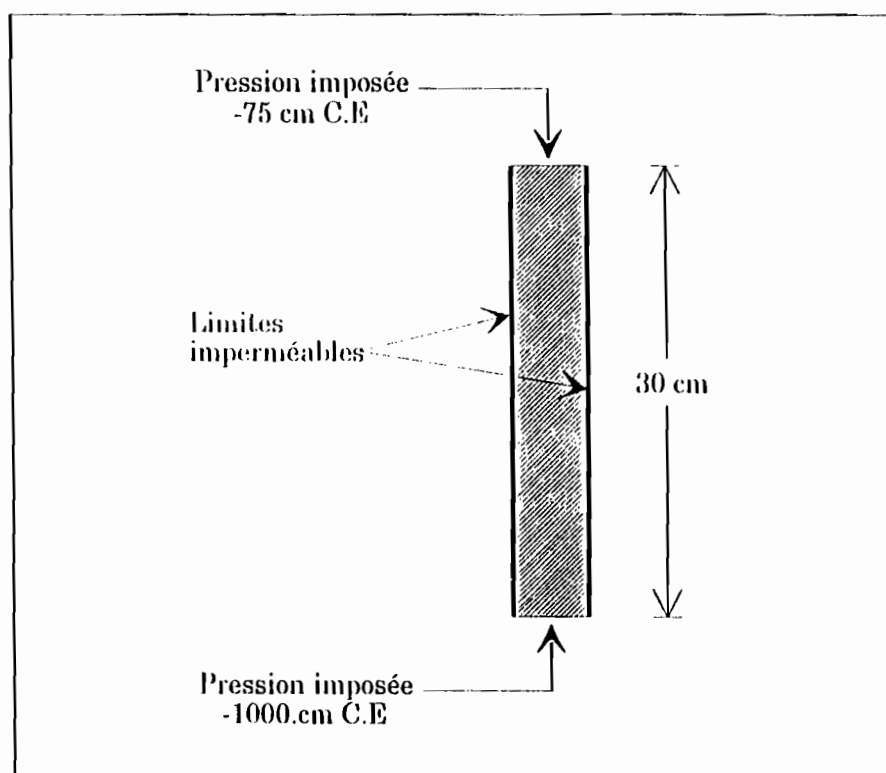


FIG. II-7 : Colonne simulée et conditions aux limites

L'algorithme de résolution utilise une méthode itérative à cause de la non linéarité des équations. La méthode utilisée est celle de Picard.

Tableau II-6 : Paramètres temporels des simulations

T _{max} (sec)	Δt_{init} (sec)	Δt_{min} (sec)	Δt_{max} (sec)	Dmul1 *	Dmul2 **
21600	1.10^{-1}	1.10^{-2}	20	1.1	0.33

*coefficient permettant d'augmenter le pas de temps

**coefficient permettant de diminuer le pas de temps

V.2. Présentation des résultats de simulation

Nous savons que la solution semi-analytique représente au mieux la solution la plus exacte. Ainsi, la confrontation de nos résultats numériques à la solution semi-analytique, nous permettra d'avoir une idée quant à la validité de nos solutions numériques. En effet, avec les modèles numériques, on peut obtenir un bilan de masse exact (Célia *et al*, 1990). Mais il ne faut pas perdre de vue le fait que le critère de bilan de masse n'est que nécessaire mais pas suffisant (Rathfelder Abriola, 1994) pour se prononcer sur l'exactitude d'un résultat donné par tel ou tel modèle numérique. Dans ce qui suit, nous présenterons deux résultats ; le premier obtenu en faisant une simulation avec un modèle utilisant la théorie des éléments finis classiques (modèle de Simunek *et al*, 1992) et le second obtenu avec une simulation à l'aide de notre modèle utilisant la théorie des éléments finis mixtes hybrides. Dans la figure II-10 sont représentées les distributions de pressions obtenues avec les deux modèles comparées avec la solution semi-analytique de Philip.

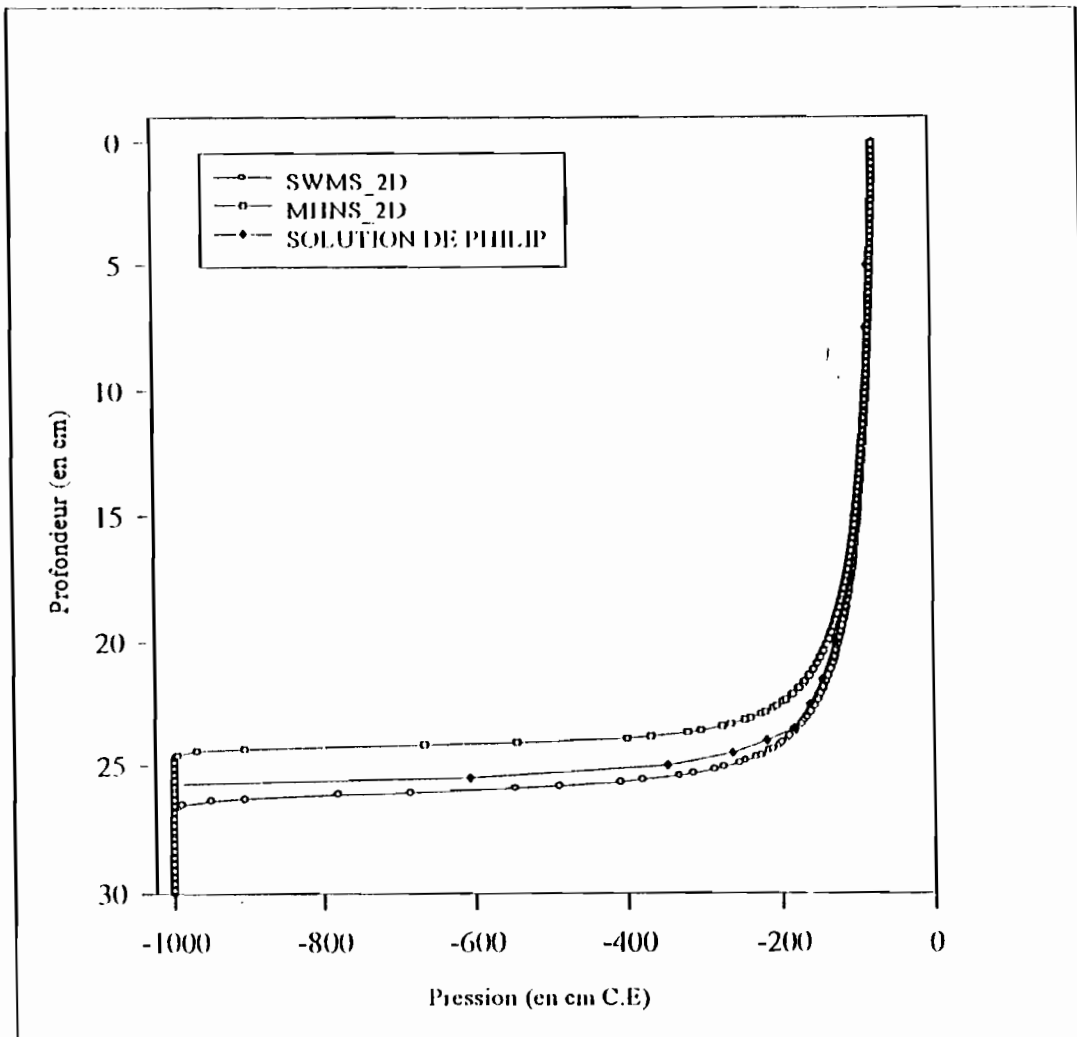


FIG. II-8 : Distribution de pression pour $\Delta z = 0.25$ cm

A partir de la figure II-8, si l'on s'en tient à ce maillage utilisé par Rathfelder et Abriola (1994) pour traiter le même problème, on se rend compte que les approximations obtenues à l'aide des deux modèles sont relativement éloignées de la solution semi-analytique de Philip. Le bilan de masse est physiquement acceptable pour le modèle éléments finis classiques comme pour le modèle éléments finis mixtes hybrides (voir tableau II-7)

L'observation de la figure II-8 montre des distributions de pression que l'on pense pouvoir rapprocher de la solution analytique en adoptant un maillage plus fin. C'est dans cette optique que d'autres simulations ont été effectuées. Ainsi, nous avons opté pour une discrétisation plus fine avec $\Delta z = 0.1$ cm. Il faudra noter au passage que la discrétisation temporelle est la même. Les résultats de ces simulations sont présentés dans la figure II-9

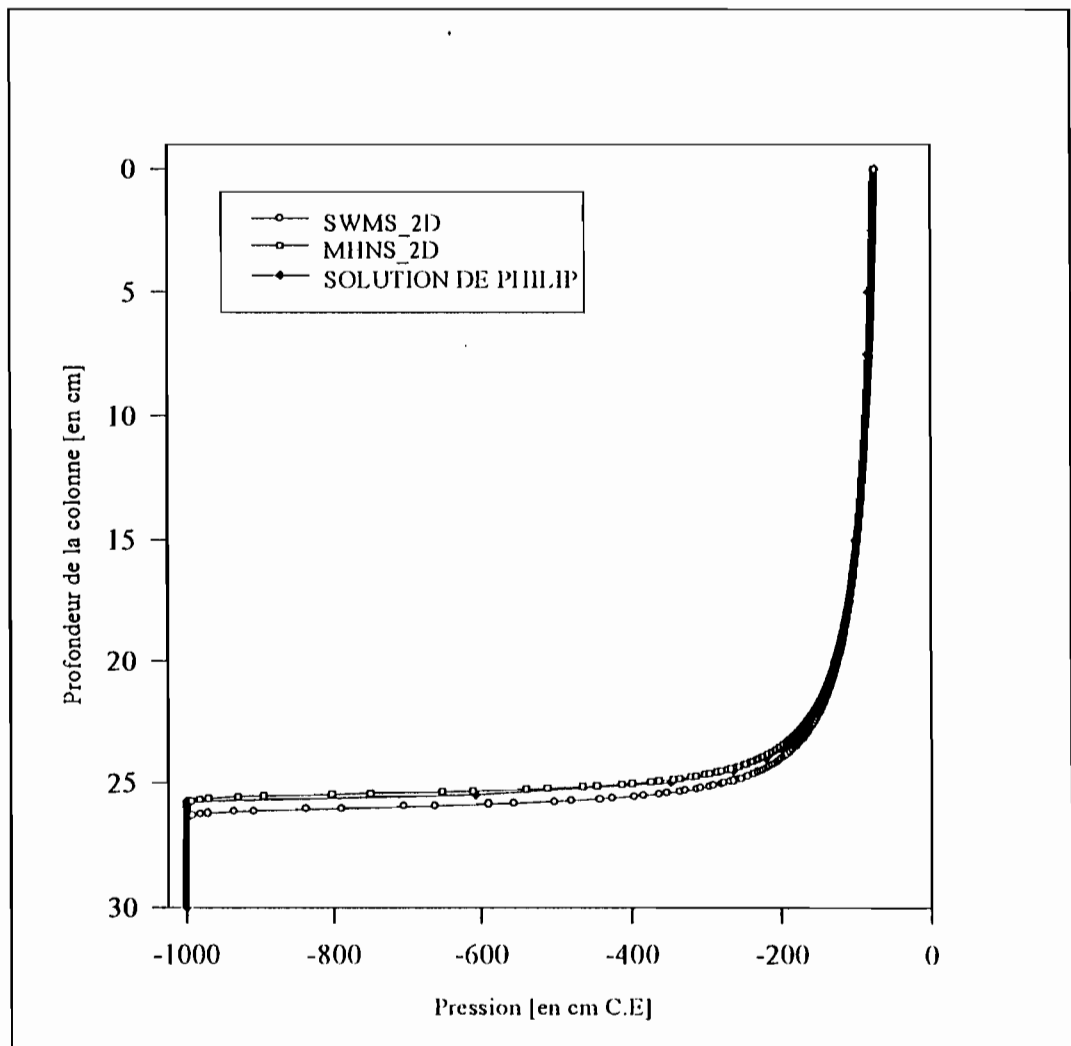


FIG. II-9 : Distributions de pression avec $\Delta z = 0.1$ cm

Nous observons sur ce graphique, une superposition presque parfaite des solutions numériques avec la solution semi-analytique de Philip. Ceci témoigne d'une évolution perceptible des deux modèles avec le maillage. Les bilans de masse sont acceptables et sont donnés dans le tableau II-7

Tableau II-7 : Bilans de masse donnés par les modèles

ΔZ	SWMS_2D	MHNS_2D
0,25	$2,50.10^{-2}$	$1,21.10^{-1}$
0,1	$1,60.10^{-3}$	$6,01.10^{-2}$

V.3. Discussions et Conclusion

Ces résultats de simulation nous permettent, entre autres, de vérifier notre modèle éléments finis mixtes hybrides par comparaison avec la solution semi-analytique. L'autre aspect très important est le bilan de masse. L'exactitude de ce dernier ne permet pas d'affirmer l'exactitude des résultats d'un modèle, mais représente comme on l'a dit plus haut, une condition nécessaire. Ceci a amené beaucoup de chercheurs à proposer différents schémas de résolution permettant de garantir un bilan de masse exact (Milly, 1985; Célia *et al*, 1987; Célia *et al*, 1990; Rathfelder et Abriola, 1994). Ainsi, le modèle élément finis conformes utilisé dans nos simulations intègre la méthode proposée par Célia *et al*, en 1990 et qui consiste à résoudre l'équation de Richards sous sa forme mixte. En effet, selon ces auteurs, cette forme garantit un bilan de masse exact. Mais tous ces auteurs travaillant dans le milieu non saturé sont d'accord sur le fait que la résolution de l'équation de Richards sous sa forme traditionnelle, c'est-à-dire sous sa forme en pression, entraîne des erreurs sur le bilan de masse allant de 5% à 10%. Mieux encore, ils expliquent cette erreur comme provenant uniquement de l'expression du terme $C(h)$ la capacité capillaire. Or, le modèle éléments finis mixtes hybrides résout l'équation de Richards sous sa forme traditionnelle et nous garantit un bilan de masse tout à fait acceptable, du moins physiquement, et en plus largement en deçà de 5% qui était considéré comme valeur minimale de l'erreur pour la forme de l'équation en pression uniquement. Ceci nous permet de remettre en cause la thèse de Célia selon laquelle l'erreur sur le bilan de masse est due uniquement au terme $C(h)$ et qu'il faudrait donc imputer cette erreur à d'autres facteurs intervenant dans la résolution numérique de l'écoulement. L'amélioration du bilan de masse dans le modèle éléments finis mixtes hybrides pourrait s'expliquer également par la continuité de flux imposée dans la méthode qui traduit une continuité de la composante normale de la vitesse entre deux éléments adjacents et un bilan de masse local tout à fait exact.

Il faudra noter aussi qu'après tout, le modèle SWMS_2D, bien que garantissant un bilan de masse correct, présente une distribution de pression qui passe au delà de la solution semi-analytique (voir figure II-10 et figure II-11). On peut dire et à raison, qu'il surestime la solution, ce qui devrait se traduire en fait par un bilan de masse excédentaire, chose qui n'est

pas observée et qui permet alors de remettre en cause la fiabilité de la distribution de pression donnée par le modèle éléments finis classiques.

Si par contre, on compare le bilan donné par les éléments finis mixtes hybrides avec celui de Rathfelder pour la même discrétisation, on voit que Rathfelder obtient un bilan de 9.55% pour les éléments finis classiques pour les mêmes discrétisations spatiales et temporelles ce qui confirme l'amélioration incontestable du bilan apportée par les éléments finis mixtes hybrides.

VI. CONCLUSION

Dans ce chapitre, nous avons présenté les deux méthodes numériques que nous avons utilisées dans notre travail ainsi que les modèles numériques y découlant. S'agissant de la méthode des éléments finis classiques, les simulations effectuées avec le modèle en pression (FECII) ont confirmé la supériorité de la résolution sous la forme mixte proposée par Célia *et al.*, (1990) et utilisée par le modèle SWMS_2D présenté dans le paragraphe IV-7.

L'introduction de la relaxation dans le modèle FECII entraîne une amélioration du bilan de masse mais également de la distribution de pression. Toutefois, il ne faut pas perdre de vue le fait que le facteur de relaxation n'a aucune signification physique et que sa détermination reste très délicate. En revanche, ce qu'il faudra surtout retenir de ce chapitre, c'est la vérification du modèle MHNS_2D qui a été faite par comparaison avec la solution semi-analytique de Philipp et également avec le modèle SWMS_2D.

CHAPITRE III

ETUDES COMPARATIVES DE DEUX METHODES DE RESOLUTION NUMERIQUE : la méthode éléments finis classiques et la méthode éléments finis mixtes hybrides

INTRODUCTION

La modélisation numérique de l'écoulement en milieu poreux a été souvent faite par utilisation de modèles basés sur la méthode des éléments finis classiques. Après le développement et la validation d'un modèle de simulation de l'écoulement en milieu poreux variablement saturé, basé sur la théorie des éléments finis mixtes hybrides (MIINS_2D), nous allons le comparer, à travers quelques exemples de simulations en milieu hétérogène, avec un modèle éléments finis classiques (SWMS_2D). La présentation de ces deux modèles a déjà été faite dans le chapitre II. Mais auparavant, nous nous proposons d'apporter une certaine modification au modèle éléments finis classiques dans le souci d'améliorer ses performances. Pour ce faire, nous nous intéresserons à la détermination de la conductivité hydraulique au niveau des éléments.

I. MODELE ELEMENTS FINIS CLASSIQUES ET APPROXIMATION DE LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE EN MILIEU POREUX NON SATURE

L'exactitude des solutions numériques en milieu poreux non saturé est affectée par plusieurs facteurs dont le premier est la forme de l'équation de mouvement. Célia *et al.*, en 1990 ont montré que des résolutions numériques basées sur différentes "formes" de l'équation conduisent à des solutions numériques différentes. En ne regardant que le bilan de masse, la "forme" mixte semble donner la meilleure solution. Le second facteur est le problème de l'estimation de la conductivité hydraulique. Pour un sol avec des propriétés hydrodynamiques fortement non linéaires, la discrétisation de la conductivité hydraulique

devient un problème. Ce dernier est crucial en milieu hétérogène au niveau des frontières entre les hétérogénéités du milieu. Différentes méthodes ont été proposées dans le cadre des différences finies (Haverkamp et Vauclin, 1979; Schnabel et Richie, 1984; Warrick, 1991) alors que pour les éléments finis, on considère souvent une variation linéaire de la conductivité sur chaque élément (Van Genuchten, 1980; Huyakorn et Pinder, 1983). Un troisième facteur est représenté par le schéma de pas de temps utilisé, la discrétisation spatiale et la méthode de linéarisation des équations. Le système d'équations est résolu itérativement et de manière implicite. Les méthodes utilisées sont généralement la méthode de Picard, Newton-Raphson ou parfois Picard modifiée.

Dans cette partie, nous nous proposons d'examiner de plus près un des facteurs que nous considérons comme des plus importants et qui est celui de la discrétisation de la conductivité hydraulique en milieu poreux non saturé. Nous proposons une approche originale que nous détaillerons dans le paragraphe suivant.

1.1. Estimation de la conductivité hydraulique en milieu poreux non saturé

En utilisant la méthode de Galerkin pour la résolution de l'équation de mouvement, on admet que la pression "h" varie linéairement au niveau de chaque élément. Ainsi, pour la détermination de la conductivité hydraulique, on utilise souvent l'approximation selon laquelle la conductivité hydraulique, non linéaire en "h" par définition, varie linéairement au niveau de chaque élément (Van Genuchten, 1980; Huyakorn et Pinder, 1983). Cette approximation revient à considérer, pour les éléments linéaires, la conductivité hydraulique sur chaque élément comme une moyenne arithmétique des conductivités calculées au niveau des noeuds de l'élément.

$$\bar{K} = \frac{1}{nn} \sum_{i=1}^{nn} K_i(h) \quad (III.1)$$

nn : représente le nombre de noeud de l'élément (3 pour un triangle)

Notre approche consiste à dire que, puisque nous sommes en milieu poreux non saturé, et nous savons que les équations régissant l'écoulement et les paramètres hydrodynamiques sont fortement non linéaires en "h", il serait plus judicieux de considérer la conductivité hydraulique comme la moyenne de $K(h)$ intégrée sur la surface de l'élément. Ceci s'exprime par la relation suivante :

$$\bar{K}_e = \frac{1}{S_e} \int_{S_e} K(h) ds \quad (III.2)$$

S_e est la surface de l'élément.

Cette intégrale sera déterminée en utilisant les fonctions de base aux noeuds de chaque élément et en passant par les éléments de référence.

L'expression de la pression " h " en utilisant les éléments de référence s'écrit sous la forme suivante :

$$h = h_1(t)\phi_1(x,y) + h_2(t)\phi_2(x,y) + h_3(t)\phi_3(x,y) \quad (\text{III.3})$$

h_1 , h_2 et h_3 représentent les valeurs de pression déterminées au niveau des trois noeuds de l'élément, ϕ_1 , ϕ_2 et ϕ_3 , les fonctions de base associées aux noeuds.

1.2. Utilisation d'un élément de référence pour le calcul de la conductivité

De manière à simplifier la définition analytique des éléments de forme quelconque, on utilise les éléments de référence. Un élément de référence est un élément de forme très simple qui peut être transformé en chaque élément réel par une transformation géométrique bijective.

L'élément de référence est défini analytiquement par :

$$\begin{cases} \xi + \eta \leq 1 \\ \xi \geq 0 \\ \eta \geq 0 \end{cases} \quad (\text{III.4})$$

(ξ, η) : système de coordonnées locales lié à l'élément.

Si on considère la transformation F en ξ et η :

$$\begin{aligned} x(\xi, \eta) &= \langle 1 - \xi - \eta, \xi, \eta \rangle \begin{Bmatrix} x_i \\ x_j \\ x_k \end{Bmatrix} \\ y(\xi, \eta) &= \langle 1 - \xi - \eta, \xi, \eta \rangle \begin{Bmatrix} y_i \\ y_j \\ y_k \end{Bmatrix} \end{aligned}$$

Ainsi, les fonctions de base prennent les formes suivantes :

$$\begin{cases} \phi_1(\xi, \eta) = 1 - \xi - \eta \\ \phi_2(\xi, \eta) = \xi \\ \phi_3(\xi, \eta) = \eta \end{cases} \quad (\text{III.5})$$

l'équation (III-3) devient alors :

$$\bar{K}_e = \frac{1}{S_e} \int_{S_e} K[h_1(t)\phi_1(\xi, \eta) + h_2(t)\phi_2(\xi, \eta) + h_3(t)\phi_3(\xi, \eta)] ds \quad (\text{III.6})$$

$$ds = \det[J] d\xi d\eta \quad (\text{III.7})$$

avec $[J]$ représentant la matrice jacobienne définie ci-dessous.

La transformation F étant bijective, la matrice jacobienne non singulière est définie par l'expression suivante:

$$[J] = \begin{bmatrix} \frac{\partial x}{\partial \xi} & \frac{\partial y}{\partial \xi} \\ \frac{\partial x}{\partial \eta} & \frac{\partial y}{\partial \eta} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} x_j - x_i & y_j - y_i \\ x_k - x_i & y_k - y_i \end{bmatrix} \quad (\text{III.8})$$

$$\det[J] = (x_j - x_i)(y_k - y_i) - (x_k - x_i)(y_j - y_i) \quad (\text{III.9})$$

Ce déterminant est égale à deux fois la surface du triangle considéré, et ne s'annule que si les trois points de l'élément sont alignés.

L'équation (III.3) devient alors :

$$\bar{K}_e = \frac{\det[J]}{S_e} \int_0^{1-x} \int_0^{1-x-\eta} K[h(x(\xi, \eta), y(\xi, \eta), t)] d\xi d\eta \quad (\text{III.10})$$

Pour la relation $K[h(x, y, t)]$, nous utiliserons celle donnée par Mualem et Van Genuchten et qui fait dépendre la conductivité hydraulique de la conductivité hydraulique à saturation et du taux de saturation du milieu poreux étudié (voir paragraphe II-3 du chapitre I).

1.3. Expressions des formules de Hammer

Les formules de Hammer permettent d'évaluer numériquement la valeur des intégrales se présentant sous la forme de l'intégrale (III.10).

$$\int_0^1 \int_0^{1-\xi} f(\xi, \eta) d\xi d\eta \equiv \sum_{i=1}^r \omega_i f(\xi_i, \eta_i) \quad (\text{III.11})$$

Dans l'esprit des formules de Hammer, "r" représente le nombre de points utilisés et " ω_i " un coefficient de pondération dépendant des points choisis, " ξ_i " et " η_i " représentent les coordonnées des points de calcul et "f", la fonction à intégrer.

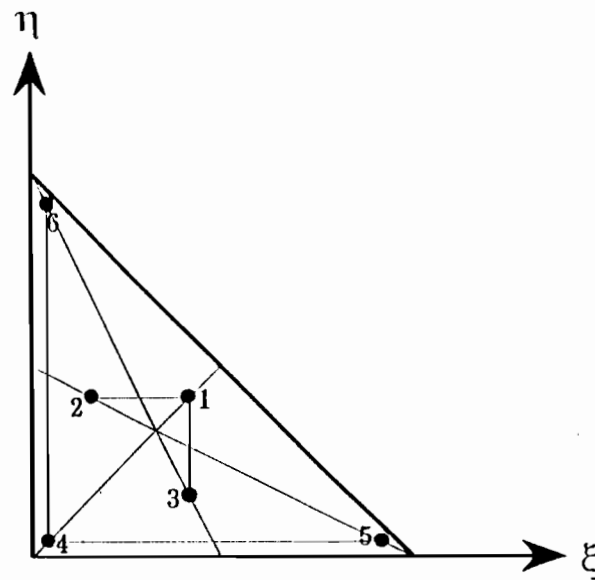


FIG. III-1: Représentation des points de calcul sur un triangle avec utilisation des formules de Hammer (Dhatt G. et Touzot G., 1984)

La valeur de l'intégrale est calculée de la manière suivante :

$$\bar{K}_e = \omega_1 [f(a, a) + f(1-2a, a) + f(a, 1-2a)] + \omega_2 [f(b, b) + f(1-2b, b) + f(b, 1-2b)] \quad (\text{III.12})$$

a, b, ω_1 et ω_2 représentent les coefficients de Hammer à six points.

Tableau III-1 : Coefficients de Hammer à six points

coefficients	a	b	ω_1	ω_2
valeurs	0,4459	0,0916	0,111691	0,054976

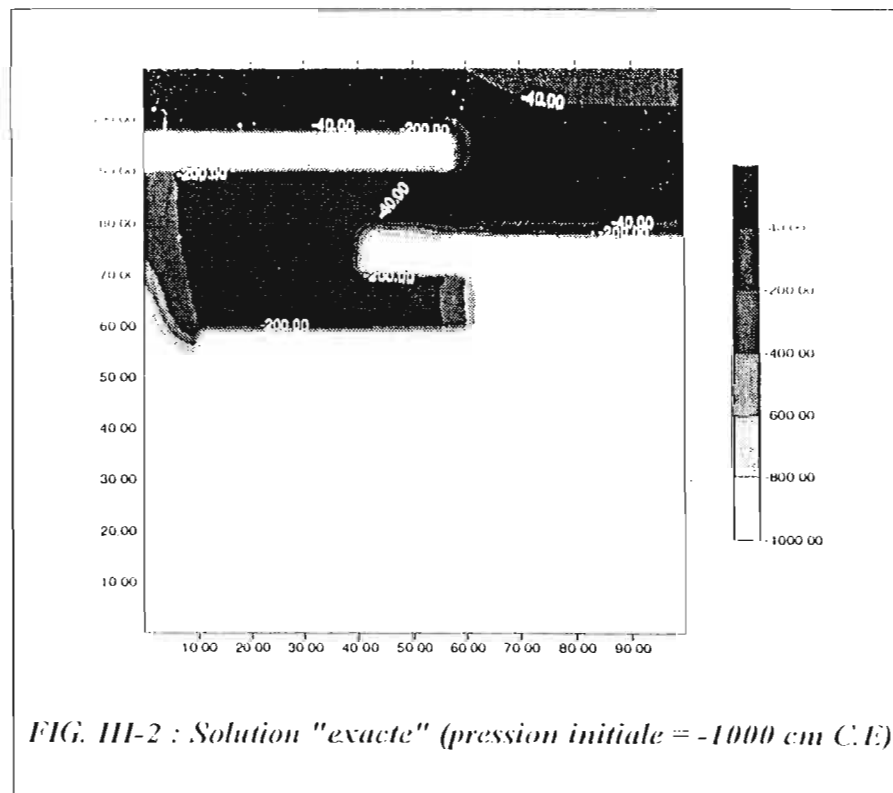
Ces formules permettent d'intégrer la relation et il suffira de remplacer tout simplement $f(\xi, \eta)$ par la relation donnant l'expression de $K(h)$.

I.4. Exemple de problème

Pour illustrer les résultats donnés par l'utilisation de l'une ou l'autre des deux méthodes de détermination de la conductivité hydraulique en milieu poreux non saturé exposées ci-dessus, nous avons procédé à une simulation test en milieu hétérogène. Le modèle SWMS_2D est utilisé pour l'ensemble des simulations. Le domaine de simulation considéré est le même que celui du paragraphe IV-2 du chapitre II, de même que les conditions limites et initiales.

Présentation de la solution "exacte"

Cette solution est obtenue à partir d'un maillage très fin (maillage 160x176 soit 56.320 mailles pour 26.497 noeuds) pour lequel nous constatons que les résultats du modèle n'évoluent plus avec la taille des mailles.



Les résultats obtenus à partir des différentes simulations en considérant les deux approches de discrétisation de la conductivité hydraulique sont présentés à travers la figures III-3.

Tableau III-2 : Evolution du nombre d'itérations avec le maillage pour les deux méthodes

Pression initiale = -1000 cm C.E			
Maillage	N inconnues	conductivité = moyenne des conductivités aux noeuds	conductivité = intégrale de $K(h)$ sur l'aire de l'élément
		Nombre d'itérations	Nombre d'itérations
40x44	1845	1079	1184
80x88	7209	1414	1438

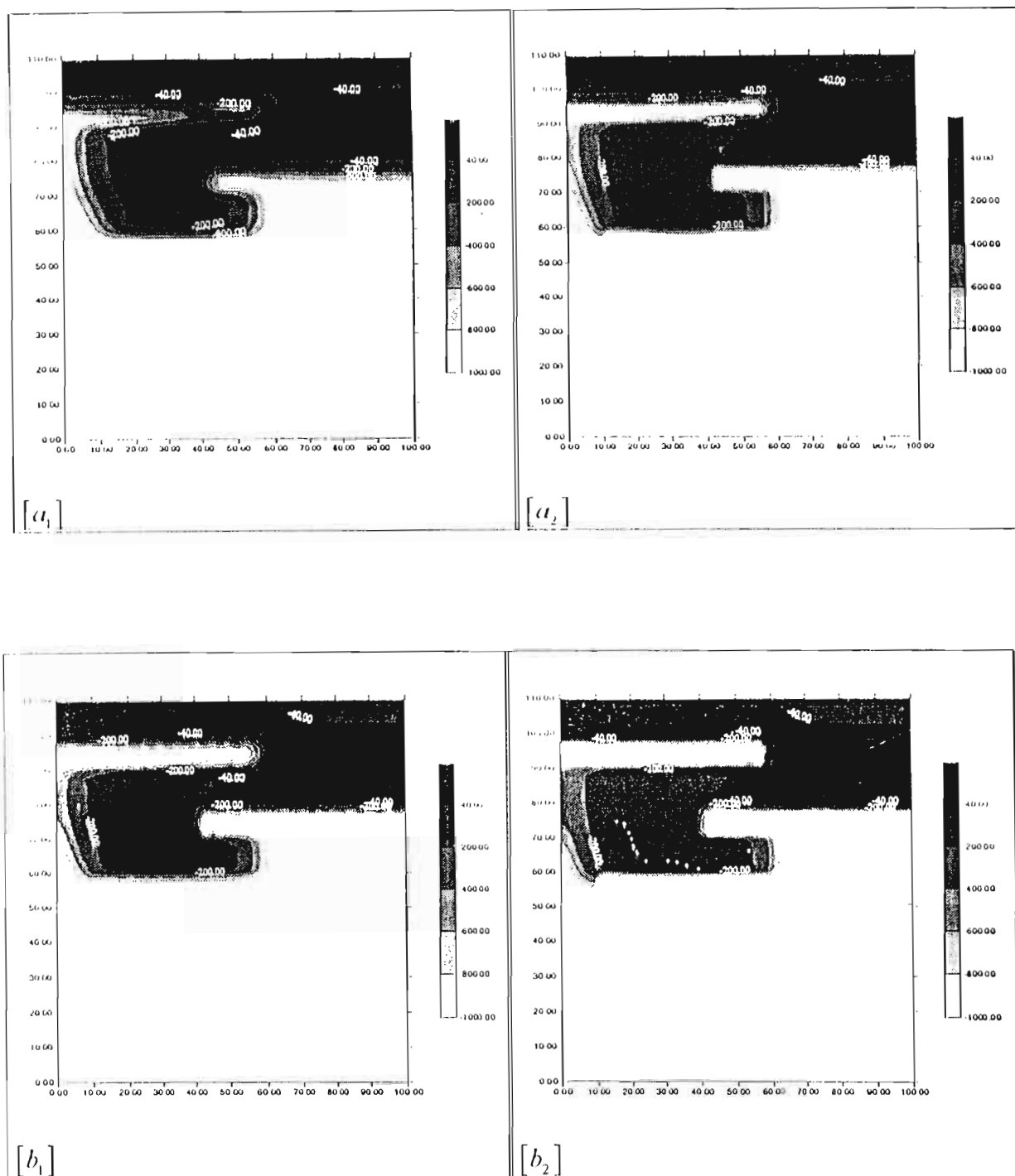


FIG. III-3 : Résultats des simulations avec les deux approches de discrétisation de la conductivité hydraulique (\bar{K}_e) : $[a_1]$; \bar{K}_e = moyenne arithmétique des conductivités aux nœuds des éléments et $[b_1]$; \bar{K}_e = Intégrale de la relation $K(h)$ sur toute la surface de l'élément

L'observation des résultats obtenus montre une différence des distributions de pression entre les deux méthodes utilisées pour la détermination de la conductivité hydraulique pour une même discrétisation. L'approche intégrant la conductivité sur l'élément donne des distributions de pression beaucoup plus exactes dans le sens de la description des hétérogénéités (voir figure III-3). A travers ces figures, on voit que le résultat de la figure III-3 : $[b_1]$ est déjà comparable à celui de la figure III-3 : $[a_2]$ obtenu avec un maillage deux fois plus fins. L'ensemble des résultats convergent vers la même solution. Cette convergence est plus rapide lorsque la conductivité hydraulique est calculée par intégration. Ceci montre une véritable amélioration des distributions de pression par cette nouvelle approche. Les bilans en eau effectués donnent pratiquement les mêmes valeurs. En revanche, son application requiert un nombre d'itérations plus important (voir tableau III-2). Ces constats sont valables pour tous les types de maillages utilisés et pour toutes les pressions initiales.

1.5. Discussion et conclusion

La discrétisation de la conductivité hydraulique en milieu hétérogène est un problème difficile. Certains chercheurs adoptent l'hypothèse selon laquelle, elle varie linéairement sur l'élément et la détermine de ce fait comme une moyenne arithmétique des conductivités aux noeuds. A côté de cette approche, nous avons présenté une méthode originale utilisant la conductivité moyenne intégrée sur la surface de l'élément. Cette méthode donne des résultats plus intéressants au niveau des distributions de pression. Cette approche a déjà été utilisée par C.W Li en 1993 qui obtenait également de meilleurs résultats en effectuant des simulations en une dimension. Dans ce cas présent, les résultats obtenus montrent une meilleure approximation de la solution exacte obtenue par une discrétisation plus fine (voir figure III-2). En revanche, au niveau du nombre d'itérations effectuées, cette seconde approche en nécessite plus. L'avantage de la moyenne arithmétique, si l'on peut parler ainsi, est qu'elle permet de simplifier les calculs entraînant alors une plus grande facilité de mise en oeuvre. Par contre, cette approximation peut paraître parfois un peu grossière dès l'instant où l'on sait que la conductivité hydraulique est fortement non linéaire en "h". L'approche intégrale est, quant à elle, physiquement et mathématiquement plus correcte. Ainsi, dans toutes nos études qui vont suivre, le modèle SWMS_2D que nous utiliserons intègre cette méthode de détermination des conductivités hydrauliques.

II. PRESENTATION DE L'EXEMPLE DE PROBLEME SIMULE POUR LA COMPARAISON DES DEUX MODELES

Après sa réalisation, le modèle numérique est appelé à être utilisé sur des cas réels de terrains. Or, on sait que le milieu naturel est par définition hétérogène. Nous avons alors

décidé de faire des simulations en milieu hétérogène pour cet exemple en deux dimensions. Elles sont effectuées sur un cas d'école identique à celui que nous avons présenté au paragraphe IV.2 du chapitre II (voir figure II-4).

II.1. Conditions aux limites

Dans ce cas précis, nous procéderons à des simulations avec en premier lieu une pression initiale de -200 cm C.E et, en second lieu, une pression initiale de -1000 cm C.E. Ceci dans le souci de bien suivre le comportement des modèles numériques pour des conditions initiales moyennement sèches (-200 cm C.E) et pour des conditions initiales sèches (-1000 cm C.E). Dans les deux cas, une infiltration constante est considérée dans la limite supérieure du domaine. L'intensité de ce flux est de 0,25 cm/jour. Les trois autres limites, c'est-à-dire les deux bords latéraux et le fond du domaine, sont considérées comme imperméables. Le critère de convergence pour toutes les simulations est donné dans le paragraphe III-2 du chapitre II.

II.2. Discrétisation temporelle

La durée totale de la simulation est de quinze jours. Le pas de temps de simulation est ajusté d'une manière dynamique en fonction du nombre d'itérations effectuées pour qu'il y ait convergence durant un pas de temps donné et ceci, en partant d'un pas de temps initial fixé au préalable de la simulation (voir paragraphe III-4 chapitre II)

Tableau III-3 : Paramètres temporels des simulations

Tmax(jour)	Δt_{init} (jour)	Δt_{min} (jour)	Δt_{max} (jour)	Dmul1*	Dmul2**
15	1.10^{-3}	1.10^{-5}	1.10^{-1}	1.1	0.33

*coefficient permettant d'augmenter la durée du pas de temps

**coefficient permettant de diminuer la durée du pas de temps

II.3. Résultats des simulations

Les résultats sont présentés dans les graphiques ci-après. Sur ces derniers, sont représentées des isovaleurs de pression avec un pas de 40 cm C.E pour les résultats obtenus à partir de simulations avec une pression initiale de -200 cm C.E (voir figures III-4, III-5, III-6) et un pas de 200 cm C.E pour les simulations avec une pression initiale de -1000 cm C.E (voir

figures III-7, III-8, III-9). Le calcul du bilan en eau effectué montre des bilans de masse tout à fait corrects (voir tableaux III-4 et III-5 ci-dessous).

Tableau III-4 : Evolution du bilan en eau avec le maillage (Pression initiale = -200cm C.E)

Maillage	20x22	40x44	80x88
MIINS_2D	0,67%	0,89%	0,81%
SWMS_2D	$4,20.10^{-2}\%$	$4,13.10^{-2}\%$	$4,11.10^{-2}\%$

Tableau III-5 : Evolution du bilan en eau avec le maillage (Pression initiale = -1000cm C.E)

Maillage	20x22	40x44	80x88
MHNS_2D	1,16 %	0,92 %	0,89%
SWMS_2D	$1,02.10^{-2} \%$	$9,3.10^{-3} \%$	$2,00.10^{-2}\%$

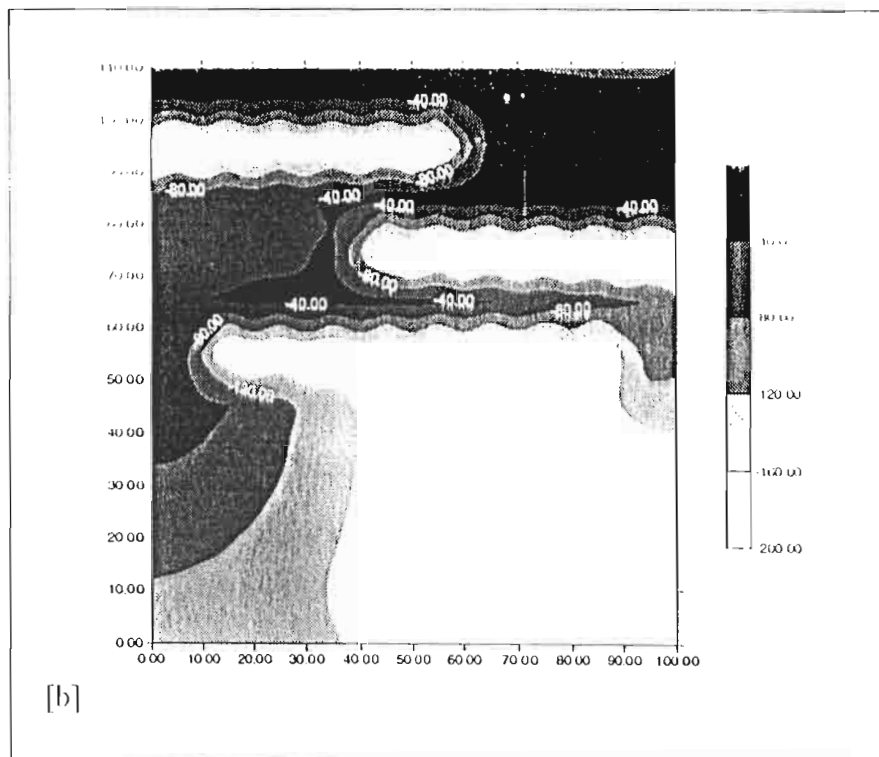
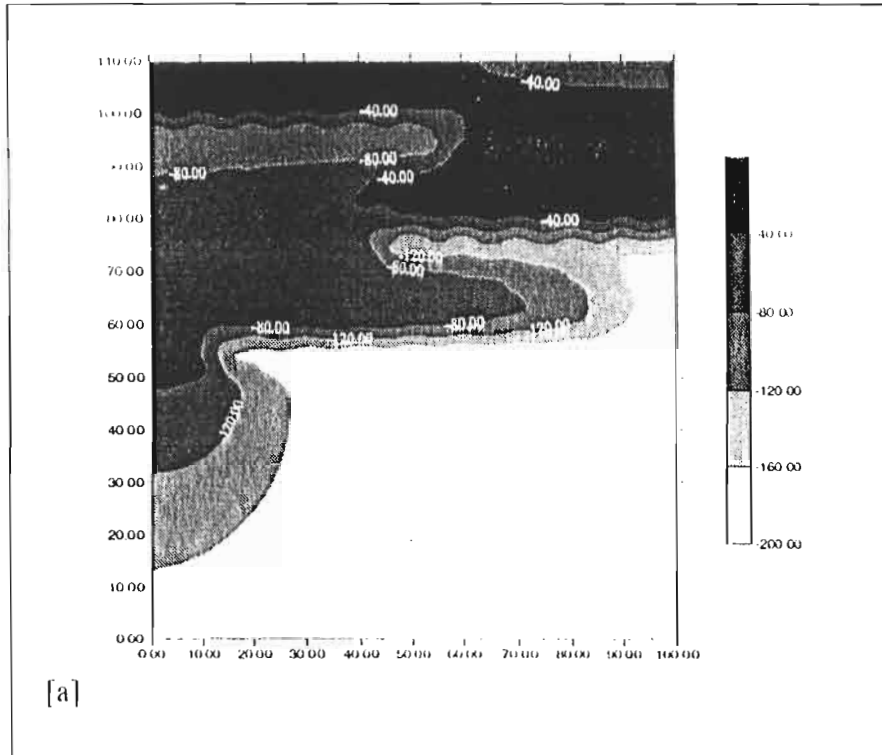


FIG. III-4 : Maillage 20x22, Pression initiale = -200 cm C.E :
[a] ; modèle SWMS_2D et [b] ; modèle MINS_2D

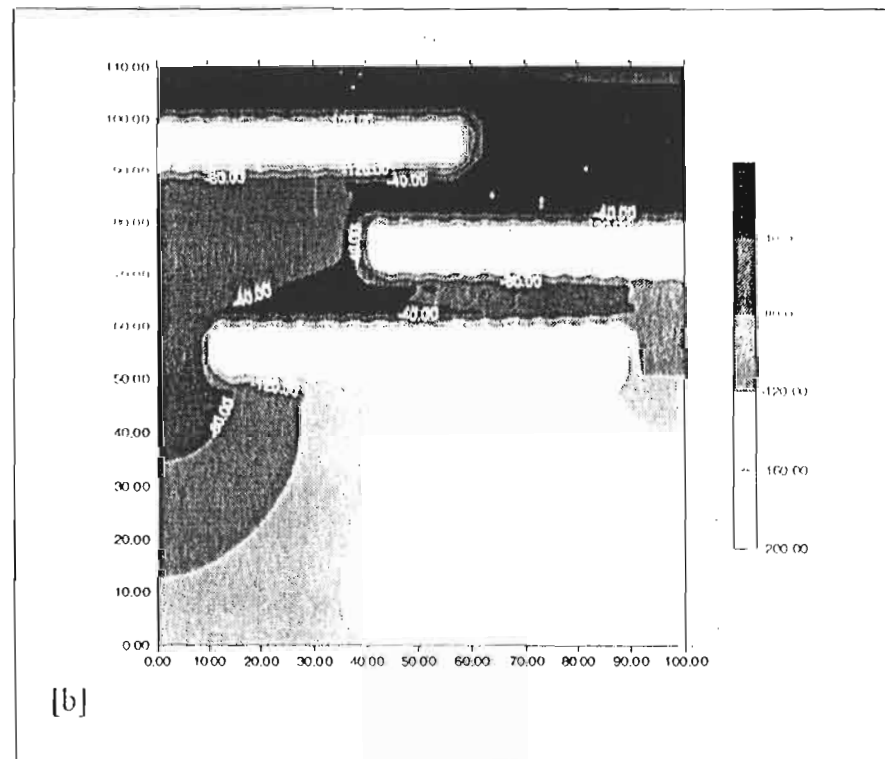
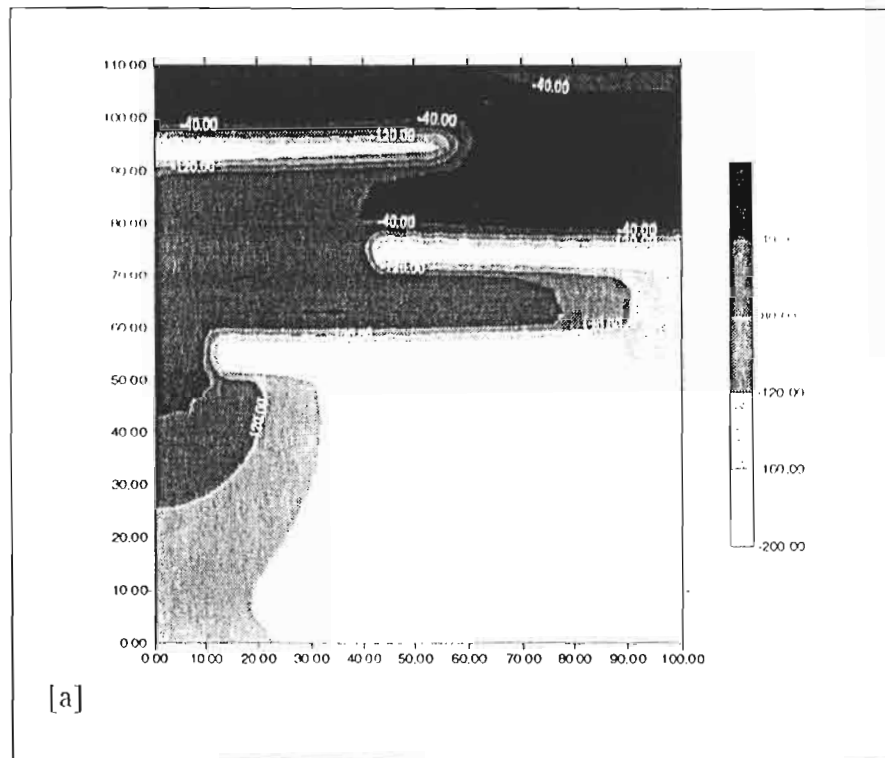


FIG. III-5 : Maillage 40x44, Pression initiale = -200 cm C.E :
[a] ; modèle SWMS_2D et [b] ; modèle MIINS_2D

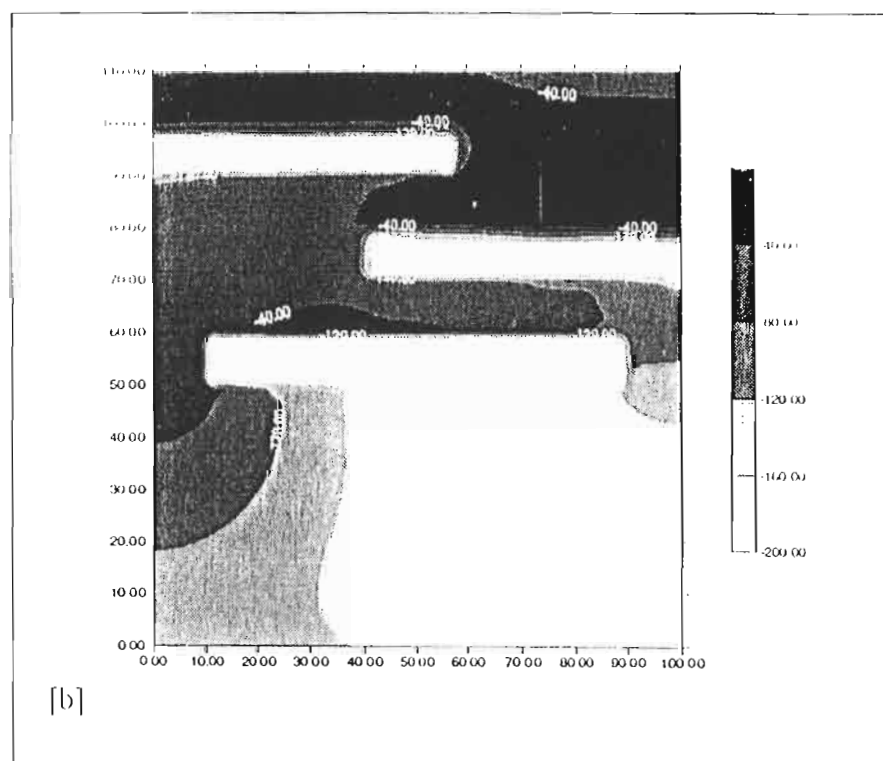
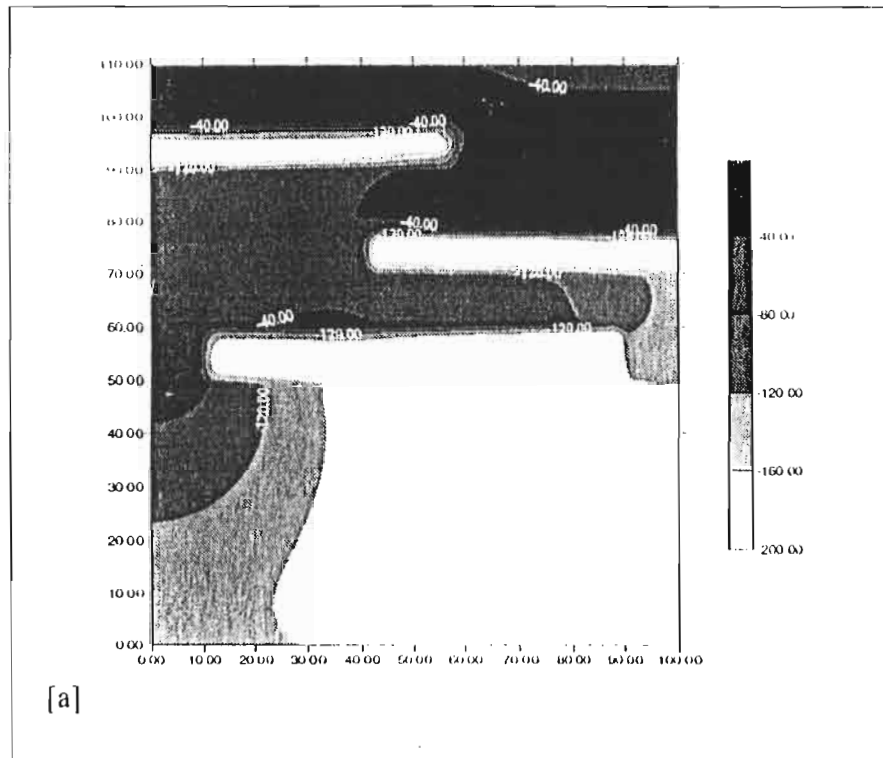


FIG. III-6 : Maillage 80x88, Pression initiale = -200 cm C.E :
[a] ; modèle SWMS_2D et [b] ; modèle MIINS_2D

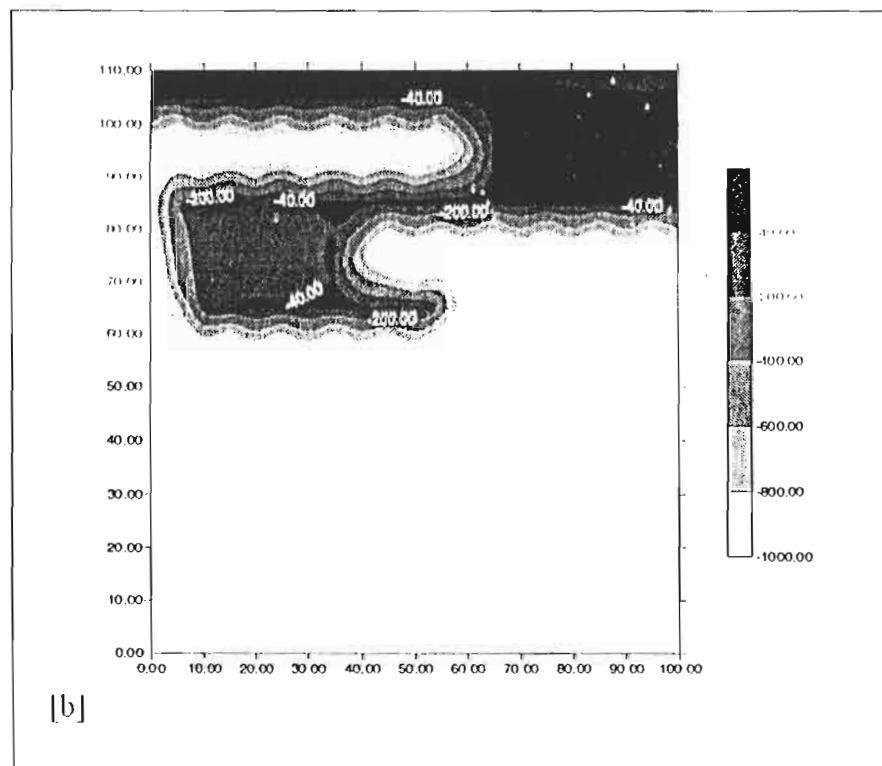
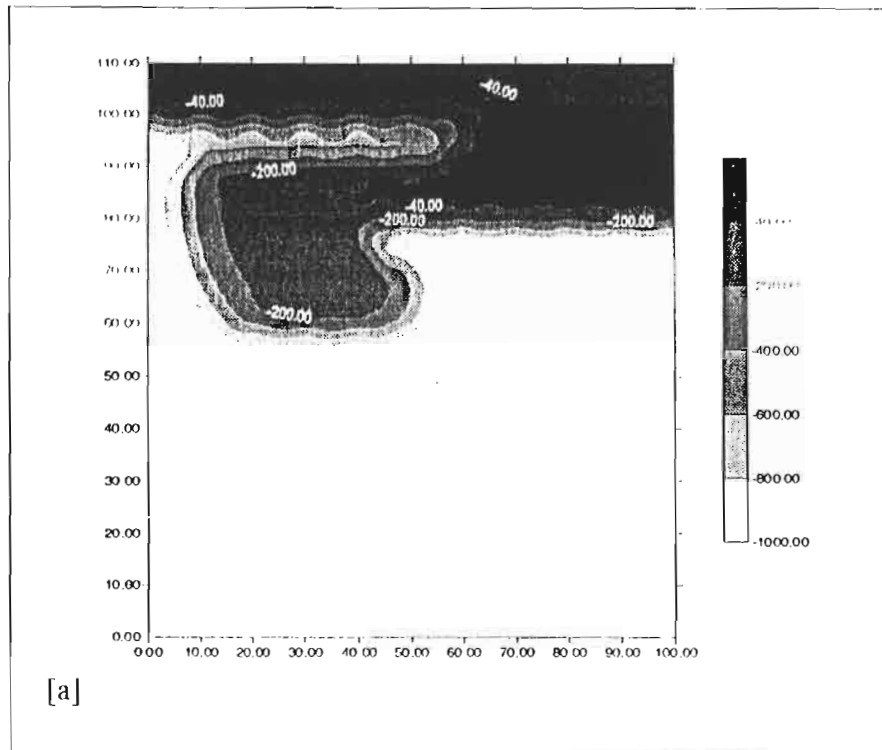


FIG. III-7: Maillage 20x22, Pression initiale = -1000 cm C.E :
[a] ; modèle SWMS_2D et [b] ; modèle MHNS_2D

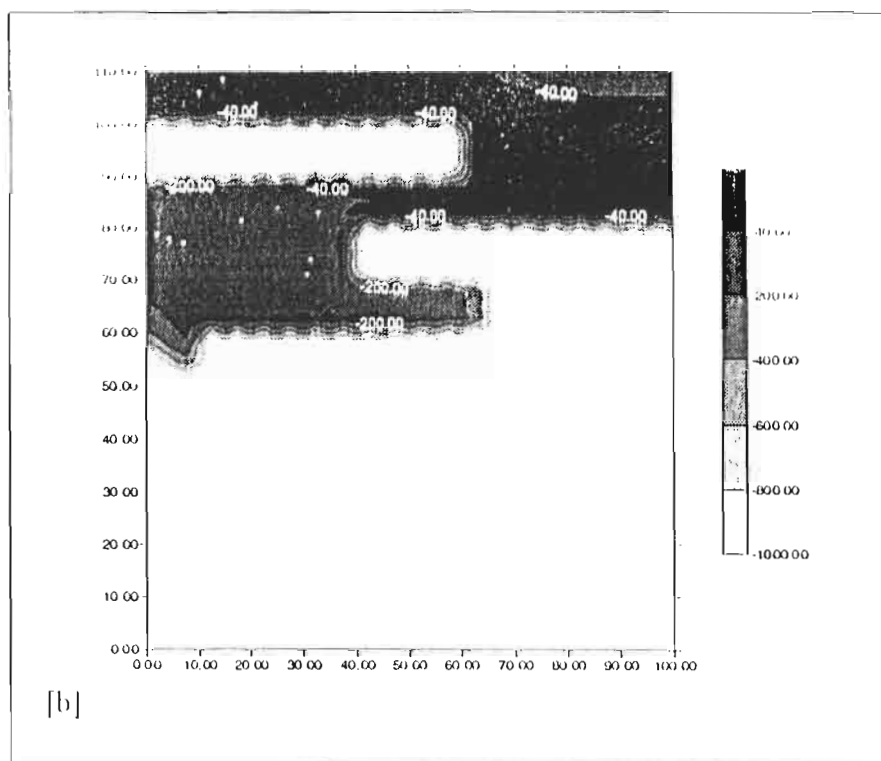
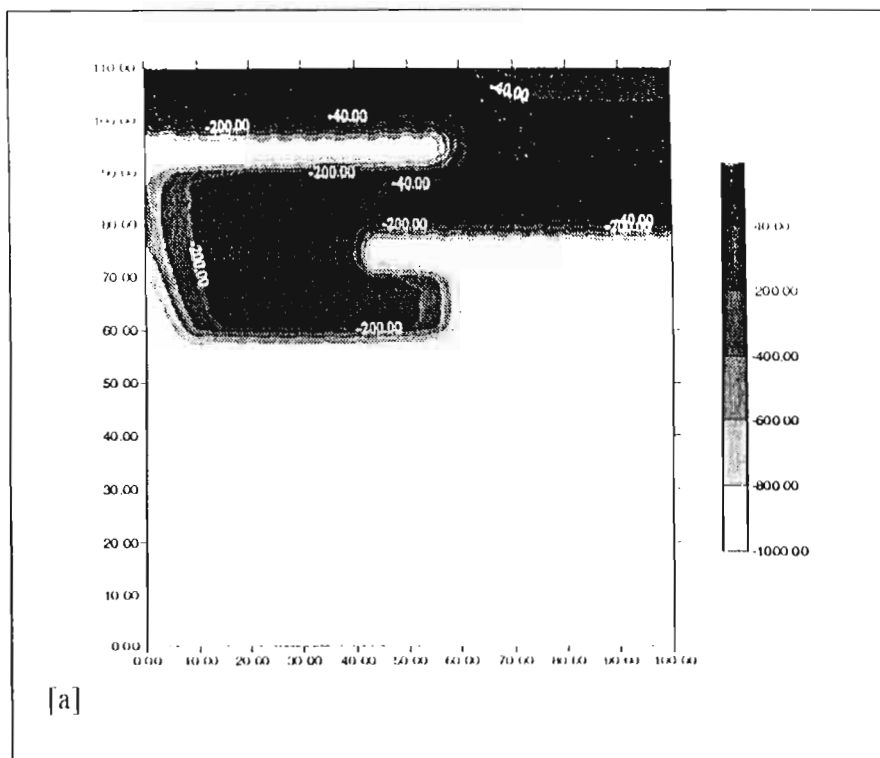


FIG. III-8 : Maillage 40x44, Pression initiale = -1000 cm C.E :
[a] ; modèle SWMS_2D et [b] ; modèle MHINS_2D

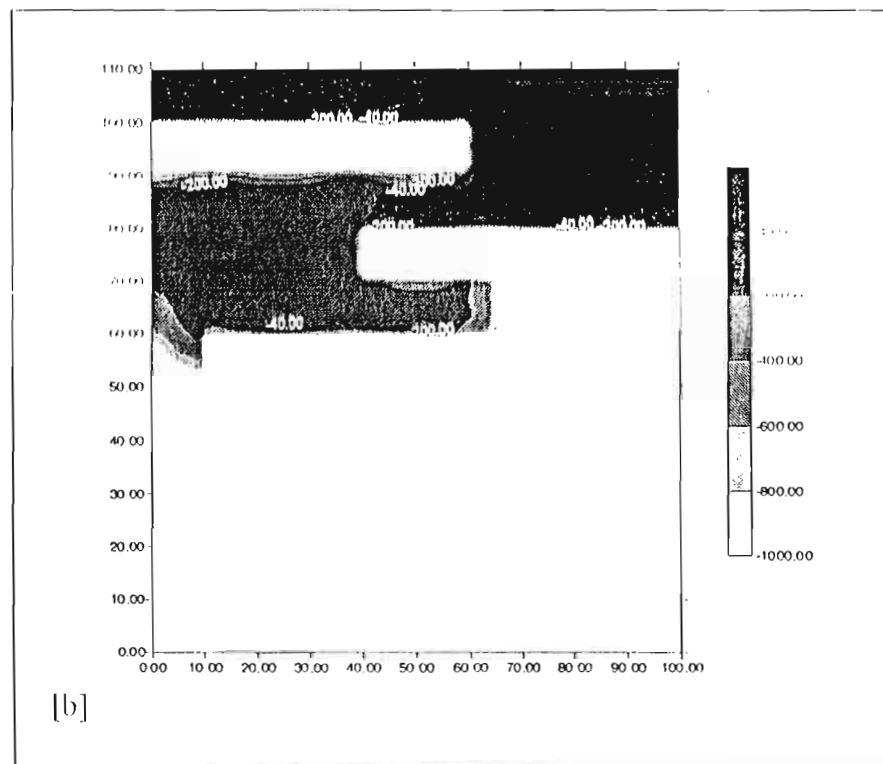
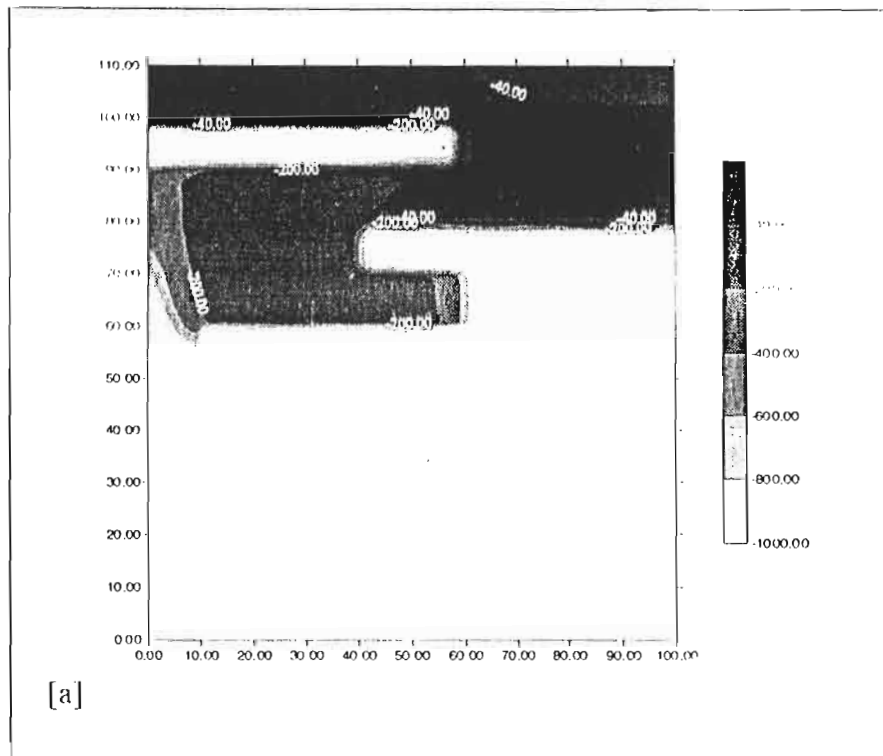


FIG. III-9 : Maillage 80x88, Pression initiale = -1000 cm C.E :
[a] ; modèle SWMS_2D et [b] ; modèle MIINS_2D

II.4. Discussion générale

Ces différentes simulations nous ont permis de mettre en évidence la sensibilité des deux modèles aux conditions initiales mais aussi, au maillage. La sensibilité aux conditions initiales peut être mise en évidence au niveau de l'évolution de la durée des pas de temps en fonction de la durée totale de simulation. En effet, pour une pression initiale de -200 cm C.E, les pas de temps évoluent comme une fonction en escalier monotone croissante (voir figures III-10 et III-11). Il n'y a point eu de problème de convergence et ceci pour les deux modèles.

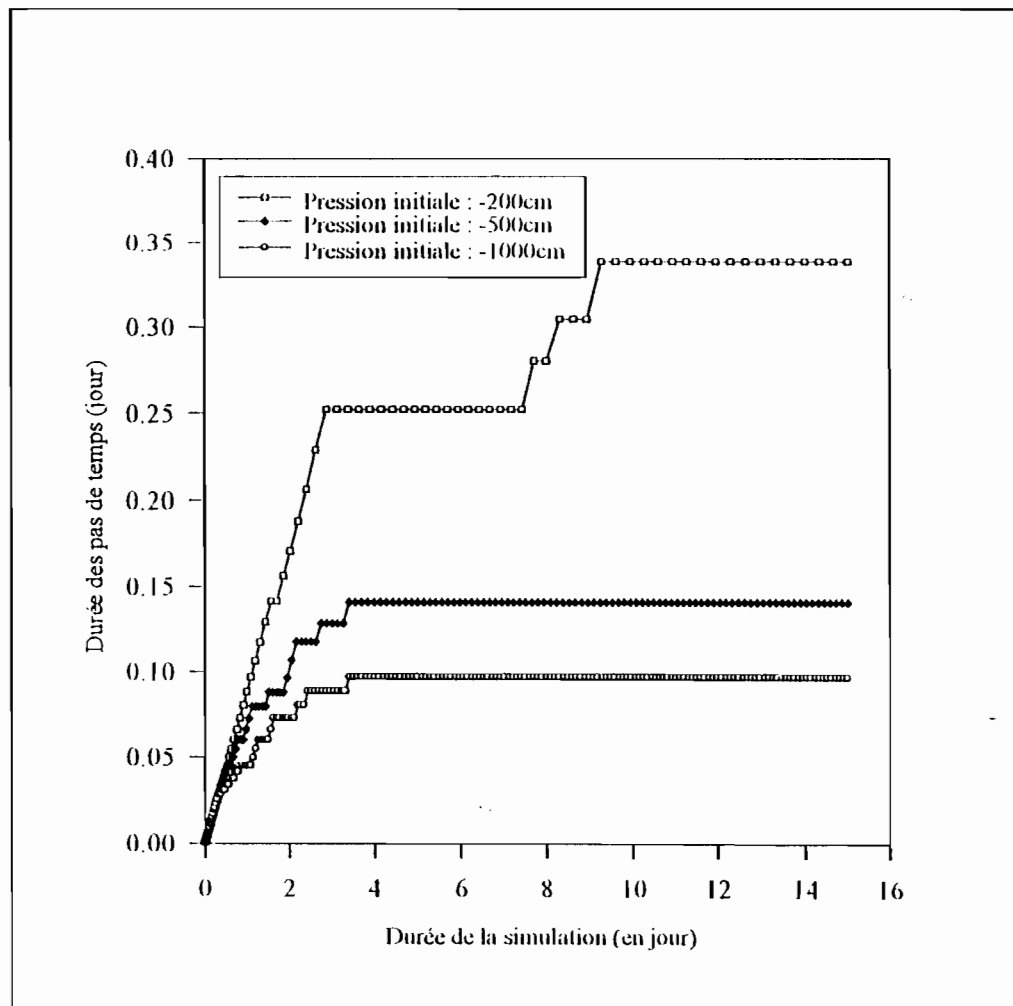


FIG. III-10 : Modèle éléments finis conformes; Evolution de la durée des pas de temps à différentes valeurs de pression initiale (Maillage 20x22)

Par contre, pour une pression initiale de -1000 cm C.E, le modèle SWMS_2D présente une évolution pareille à celle obtenue pour une pression initiale de -200 cm C.E à la seule différence qu'il utilise dans ce cas précis des valeurs de durée de pas de temps de simulation plus petites. Mais, pour le modèle MIINS_2D, bien qu'il y ait convergence, nous observons

la présence de "back step" (figure III-11) ce qui témoigne, entre autres, d'une difficulté de convergence qui se manifeste par la présence d'oscillations. La présence de ces dernières peut s'expliquer par l'absence de "mass lumping" dans le modèle MIINS_2D, chose indispensable pour la modélisation en milieu poreux non saturé avec la méthode des éléments finis classiques selon Célia *et al.*, (1990) de même que Kirkland *et al.*, (1991) et Rathfelder et Abriola (1994). Elle peut s'expliquer également par le fait que l'on impose une continuité de flux, ce qui pourrait engendrer ces phénomènes au niveau du front d'humectation. Nous reviendrons sur ces oscillations dans la suite.

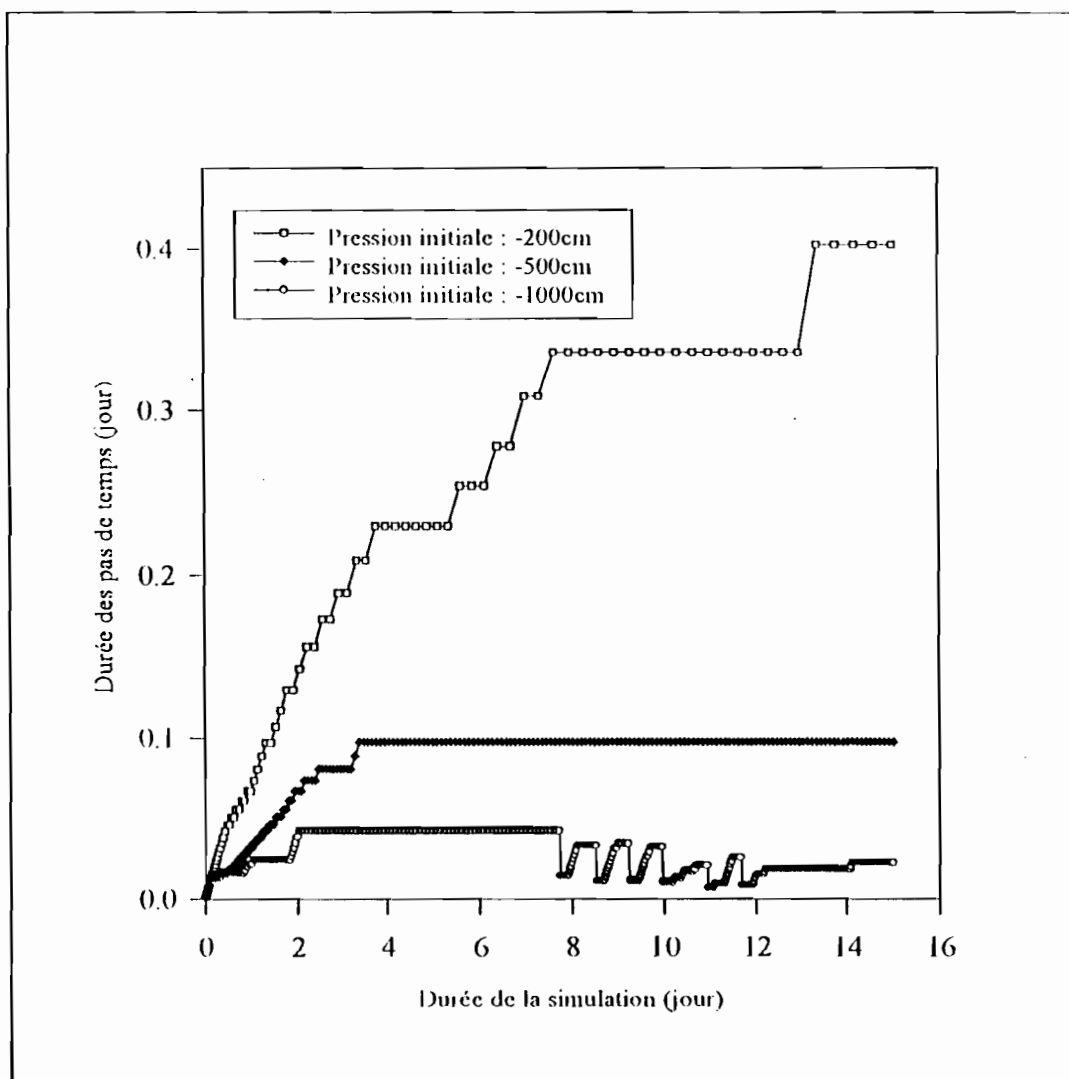


FIG. III-11 : Modèle éléments finis Mixtes hybrides; Evolution de la durée des pas de temps à différentes valeurs de pression initiale (Maillage 20x22)

La sensibilité au maillage est illustrée au niveau des distributions de pressions présentées aux figures III-4 à III-9. Pour mieux illustrer cette évolution des modèles avec le maillage, des valeurs de pression ont été représentées sur un profil donné (voir figure III-12). Ces

profils de pression montrent qu'en passant du maillage 20x22 au maillage 40x44, le modèle SWMS_2D évolue beaucoup plus que le modèle MHNS_2D. Ces profils montrent que le modèle SWMS_2D évolue vers le résultat du modèle MIINS_2D. Nous pouvons d'ores et déjà parler d'une supériorité du modèle MHNS_2D et celle-ci se retrouve au niveau de la description des hétérogénéités où elle est encore plus nette (Ackerer *et al*, 1994). Nous pouvons retenir alors une plus grande sensibilité du modèle MHNS_2D aux conditions initiales et de même une plus grande sensibilité du modèle SWMS_2D au maillage.

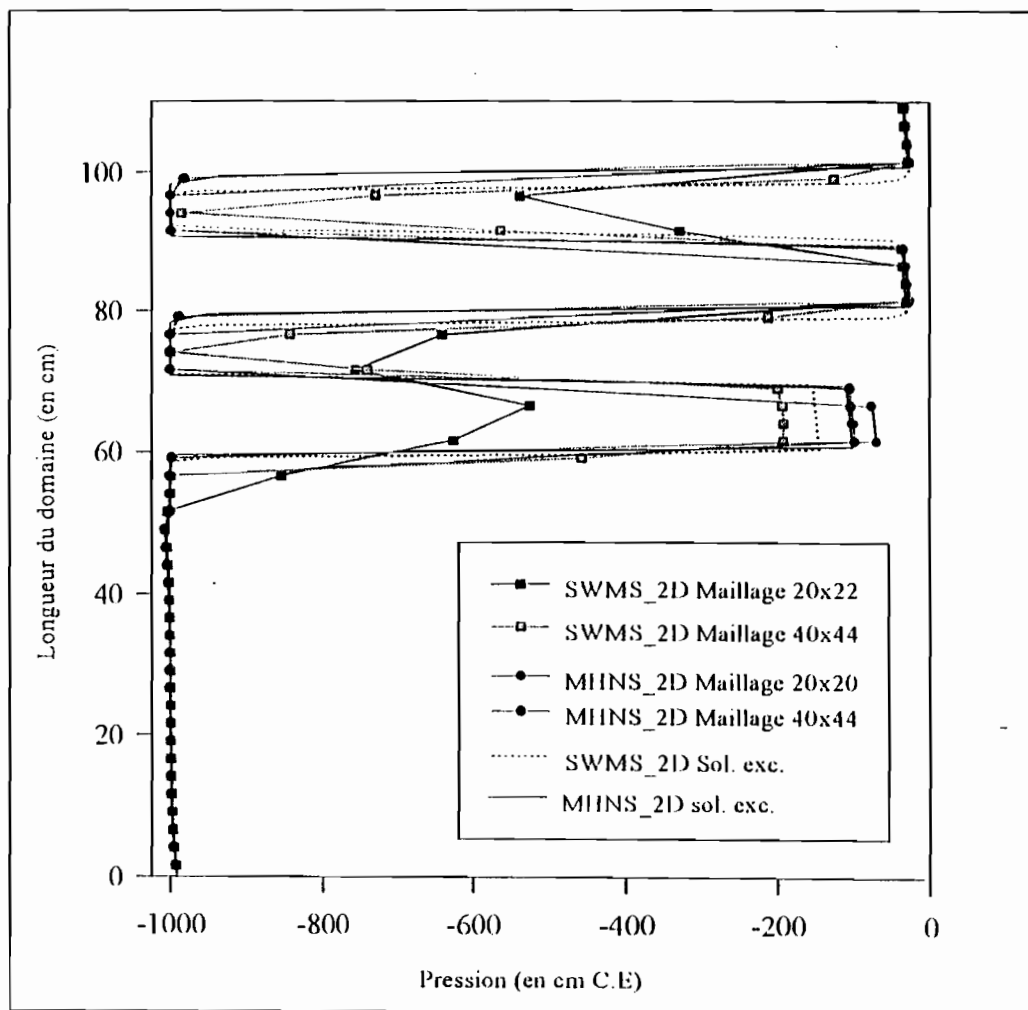


Figure III-12 : Profils de pression donnés par les deux modèles au niveau de l'axe $x = 51,7$

Une étude a également été menée pour avoir une idée sur le temps CPU. Pour ce faire, nous avons considéré un maillage fixé et nous faisons varier les conditions initiales (voir tableau III-6).

Tableau III-6 : Evolution du temps CPU avec la pression initiale

Maillage 20x22		Temps CPU (secondes)	
Pression initiale (cm C.E)	Modèle MHNS_2D	Modèle SWMS_2D	
-200	186,2	19,5	
-500	313,9	34,9	
-1000	662,0	45,3	

Une seconde étude est faite cette fois-ci en fixant, en un premier temps la pression initiale à -200 cm C.E et en faisant varier le maillage et en un second temps, en prenant une pression initiale de -1000 cm C.E. Cette seconde étude nous permettra de voir l'évolution du nombre d'itérations effectuées avec le maillage. Les résultats sont présentés pour les deux modèles sur les tableaux III-7, III-8, III-9 et III-10.

Tableau III-7 : Evolution du temps CPU et du nombre d'itérations avec le maillage

Modèle MHNS_2D		Pression initiale = -200 cm C.E		
Maillage	CPU(secondes)	Nombre d'itérations	Nombre d'inconnues	
20x22	186,2	1581	1362	
40x44	1119,2	1424	5364	
80x88	8187,0	1300	21288	

Tableau III-8 : Evolution du temps CPU et du nombre d'itérations avec le maillage

Modèle SWMS_2D		Pression initiale = -200 cm C.E		
Maillage	CPU(secondes)	Nombre d'itérations	Nombre d'inconnues	
20x22	19,5	435	483	
40x44	120,8	460	1845	
80x88	1077,6	466	7209	
160x176	10748,2	478	28497	

Tableau III-9 : Evolution du temps CPU et du Nombre d'itérations avec le maillage

Modèle MHNS_2D		Pression initiale = -1000 cm C.E	
Maillage	CPU(secondes)	Nombre d'itérations	Nombre d'inconnues
20x22	662,0	7877	1362
40x44	2026,8	3356	5364
80x88	13865,8	2936	21288

Tableau III-10 : Evolution du temps CPU et du nombre d'itérations avec le maillage

Modèle SWMS_2D		Pression initiale = -1000 cm C.E	
Maillage	CPU(secondes)	Nombre d'itérations	Nombre d'inconnues
20x22	45,3	861	483
40x44	291,9	1184	1845
80x88	2160,4	1438	7209
160x176	26431,8	1587	28497

Il faudra noter ici que le temps CPU n'a aucune signification en terme de comparaison pour les deux modèles car ils n'utilisent pas les mêmes solveurs. Il est présenté uniquement à titre indicatif. Ce qui est intéressant à regarder par contre, c'est le nombre d'itérations et son évolution avec le maillage pour les deux modèles (voir tableaux III-7, III-8, III-9 et, III-10 ainsi que les figures III-13 a et b). Non seulement il est différent pour un même maillage, mais aussi, il croît avec le maillage pour le modèle SWMS_2D et décroît avec celui-ci pour le modèle MHNS_2D. L'observation de cette décroissance du nombre d'itérations avec le maillage pourrait trouver son explication dans la présence des oscillations au niveau des profils de pression (ce point est abordé dans le paragraphe suivant) pour le modèle MHNS_2D pour les maillages grossiers (voir figures III-15 et III-16). Plus le maillage est fin plus ce phénomène a tendance à disparaître et moins le modèle a besoin d'itérations pour converger (voir figure III-13 a et b).

Pour le modèle SWMS_2D, nous observons au contraire une augmentation du nombre d'itérations avec le maillage. Ceci trouve son explication dans le fait que plus le maillage est fin, plus l'interface saturée/non saturée est raide et plus le modèle a de difficultés pour converger. Pour les mixtes, cette difficulté est atténuée grâce à la continuité de flux imposée aux mailles adjacentes. Ceci nous permet d'aborder le paragraphe suivant.

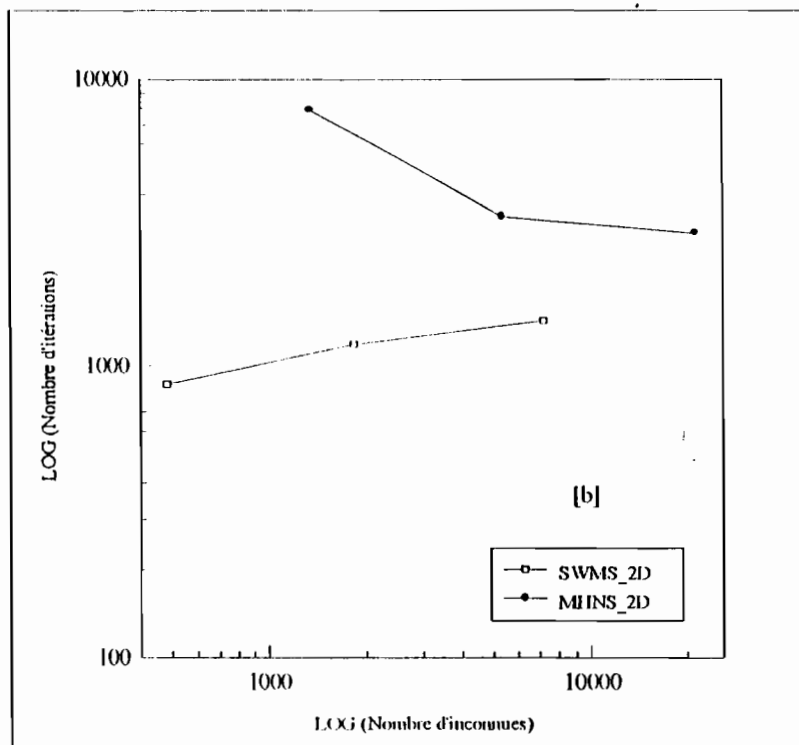
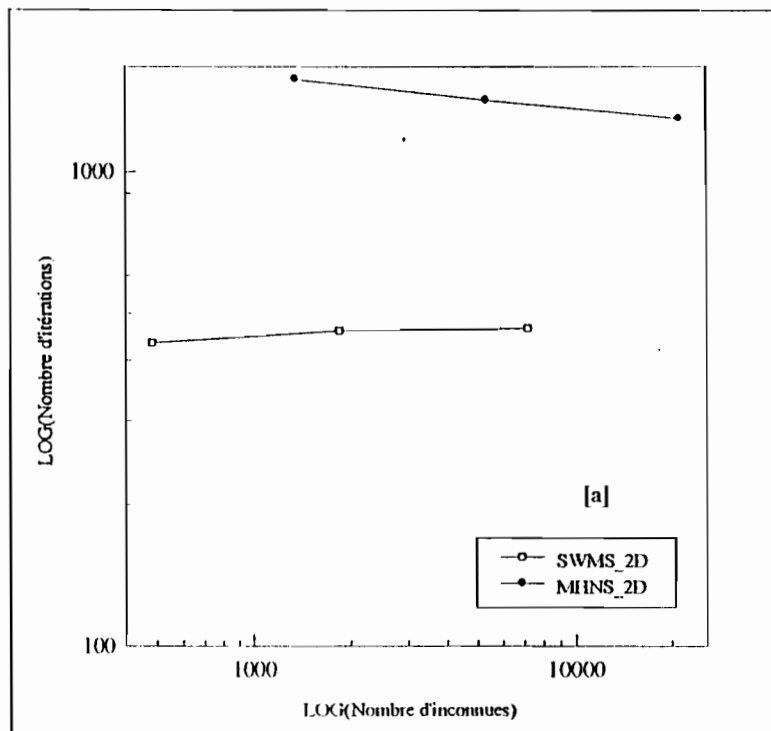


FIG. III-13 : Evolution du nombre d'itérations avec le nombre d'inconnues : [a] ; pression initiale = -200 cm C.E et [b] ; Pression initiale = -1000 cm C.E.

III. DE LA RECHERCHE D'UNE SOLUTION EXACTE A LA DETERMINATION D'UN CRITERE DE MAILLAGE OPTIMAL.

La première étape d'une modélisation numérique demeure la discrétisation spatiale ou maillage du domaine à modéliser. Mais, on ne sait pas pour quel maillage on a la solution exacte du problème étudié. On a généralement tendance à jouer sur la sensibilité du modèle utilisé vis à vis du maillage et, il faudrait à chaque fois affiner le maillage jusqu'à ce que le modèle cesse d'évoluer, du moins d'une manière perceptible. Au demeurant, rappelons que, plus le maillage est fin plus la solution a tendance à être exacte. Mais l'utilisation du modèle éléments finis mixtes hybrides laisse apparaître au niveau des distributions de pression certaines caractéristiques que l'on pourrait lier au maillage. Nous allons illustrer nos propos dans ce qui suit.

III.1. Exemple monodimensionnel

Le problème simulé est identique à celui que nous avons présenté dans le paragraphe V du chapitre II (voir figure II-7). Cet exemple en une dimension montre, pour le modèle éléments finis mixtes hybrides, au niveau d'une profondeur donnée de la colonne, une évolution de pression loin d'être lisse contrairement à celle donnée par le modèle SWMS_2D (voir figure III-14). Elle présente des oscillations au niveau du front d'humectation (voir figure III-15). Ce qui est intéressant, c'est que ces oscillations disparaissent quand le maillage est plus fin et qu'on se rapproche de la solution semi-analytique de Philip. Rappelons au passage que cette distribution de pression dont il est question représente l'ensemble des valeurs de pression obtenues à cette profondeur pour toutes les itérations effectuées.

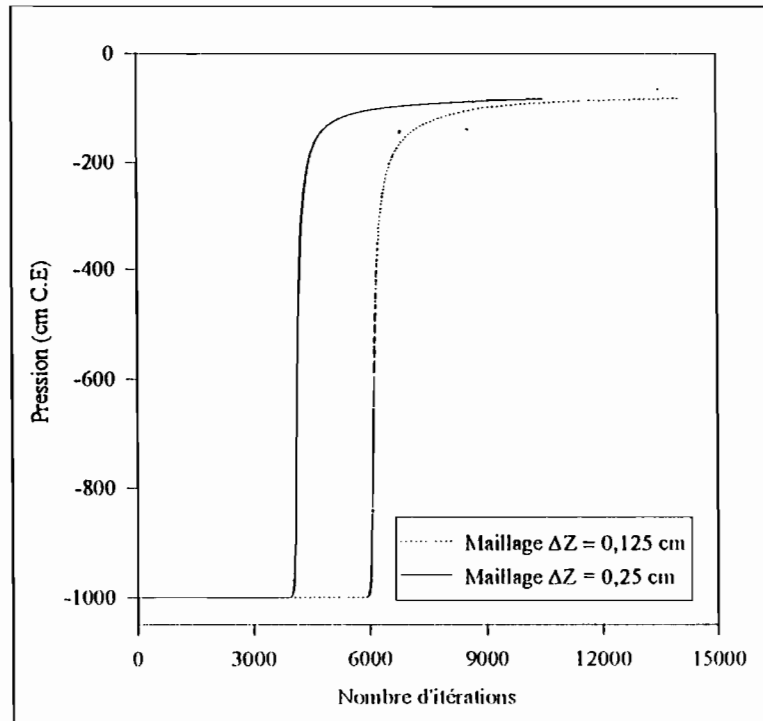


FIG. III-14 : Modèle éléments finis classiques ; Evolution de la pression au niveau du noeud d'ordonnée $y = 21$ cm

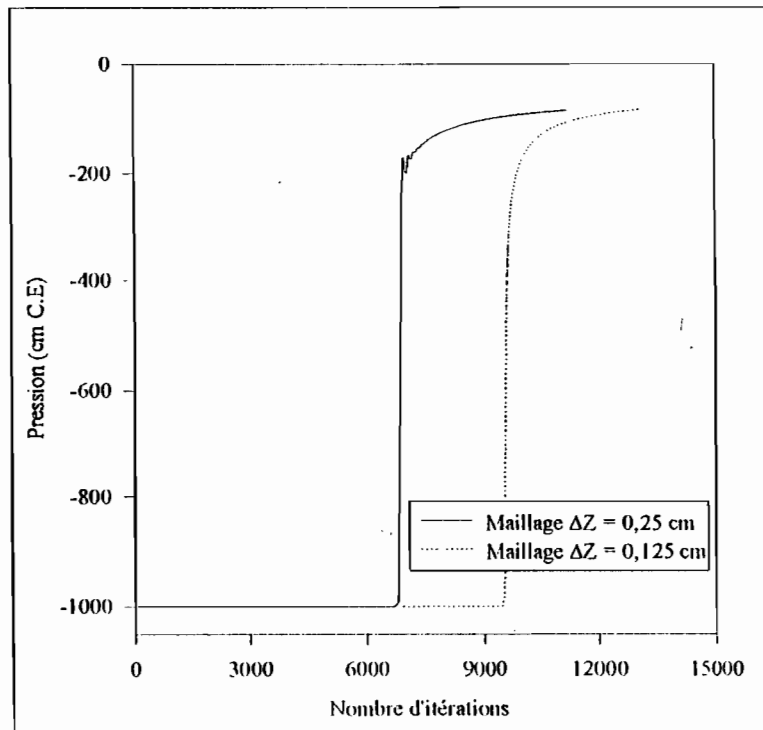


FIG. III-15 : Modèle éléments finis mixtes hybrides ; Evolution de la pression au niveau de la facette d'ordonnée $y = 21$ cm

III.2. Exemple bidimensionnel

Pour cet exemple bidimensionnel, le même constat a été fait. Pour cela, nous avons représenté les valeurs de pression prises en une maille donnée pour toutes les itérations effectuées au cours de la simulation. Cette représentation nous a permis de mettre en évidence le phénomène annoncé plus haut pour le modèle éléments finis mixtes hybrides et qui disparaissait avec le maillage (voir figures III-16 et III-17). Là aussi, malgré la présence des hétérogénéités, le modèle SWMS_2D présente des évolutions de pression très lisses (voir figures III-16 et III-17).

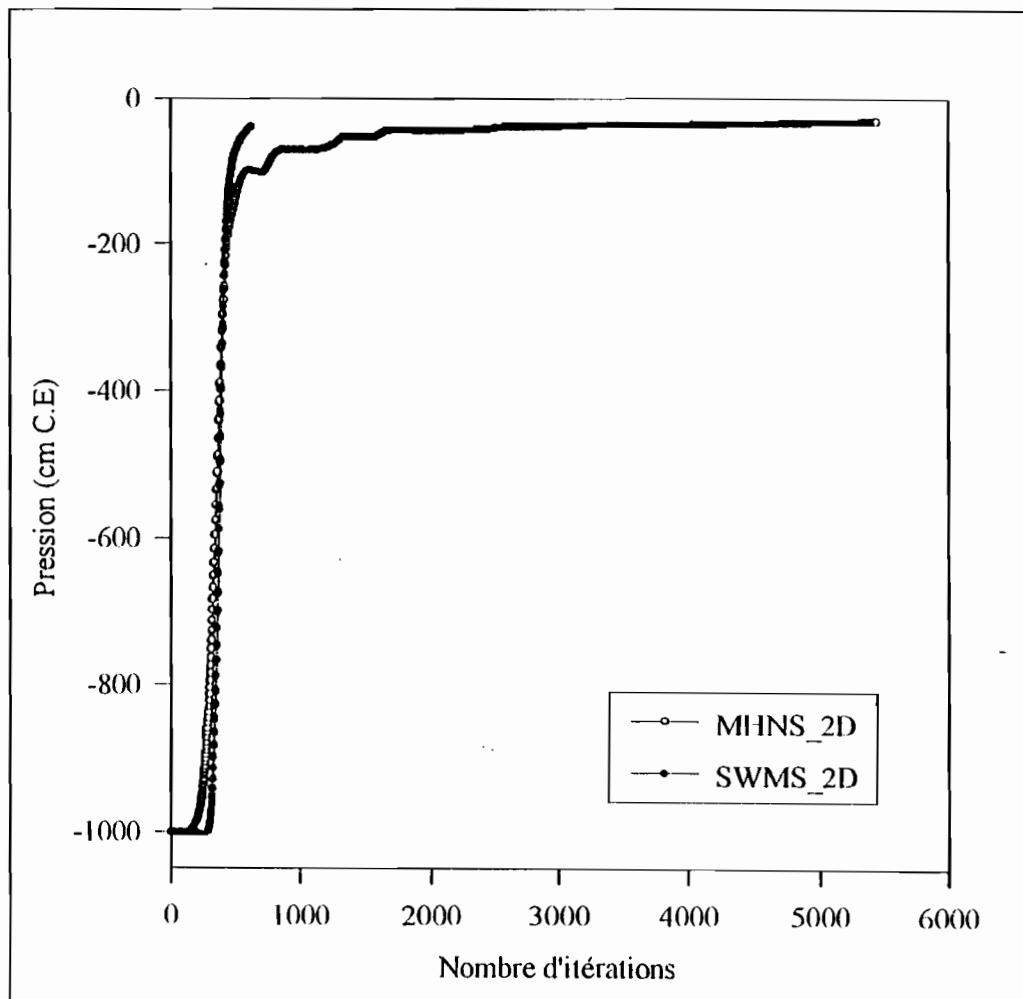


FIG. III-16 : Evolution comparée des profils de pressions avec le nombre d'itérations au niveau de la maille de coordonnées $x = 51,7$ et $y = 86,7$ (Maillage 20×22)

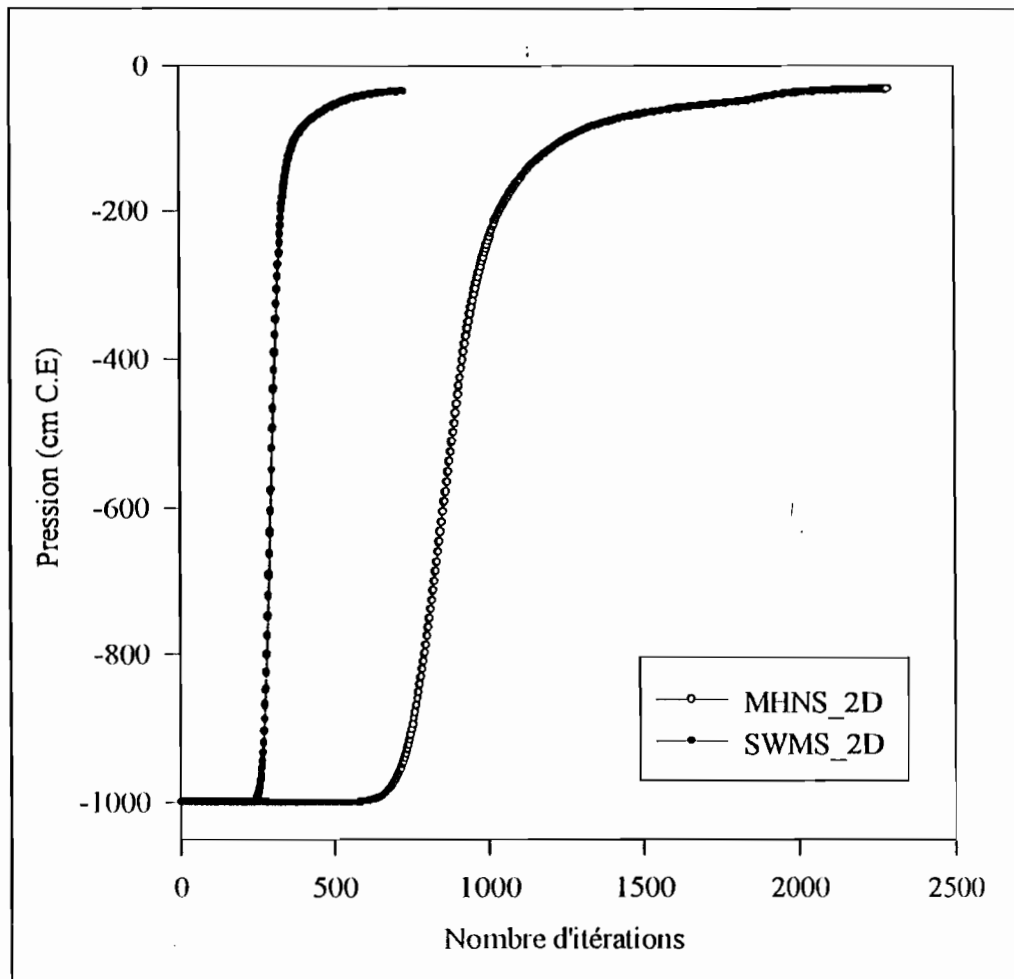


FIG. III-17 : Evolution comparée des profils de pression avec le nombre d'itérations au niveau de la maille de coordonnées $x = 51,7$ et $y = 86,7$ (Maillage 40×44)

III.3. Discussion

Les résultats des simulations montrent, comme nous l'avons vu plus haut, que ceux obtenus avec le modèle MHNS_2D présentent des fluctuations au niveau du front d'humectation et ceci pour les maillages grossiers. Ainsi, observons-nous également la disparition de ces fluctuations pour des maillages fins donc, proches de la solution exacte. La disparition de ces fluctuations expliquerait alors une convergence moins difficile, ce qui entraînerait de fait la diminution du nombre d'itérations quand le maillage augmente. Ceci a été déjà remarqué par Mosé (1990) en représentant des isochrones autour d'un puits de pompage.

En effet, plus son maillage était grossier, moins ses isochrones étaient lisses. Il affinait alors son maillage pour faire disparaître les oscillations, obtenant ainsi des isochrones tout à fait lisses. En revanche, le modèle en différences finies lui garantissait de tout temps des isochrones lisses pour les mêmes exemples de problèmes. Ceci semble donc être une caractéristique des éléments finis mixtes hybrides et permet alors de déterminer un critère de maillage optimal. Ce critère sera alors la disparition des oscillations sur le résultat de simulation du modèle éléments finis mixtes hybrides.

IV. CONCLUSION

A travers ces études, nous avons de fait une vérification de notre modèle éléments finis mixtes hybrides en milieu non saturé avec d'abord une comparaison avec la solution semi-analytique de Philip, ensuite par une comparaison avec le modèle SWMS_2D utilisant la théorie des éléments finis classiques. A notre avis, l'analyse des résultats donnés par un modèle numérique doit se faire au niveau de deux facteurs essentiels que sont la capacité à fournir un bilan de masse correct mais également celle de pouvoir rendre compte de la distribution effective des champs de pression dans le domaine simulé. Ceci est d'autant plus important que nous travaillons en milieu non saturé et que les relations entre paramètres hydrodynamiques sont fortement non linéaires. Cette non linéarité peut être à l'origine de beaucoup de difficultés qui peuvent se manifester, soit par un mauvais bilan de masse, soit par une mauvaise distribution de pression ou tout simplement par des problèmes de convergence du modèle numérique en question.

S'agissant du bilan de masse, les résultats des simulations montrent que le modèle SWMS_2D donne un bilan de masse meilleur dans tous les cas de figure, comparé à celui donné par le modèle MHNS_2D. Toutefois, cela n'affecte en rien la valeur du bilan obtenu avec le modèle MHNS_2D qui reste physiquement correct (voir tableau II-7, III-4 et III-5). Le meilleur bilan du modèle SWMS_2D s'explique par le fait qu'il intègre la méthode de Célia *et al.*, (1990) (paragraphe IV-7 du chapitre II) qui améliore le bilan de masse en résolvant l'équation de Richards sous sa forme mixte. Selon eux, la résolution de l'équation de Richards sous sa forme en pression entraîne un mauvais bilan de masse allant parfois jusqu'à 10% d'erreur, erreur qu'ils expliquent comme provenant uniquement du terme $C(h)$ représentant la capacité capillaire. Mais l'utilisation du modèle éléments finis mixtes hybrides améliore considérablement le bilan de masse qu'il fait passer largement en deçà de 5% qui est considéré comme erreur minimale en résolvant l'équation de Richards sous sa forme en pression. Ceci montre, que l'erreur sur le bilan de masse ne peut pas être uniquement imputable à la discrétisation de la capacité capillaire.

Par contre, au niveau des distributions de pression, on remarque une nette supériorité du modèle MIINS_2D surtout en deux dimensions hétérogènes. Cette capacité du modèle éléments finis mixtes hybrides à décrire le milieu hétérogène a déjà été énoncée par Ackerer *et al.*, (1994). Ceci se fait nettement remarquer à travers les figures III-4 à III-9. Ces dernières permettent de voir l'évolution comparée des pressions dans le domaine simulé données par les deux modèles. Elles montrent sans aucun doute de meilleurs résultats pour le modèle MIINS_2D.

Ainsi, quelles que soient les conditions aux limites imposées, pression ou flux, les conditions naturelles du milieu, saturé (Mosé *et al.*, 1993) ou non saturé (Ackerer *et al.*, 1994), nous constatons une supériorité du modèle éléments finis mixtes hybrides dans la description du champ de pression. Certes, le nombre d'inconnues est plus important pour cette méthode (voir tableau III-11) et, de là, un coût informatique plus élevé, mais il ne demeure pas moins que le modèle MIINS_2D reste plus intéressant en milieu hétérogène. En effet, pour un maillage de $n \times n$ triangles réguliers, le nombre d'inconnues du système en trace de pression des éléments finis mixtes hybrides est de $n(3n+2)$. Le système en pression par noeud des éléments finis classiques comprend quant à lui $(n+1)^2$ inconnues.

Tableau III-11 : Evolution du nombre d'inconnues avec le maillage

<i>Maillage</i>	<i>Nombre d'inconnues</i>	
	<i>Modèle SWMS_2D</i>	<i>Modèle EFMHNS_2D</i>
22x22	483	1362
40x44	1845	5364
80x88	7209	21288

Ceci joue beaucoup sur le temps CPU qui est plus important pour le modèle éléments finis mixtes hybrides pour un même maillage (voir tableaux III-7 à III-10). Ce dernier rend certains chercheurs sceptiques quant à l'utilisation de la méthode mixte hybride. Mais si l'on se réfère à nos résultats on peut considérer que la solution est déjà bonne pour le modèle MIINS_2D pour un maillage 40x44 ; (figures III-5b et III-6b et figures III-8b et III-9b). L'observation de ces figures montre en effet, que les résultats du modèle n'évoluent presque plus. Par contre, pour le modèle SWMS_2D, la solution n'est bonne que pour un maillage supérieur au maillage 80x88 (voir figure III-2). Ceci démontre que pour obtenir la meilleure solution, le modèle MIINS_2D demande moins d'itérations et moins de temps CPU que le modèle SWMS_2D. L'évolution du nombre d'itérations est également très intéressante à

analyser car elle fait apparaître les difficultés de convergence pour le modèle MHNS_2D en conditions relativement sèches (voir figure III-13b).

Compte tenu des résultats obtenus, nous considérons qu'il est important d'utiliser cette méthode pour son meilleur champ de pression mais également, pour sa capacité à déterminer un maillage optimal (voir paragraphe III).

Par ailleurs, la méthode mixte hybride excelle également dans la détermination des champs de vitesse (Siégl, 1995; Mosé et al., 1993; Semra, 1994). Ceci fait que son utilisation se justifie de plus en plus dans le domaine de l'étude des transferts de solutés, domaine dans lequel on a besoin d'avoir des vitesses exactes.

"(...) Les bords du Gange ne m'ont pas paru plus fertiles que ceux de notre fleuve (Sénégal) et je n'ai de doute d'y voir réussir toutes les cultures qu'on voudra tenter" (lettre adressée à sa tutelle parisienne, le 8 juillet 1817 par le colonel Schmaltz gouverneur de Saint Louis (Boivin et al., 1995).

DEUXIEME PARTIE

**CULTURE IRRIGUEE ET GESTION
CONSERVATOIRE DES EAUX ET DES SOLS
DANS LA MOYENNE VALLEE DU FLEUVE
SENEGAL**

DE L'ETUDE EXPERIMENTALE A LA MODELISATION

CHAPITRE I

INTRODUCTION GENERALE ET POSITION DU PROBLEME

I. PROBLEMATIQUE GENERALE

S'il est vrai que la vallée du fleuve Sénégal représente une zone traditionnellement agricole (cultures de décrues), il n'en demeure pas moins que la mise en eau des barrages de Diama et de Manantali a créé un engouement certain pour le développement de la culture irriguée. Ces deux barrages devraient permettre l'irrigation de 350.000 hectares de terre dans les trois pays membres (Mali, Mauritanie et le Sénégal) de l'Organisation pour la Mise en Valeur du fleuve Sénégal (OMVS), dont 240.000 hectares au Sénégal. Toutefois, leur mise en eau et le développement de l'agriculture irriguée ont entraîné des bouleversements sans précédent dans le milieu naturel (Boivin et *al.*, 1995) avec des conséquences de divers ordres dont l'une des plus importantes est l'impact environnemental. Ainsi, l'étude des changements et de la performance des systèmes irrigués est plus que jamais nécessaire. De ce fait, un programme de recherche pluridisciplinaire, mené conjointement par l'institut français de recherche scientifique pour le développement de la recherche en coopération (l'ORSTOM) et l'Institut Sénégalais de Recherches Agricoles (l'ISRA), s'est fixé pour objectif d'étudier les transformations engendrées par le développement de la culture irriguée dans cette zone, en particulier au niveau des systèmes de production. Il s'agit là de dégager les voies et moyens pouvant conduire à des systèmes irrigués performants mais également, de définir les conditions d'évolution vers une agriculture irriguée durable.

I.1. Bref aperçu sur le passé agricole de la région

L'idée de développement de la culture irriguée dans la région Nord du Sénégal ne date pas d'aujourd'hui. En effet, c'est en 1817 qu'ont eu lieu les premières tentatives d'exploiter les potentialités d'irrigation du bassin du fleuve Sénégal (Diemer et Van der Laan, 1987). Mais, c'est vers les années trente (plus précisément en 1935), après que la culture arachidière ait pris des proportions démesurées au détriment des cultures vivrières entraînant ainsi une importation de riz assez importante (environ 60 000 tonnes par an), que fut constituée la mission d'étude du fleuve Sénégal, chargée de mettre au point des projets précis d'irrigation. Elle devient la Mission d'Aménagement du Sénégal en 1938 (MAS). Après l'indépendance, en 1960, la MAS fut remplacée dans le Delta par l'Organisation Autonome du Delta (OAD) et dans la vallée par l'Organisation Autonome de la Vallée (OAV). Elles eurent pour tâche de continuer les expérimentations, d'encadrer les paysans et de les familiariser avec l'agriculture irriguée, afin de réduire à long terme les importations de riz. Après moult péripéties, l'Etat décide en 1965, de remplacer l'OAD par la Société d'Aménagement et d'Exploitation du Delta (SAED), dotée de la personnalité juridique et de ses propres moyens matériels, ce qui n'était pas le cas avec l'OAD et l'OAV, mais avec une autonomie financière restreinte. C'est ainsi que nous avons assisté à la naissance et au développement dans le bassin du fleuve Sénégal de différents types d'aménagements allant des grands aménagements (> 500 ha) aux périmètres irrigués villageois (15-50 ha). Ces derniers ont plutôt vu le jour lors de la sécheresse des années soixante dix afin de garantir aux populations riveraines une meilleure sécurité alimentaire. Cette sécheresse avait comme conséquence, entre autres, une baisse de rendement considérable pour les cultures traditionnelles pluviales (mil) et de décrues (sorgho) qui étaient pratiquées dans la région.

I.2. Position du problème

Le Sénégal est un pays sahélien dont les principales ressources sont agricoles. Aujourd'hui, il est sérieusement menacé par la désertification qui est la conséquence d'une pluviométrie irrégulière et parfois même quasi inexistante (hivernage 72-73 et 83). Face à une telle pluviométrie, les besoins en eau des cultures ne sont plus satisfaits et ; on assiste à un net recul de la production agricole notamment en ce qui concerne les cultures vivrières. Il en résulte une menace constante de famine qui pèse sur les populations locales. Pour enrayer le déficit vivrier, l'agriculture irriguée se présente comme un ultime recours. On comprend alors toute l'importance accordée à cette dernière : des systèmes irrigués performants et durables sont alors nécessaires. Au demeurant, la performance et la durabilité d'une telle agriculture dépend en partie des eaux d'irrigation et du comportement des terres irriguées.

Les deux critères énumérés plus haut appellent alors la mise sur pied d'une bonne politique de gestion conservatoire des eaux et des sols au niveau des périmètres irrigués. Ainsi, l'impact de l'irrigation sur l'environnement est à déterminer mais aussi à prévoir. Il s'est souvent caractérisé par une dégradation des terres irriguées. Cette dégradation est très inquiétante comme l'ont montré les travaux effectués au Mali (Bertrand et *al.*, 1993) et au Sénégal (Boivin et *al.*, 1993). Au niveau des périmètres de la moyenne vallée du fleuve Sénégal, on observe une dégradation des terres qui est liée en général à deux processus connus sous le nom de salinisation et alcalinisation, nous en reparlerons. Le principal facteur à l'origine du processus de dégradation est la remontée des nappes superficielles. Aussi nous constatons que dans la région, l'irrigation rehausse les nappes superficielles. L'effet de ce rehaussement du niveau de la nappe se manifeste par une concentration des solutions salines à la surface des sols (salinisation et alcalinisation). Ce phénomène se produit dès que la proximité de la nappe peut permettre une remontée des solutions en surface des sols par capillarité sous l'effet de la forte demande évaporatoire. Pour lutter contre cette dégradation des sols sous irrigation en conditions arides (évaporation très forte) et particulièrement en cas de risque d'alcalinisation (eau d'irrigation à fort pouvoir alcalinisant), il convient d'assurer une fraction de lessivage minimale. Dans les sols de la région, ceci n'est pas toujours réalisable car ils sont peu perméables et avec l'absence totale d'un système de drainage comme c'est le cas, on risquerait de recharger la nappe. Il nous est donc possible de dire que la gestion conservatoire des sols de la moyenne vallée du fleuve Sénégal repose sur un équilibre entre deux critères de gestion de l'eau a priori antagonistes à savoir, lessiver suffisamment les sols et ne pas trop recharger les nappes superficielles.

L'étude entreprise nous permettra de mettre en évidence les relations entre l'irrigation et les mouvements de nappes (étude expérimentale) mais également, de donner des indications sur les types de cultures les plus appropriés sur telle ou telle zone en fonction du type de sol présent (modélisation numérique). L'une de ses finalités sera alors d'aider à l'aménagement de nouveaux périmètres irrigués dans la zone en respectant au mieux les deux termes antagonistes annoncés plus haut, lessivage et recharge de nappe.

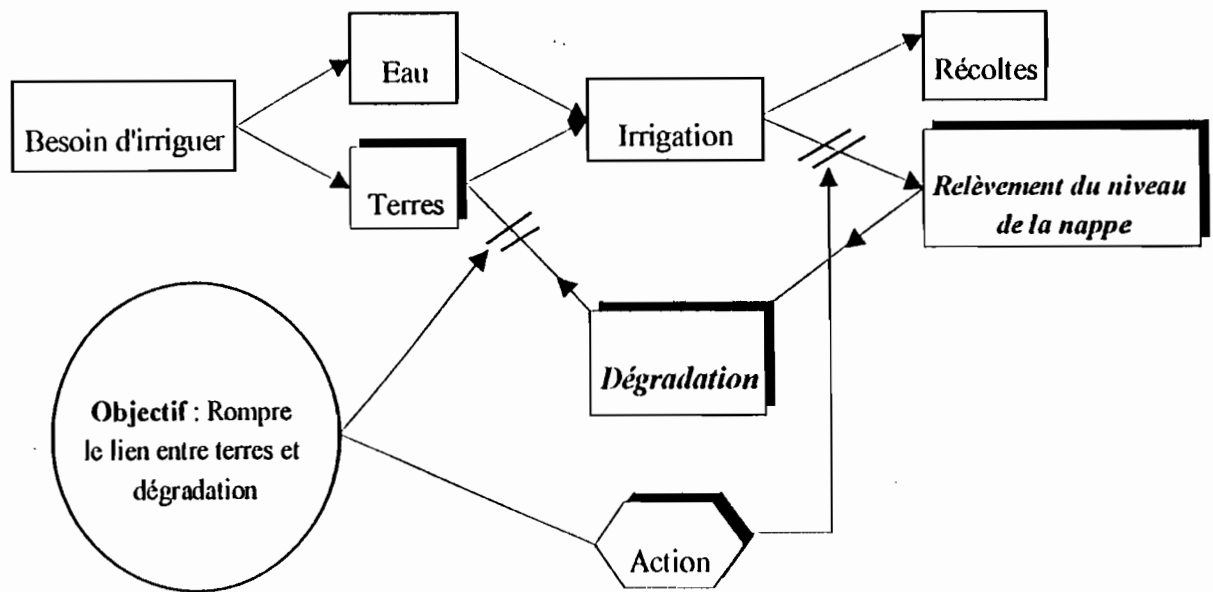


FIG. I-1 : Schéma explicatif du problème posé

I.3. Impact de l'irrigation sur les sols de la moyenne vallée du fleuve Sénégal

Le développement de la culture irriguée figure au second plan des objectifs annoncés pour la mise en eau des barrages de Diama et de Manantali (OMVS, 1975), derrière la production hydroélectrique. Ceci témoigne de l'importance de la place de l'agriculture irriguée au niveau de la vallée dans le programme de l'OMVS. Mais l'impact de l'irrigation sur les terres s'avère dangereux et se manifeste souvent par une dégradation de ces dernières qui est la résultante de deux mécanismes identifiés dans la zone : il s'agit de l'alcalinisation et de la salinisation. Cette dégradation est souvent synonyme de baisse de rendement qui peut conduire à l'abandon de certains périmètres irrigués. Ainsi dans la moyenne vallée du fleuve Sénégal, les caractéristiques des sols (peu perméables), celles de l'eau du fleuve (très fort pouvoir alcalinisant) et les conditions de gestion de l'eau d'irrigation font que la dégradation des sols irrigués est certaine en l'absence de mesures conservatoires (Boivin *et al.*, 1995). Sans entrer dans l'étude détaillée de la salinisation et l'alcalinisation comme processus pédogénétique, il importe de préciser dès à présent ces deux notions et de souligner leurs méfaits qui constituent précisément autant d'agressions contre le sol pouvant conduire à une destruction totale, ou tout au moins à une diminution catastrophique de son potentiel agricole.

1.3.1. Salinisation

1.3.1.1. Processus et méfaits

Le processus de salinisation se manifeste lorsqu'il y a une accumulation en quantité importante de sels neutres dans le profil du sol. Elle est la résultante de la remontée des sels dans les profils des sols, qui, eux, proviennent le plus souvent des fluctuations de niveau des nappes peu profondes (Dupriez et de Leener, 1990). Ce phénomène affecte les aptitudes agronomiques des sols car il engendre une augmentation de la pression osmotique provoquant ainsi un stress hydrique au niveau des cultures.

1.3.1.2. Modalité de présence dans la région

S'agissant des sols de la vallée du fleuve Sénégal, d'après Boivin et *al.*, (1995), l'accumulation de sels se produit en fait partout, la conductivité moyenne des sols des périmètres irrigués villageois (PIV) de la région mis en culture moins de 10 ans, est dix fois plus élevée que celle des sols immédiatement avoisinants et appartenant à la même unité géomorphologique (moyenne effectuée sur plus d'un millier de mesures réparties sur tous les périmètres de la région de Nianga-Podor). Cette salinité moyenne se situe au niveau du seuil de tolérance de l'oignon et de la tomate. En ce qui concerne la culture du riz, les méthodes d'irrigation employées (submersion) font que ce phénomène l'affecte moins. En effet, au niveau des parcelles de riz, une lame d'eau, bien que variable, est maintenue durant la culture. Ainsi, bien que entraînant une remontée de la nappe, et par là même, une importante accumulation de sels en surface, on garantit au riz quelques centimètres de sols non salés qui peuvent suffire à son développement. Contrairement à cette culture, les tomates et les oignons qui sont cultivés sur les billons subissent directement la remontée des sels.

1.3.2. Alcalinisation

1.3.2.1. Processus et méfaits

D'une manière générale ce processus consiste en une augmentation du pH du sol sous l'effet de l'accumulation de bases. L'étude qualitative de l'évolution géochimique des sols irrigués en fonction de la qualité des eaux d'irrigation se fait souvent par l'utilisation du concept d'alcalinité résiduelle calcite (ARC). Cette alcalinité résiduelle calcite se définit comme étant la différence entre l'alcalinité (Alc.) et les équivalents de calcium présents dans la solution.

$$ARC = (Alc.) - (Ca^{++}) \quad (I.1)$$

L'alcalinité se définit à son tour par la somme algébrique des équivalents de cations conjugués de bases faibles et d'anions conjugués d'acides faibles (Stumm et Morgan, 1970; Bourrié, 1976, cités par Barbiéro et *al.*, 1995). En supposant certaines hypothèses simplificatrices, on peut traduire l'alcalinité par la relation suivante :

$$Alc. = (HCO_3^-) + (CO_3^{--}) + (OH^-) - (H^+) \quad (I.2)$$

Ainsi pour une solution qui se concentre par évaporation, et qui atteint le point de saturation avec la calcite, nous avons deux évolutions possibles : une voie saline neutre si les équivalents de calcium excèdent l'alcalinité carbonatée dans la solution initiale et une voie alcaline si l'alcalinité excède les équivalents de calcium dans la solution initiale. La concentration des solutions entraîne alors des sols salins neutres ou bien alcalins, dans l'un ou l'autre des cas, l'exploitation agricole de ces sols pose problème (graves problèmes de carence pour les cultures). Nous assistons à un effondrement de la structure du sol qui le rend impropre à la culture et difficilement récupérable (Zante, 1994), le complexe argiles-éléments organiques étant directement menacé.

1.3.2.2. Modalités de présence dans la région

Dans le cas des sols de la moyenne vallée du fleuve Sénégal, les conditions d'une alcalinisation sont réunies : eau à fort pouvoir alcalinisant et évaporation parfois très importante pouvant entraîner une concentration des solutions. L'eau du fleuve qui est utilisée pour l'irrigation possède une alcalinité résiduelle calcite assez importante (Boivin et *al.*, 1993). Ce qui veut simplement dire que les carbonates sont excédentaires par rapport au calcium (cf. eq. (1)). Dans le cas d'une concentration de ces eaux, le premier minéral à précipiter est la calcite $CaCO_3$. Elle se précipite suivant la réaction :



La précipitation d'une mole de calcite laisse des carbonates résiduels dans l'eau, ce qui a pour conséquence une augmentation progressive de la proportion de carbonate tout en diminuant celle du calcium (voie alcaline). Ce phénomène engendre ainsi une élévation du pH d'où une alcalinisation des sols concernés. Cette alcalinisation peut être due également à une remontée de nappe à fort pouvoir alcalinisant.

Contrairement à la salinisation, l'effet de l'alcalinisation n'est pas immédiat ; au Niger par exemple, ce processus a duré dix années.

1.4. Objectifs généraux et utilité de l'étude

Les différents objectifs que nous nous sommes fixé dans ce travail peuvent se résumer en trois grands axes :

- Mise en évidence du processus de recharge
- Estimation du taux de recharge des nappes au niveau des périmètres irrigués
- Prédiction des mouvements de la nappe

Utilité de l'étude :

L'étude entre dans le cadre du programme du pôle de recherches sur les systèmes irrigués sahéliens et s'insère dans le volet "gestion conservatoire des eaux et des sols" qui est l'un des thèmes prioritaires. Le facteur majeur de dégradation des sols est lié à la remontée de la nappe sous irrigation. Cette dégradation des sols observée sur le terrain et qui se traduit systématiquement au niveau agricole par une baisse de rendement des cultures, résulte généralement d'un ensemble de processus telles l'alcalinisation ou la salinisation. L'étude s'intéresse d'une manière générale à ces deux processus. En effet, il a été mis en évidence que les risques de dégradation proviennent souvent de la pratique de la riziculture inondée sans drainage (Loyer, 1989) qui provoque la remontée de certaines nappes salines qui, sous l'effet des eaux infiltrées pendant la période d'irrigation, deviennent affleurantes suivant les localités. Cette remontée des nappes permet aux sels d'origine marine, piégés dans les sédiments lors de leur mise en place, de remonter en surface (salinisation). De même la concentration en sodium qui se manifeste déjà dans certains sols (sodisation), et l'irrigation avec l'eau du fleuve à l'alcalinité résiduelle positive (Charollais et Weber, 1994), peut aboutir à une hausse du pH du sol (alcalinisation).

Au demeurant, si l'on se refait aux travaux déjà effectués dans la zone, le mouvement des nappes d'eau souterraines superficielles constitue le facteur majeur de dégradation des sols dans la moyenne vallée du fleuve Sénégal. De ce fait, dans l'optique d'une prévision et d'une gestion de l'évolution des sols sous culture, il est indispensable d'être en mesure de prévoir l'évolution de ces nappes. Ainsi, notre étude s'intéresse plus particulièrement aux mouvements des nappes, mais aussi et surtout aux processus de transferts qui les engendrent, de même que les moyens techniques et pratiques pouvant les rendre quasi inexistants. Nous pensons plus précisément à l'effet qu'engendrerait l'introduction dans les périmètres irrigués d'une surface d'arbres à fort pouvoir évapotranspiratoire comme *Eucalyptus*.

II. PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

II.1. Situation géographique

L'étude est menée dans la région Nord du Sénégal, plus précisément dans la région de Saint Louis et dans le département de Podor. Situé entre les longitudes 17°45' W et 12°45' W et les latitudes 13° N et 16°45' N, le Sénégal, pays sahélien de l'Afrique occidentale, est limité au Nord par la Mauritanie, au Sud par la Guinée Bissau et la Guinée Conakry, à l'Est par le Mali et à l'Ouest par l'océan atlantique.

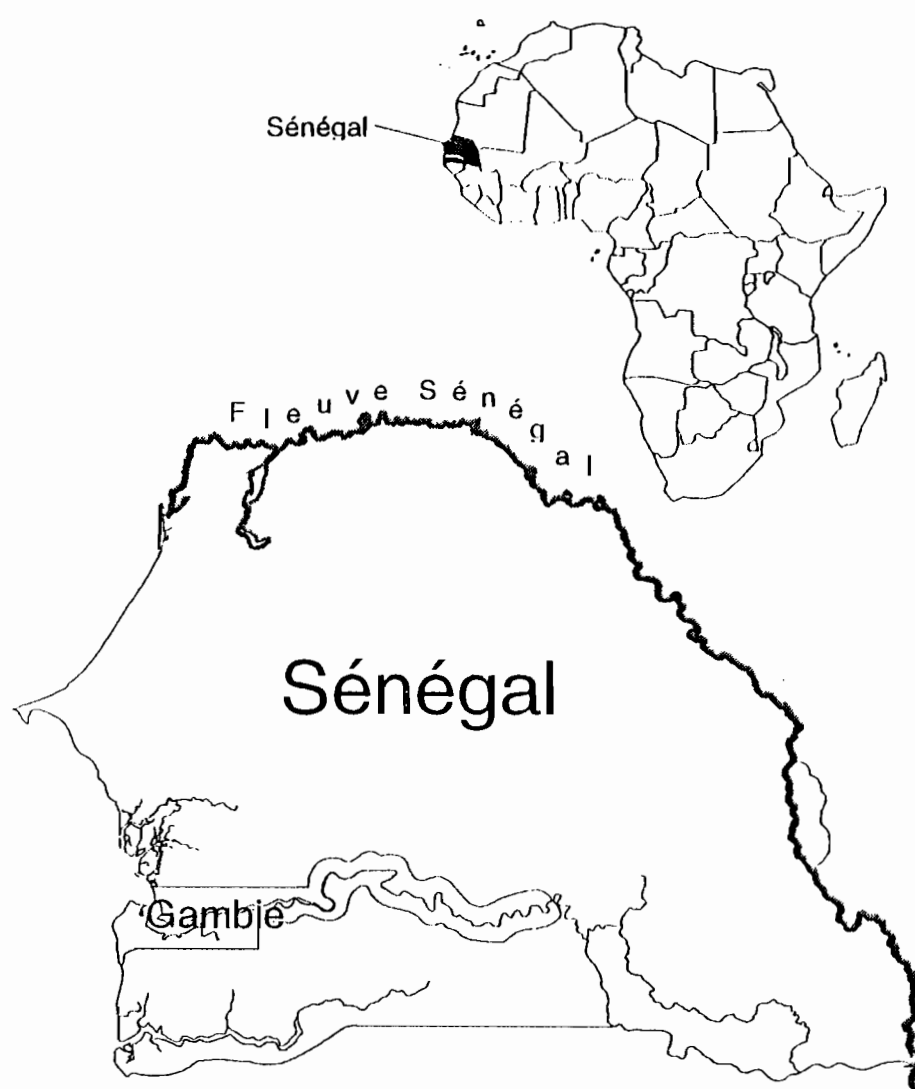


FIG. I-2 : Cartes de Situation

Le département de Podor lui, se situe au niveau de la latitude 16°39' N et de longitude 14°58' W. C'est la ville la plus au Nord du Sénégal et se trouve donc aux confins d'une zone désertique : la Mauritanie.

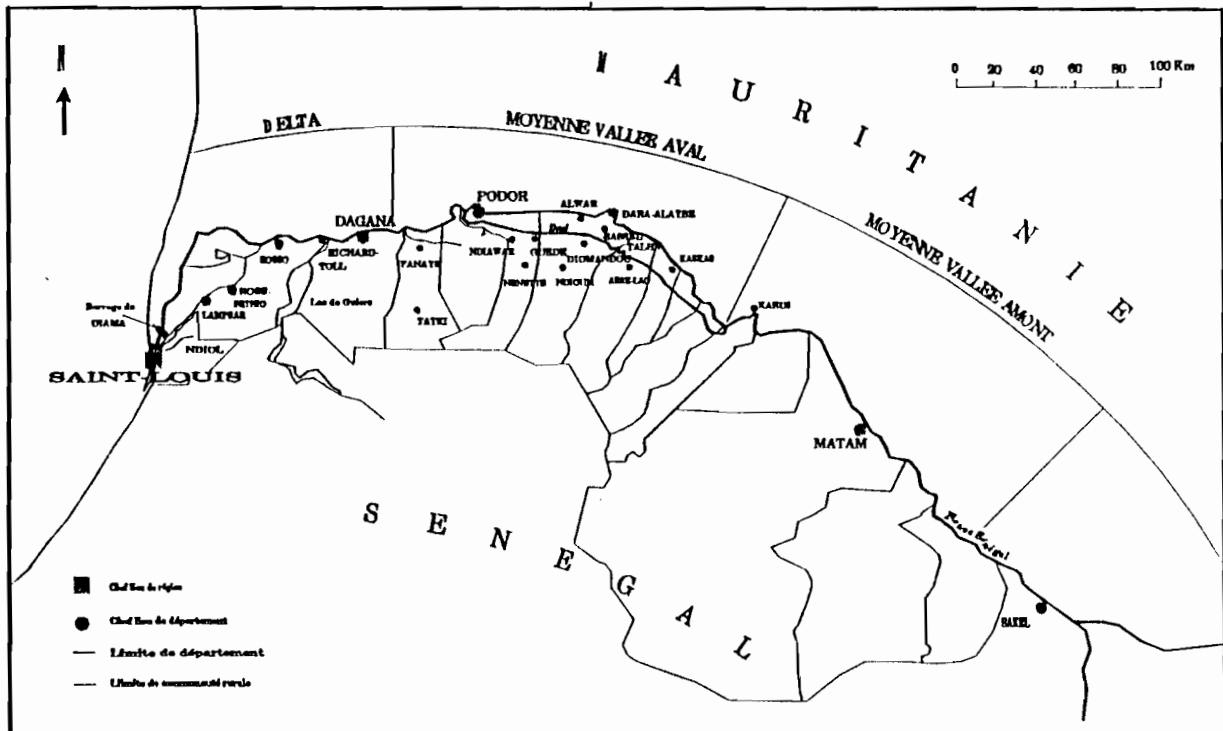


FIG. 1-3 : Carte de la région de Podor

Les conditions climatiques sont souvent très rigoureuses entraînant un déficit certain de la pluviométrie et des difficultés de stabilisation des populations. Ceci fait du développement de l'agriculture irriguée un impératif pour la survie des populations locales et un excellent programme politique pour l'Etat sénégalais.

II.2. Le climat

La moyenne vallée du fleuve Sénégal est située dans la zone climatique sahélienne et aux confins d'une zone directement menacée par la désertification (le Sud de la Mauritanie). Cette zone est caractérisée entre autres, par une seule saison des pluies qui s'étend de Juin à Octobre. Toutefois, on peut rester tout le mois d'octobre sans enregistrer un seul millimètre d'eau. En plus, les pluies sont souvent très mal réparties sur ladite saison. Souvent irrégulières et en général faibles, elles sont en conséquence inefficaces pour une bonne agriculture. La température de l'air qui varie de 20°C à 40°C, entraîne une

évapotranspiration très forte, ce qui fait que les besoins des cultures sont loin d'être satisfaits. Dès lors, on comprend aisément le fait que la culture irriguée s'impose comme le principal moyen de production agricole dans la région.

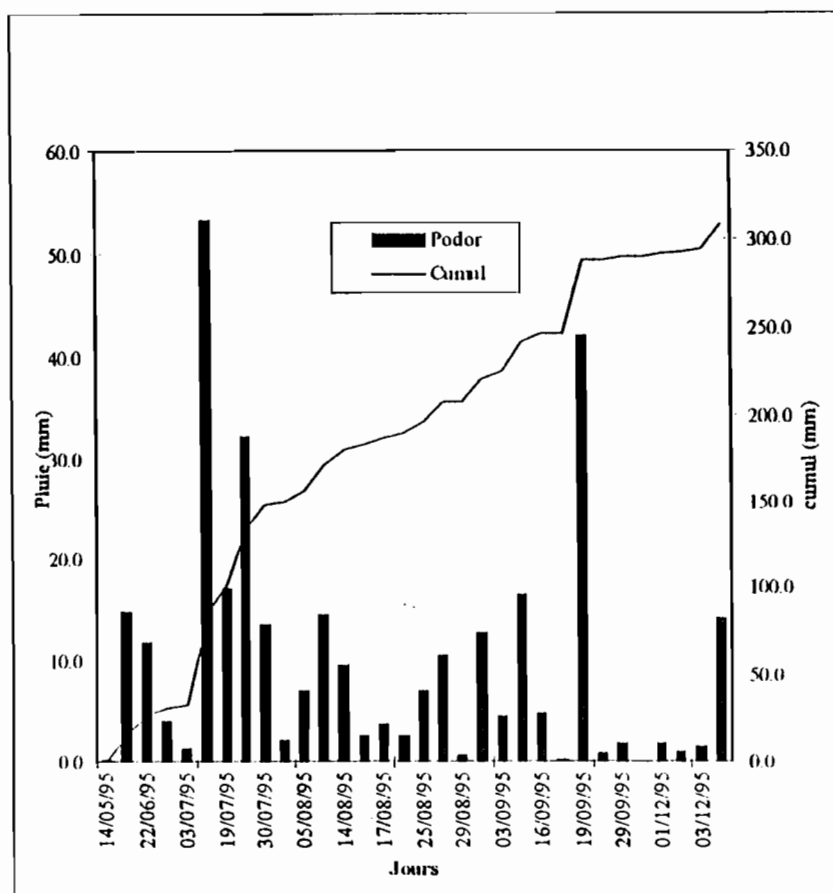


FIG. I-4 : Pluie moyenne journalière durant l'année 1995 à Podor

En revanche, l'aridité de la zone présente une conséquence tout à fait positive pour l'agriculture et qui peut se résumer en deux termes, une forte évapotranspiration et une abondance d'énergie lumineuse. Ces deux facteurs entraînent un fort potentiel agricole qui fait que certains n'hésitent pas à qualifier la zone comme étant l'une des zones au monde les plus propices à la culture du riz. Une autre conséquence qui est cette fois-ci négative est le pouvoir élevé de concentration des eaux menant directement à une salinisation ou une alcalinisation.

II.3. Les sols

Une politique de gestion conservatoire des sols de la moyenne vallée commence nécessairement par une connaissance de ces derniers. Dans cette région, le milieu est

structuré en unités géomorphologiques distinctes. Ces unités correspondent à divers types de dépôts alluviaux récents dont la richesse en sodium est à attribuer aux sels sodiques d'origine fossile, apportés par d'anciennes invasions marines (Loyer, 1989). Les unités les plus caractéristiques observées dans la région sont les sols de levée et les sols vertiques.

II.3.1. Les sols de hautes et petites levées

Les sols de hautes levées sont des bourrelets de berge édifiés par le fleuve et qui sont généralement qualifiés de sols légers (*fondé*). Ces sols sont composés par des proportions égales de sable, de limons fins et d'argiles. Par contre les petites levées peuvent correspondre soit à des sols vertiques équivalents aux cuvettes de décantation, une discrimination entre les deux posant problème (Mané et *al*, 1993), soit à des sols de texture mélangée.

II.3.2. Les sols des cuvettes de décantation

Ces cuvettes très étendues dans la vallée occupent les positions basses du paysage. Elles sont souvent occupées par des vertisols qui sont des sols à argiles gonflantes (*holalldé*). Ils présentent des caractéristiques morphologiques particulières s'exprimant par l'apparition des fentes de retrait en phase de dessèchement et de faces de glissements/cisaillements dues aux propriétés du gonflement-retrait (Zante, 1994). Du point de vue hydrodynamique, ces sols sont caractérisés par une faible conductivité hydraulique à saturation qui est de l'ordre de 0,3 cm/j à Donaye. Cette faible conductivité hydraulique fait de ces sols des endroits très propices à la culture du riz inondée, mais l'inconvénient majeur est l'impossibilité d'implanter un réseau de drainage efficace.

II.4. Les types d'aménagement

Au niveau de la moyenne vallée du fleuve Sénégal, nous sommes en présence de trois principaux types d'aménagements agricoles que sont, les périmètres irrigués villageois (PIV), les périmètres intermédiaires (IT) installés par les italiens et les périmètres privés. Les PIV sont des aménagements sommaires au coût peu élevé. Ils se caractérisent par une faible mise en valeur et une spécialisation dans la polyculture (tomate, oignon) en contre saison froide (T'arrière, 1993). Par contre, les IT eux, sont des aménagements réalisés par la coopération italienne dans le cadre d'un programme de l'OMVS. L'une des spécificités est que l'irrigation est faite par siphons à partir d'un canal principal. La mise en valeur des IT

est nettement supérieure à celle des PIV (Tarrière, 1993). Les aménagements privés sont eux conçus en dehors des structures administratives habituelles. L'extension de ce type d'aménagement est favorisée par le développement des groupements d'intérêt économique (GIE) qui ont un accès aux crédits.

Sur le plan purement agricole, l'une des caractéristiques principales de l'ensemble de ces aménagements est l'absence totale de système de drainage (voir tableau I-1). Et vu l'importance du drainage dans les aménagements hydro-agricoles, on comprend alors aisément l'accumulation de certaines espèces chimiques qui se produit dans le profil.

Tableau I-1 : Types d'aménagements (d'après Hecq et Dugauquier, 1990)

Aménagements	surface	planage	distribution de l'eau	drainage	exemples
Grands aménagements	> 500 ha	mécanisé	tour d'eau vannes à glissière	fossés de colature pour eaux de débordement	Guédé Chantiers
Périmètres intermédiaires de type IT	0 50 ha	mécanisé	tour d'eau, siphon	non	Donaye IT2, IT4
Périmètres irrigués villageois (PIV)	15-50 ha	manuel	tour d'eau vannes à glissière	non	Guia 1, Dado 1 et 2 Donaye 1
Périmètres privés	5-50 ha	manuel	tour d'eau vannes à glissière	non	Aruska Betawe Ndiaye

II.5. Les types de culture

Différentes cultures sont pratiquées au niveau de la moyenne vallée du fleuve Sénégal allant de la riziculture inondée à la polyculture (tomate, oignon) en passant par les cultures de maïs (voir figure I-5).

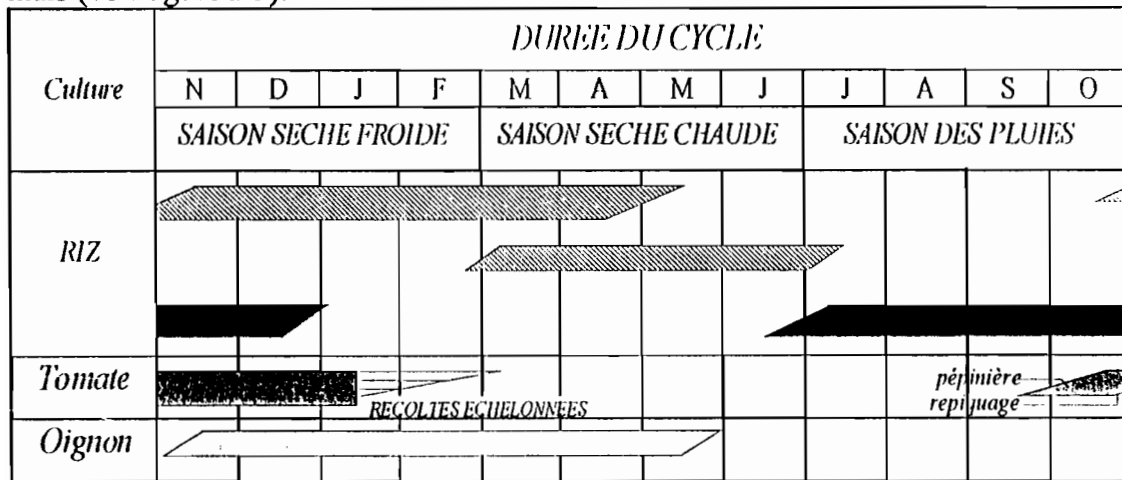


FIG. I-5 : Calendrier d'occupation du sol dans la vallée (Gay, Dancette, 1993)

Nous avons généralement deux campagnes de riz, une hivernale durant laquelle les semis se font vers le milieu du mois de juillet et les récoltes en Novembre, et une seconde dite de contre saison où nous avons des semis en février et des récoltes en mai (figure I-6). Pour la polyculture (tomates, oignons), nous avons une seule campagne par année. Le repiquage se fait souvent en novembre-décembre et les récoltes de mars à mai.

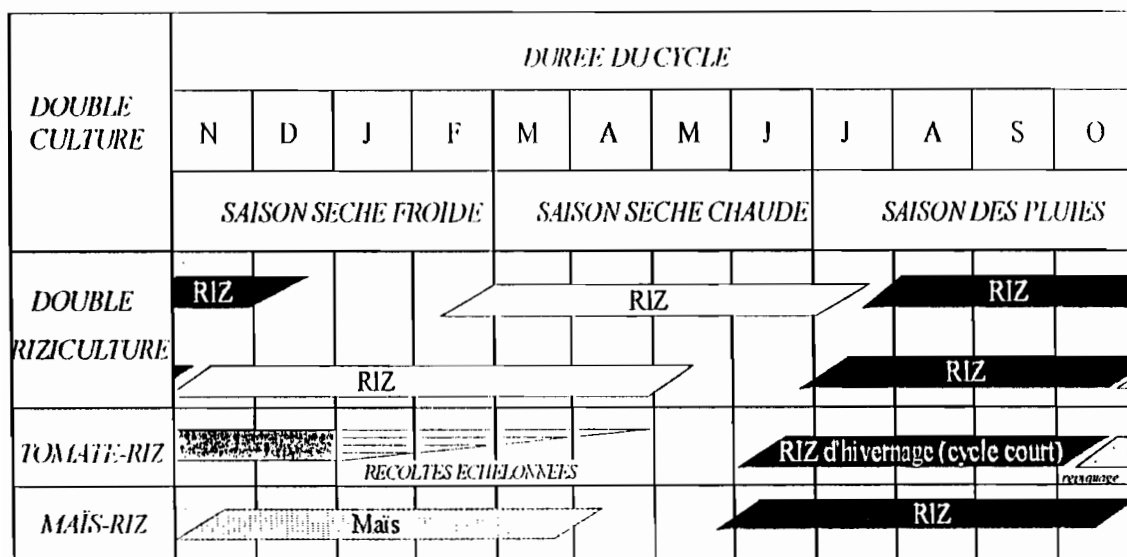


FIG. I-6 : Successions culturales possibles en double culture annuelle dans la vallée du Sénégal (Gay et Dancette, 1993)

II.6. Choix des sites

Dans l'optique d'une généralisation éventuelle de l'étude gouvernée par le principe de couvrir une zone assez large, nous avons jugé nécessaire de travailler sur deux sites qui se situent dans la moyenne vallée du fleuve Sénégal. Le premier concerne une culture de riz et est situé dans la zone communément appelée l'île à Morfil, il s'agit du site de Donaye IT1. Dans ce site, nous sommes en présence de vertisols. Les coupes lithologiques établies lors de l'installation des piézomètres montrent une première couche composée d'argiles sur environ 2 m de profondeur reposant sur un soubassement sableux représentant l'aquifère et reconnu comme étant le sable nouakchottien. Dans ce périmètre, nous avons une culture de riz par submersion, ce qui fait que, durant la quasi totalité de la campagne agricole, une certaine lame d'eau bien que fluctuante est présente sur les parcelles irriguées. Au niveau de la parcelle suivie dans ce périmètre, nous observons à travers les relevés des piézomètres qui y sont installés, une remontée du niveau de la nappe dont nous essayerons de préciser l'origine dans cette étude.

Choix de OURO MADIOU : D'abord, ce site nous permet d'avoir des campagnes de contre saison froide avec des cultures autres que le riz (polyculture). Dans ce périmètre, nous avons des cultures de tomates et d'oignons. L'irrigation est faite avec des sillons, les cultures étant repiquées sur les billons. Ce site révèle d'autres intérêts tels que son accessibilité relativement facile ; il représente aussi un bourrelet de berge récent avec épandage vers une cuvette de décantation exploitée par le périmètre de Nianga. Ces deux unités géomorphologiques sont séparées par la route Tarédji-Podor (cf. plan de situation pour Ouro Madiou figure II-13). Contrairement au deux premiers sites, nous avons un passage d'une zone sablo-limoneuse vers une zone argileuse avec un gradient argileux croissant vers la cuvette. Dans ce périmètre, nous passons des sols de hautes levées ou *fondé* à des sols vertiques ou *holalldé*.

III. Protocole des simulations

Dans ce paragraphe, nous essayerons de présenter les différentes simulations numériques que nous avons envisagées dans ce travail. Il s'agira, en premier lieu, de s'assurer du bon fonctionnement du modèle à savoir, essayer de simuler les observations effectuées sur le terrain et, en second lieu, de procéder à une série de simulations suivant le problème posé et les besoins de prévision concernant la culture irriguée dans la région.

III.1. Simulations des observations

Rappelons qu'une étude expérimentale a été entreprise au niveau de différents périmètres dans la région de la moyenne vallée du fleuve Sénégal. Elle consiste à suivre l'évolution des transferts d'eau dans les profils des sols irrigués afin de mieux élucider les relations entre irrigation et dégradation des terres. Elle comporte également une caractérisation physique des sols de même qu'une détermination des conditions aux limites des domaines étudiés. Nous classons dans ces conditions les apports d'eau ainsi que l'évapotranspiration des cultures. Nous procéderons à des simulations au niveau de la parcelle suivie dans le périmètre ITI de Donaye ainsi que dans les deux parcelles (secteur "oignons" et secteur "tomates") du périmètre de Ouro madiou. Cependant, on ne doit pas s'étonner de voir des écarts certains entre les valeurs simulées et les valeurs observées sur le terrain. Ils sont dus à plusieurs raisons :

(i) : une caractérisation hydrodynamique des sols assez délicate et sujette à plusieurs erreurs. Pour preuve, les courbes de rétention des sols obtenues par utilisation de modèles mathématiques s'appuyant uniquement sur la granulométrie, ce qui est une approximation grossière.

(ii) : nous pouvons également évoquer les problèmes rencontrés lors des mesures des conductivités hydrauliques à saturation (voir annexe A).

(iii) : de même nous pouvons parler des erreurs survenues lors de l'estimation des apports d'eau mais également des pertes au niveau des parcelles étudiées.

III.2. Simulation de variantes

Nous avons vu plus haut que l'irrigation entraîne un relèvement du niveau des nappes superficielles, ce qui constitue le principal facteur de dégradation des sols. Nous avons également vu que, pour ne pas dégrader les sols en les irriguant, il faut assurer une fraction de lessivage minimale et ne pas trop recharger les nappes. De même, comme nous l'avons déjà énoncé, la gestion conservatoire des sols irrigués repose sur un équilibre entre deux critères : lessivage des sols au dessus de l'aquifère et recharge des nappes superficielles. Nous pensons alors que de ce point de vue, la garantie d'une agriculture irriguée bonne et durable dépend en partie de la connaissance de l'évolution du niveau des nappes. L'utilisation de modèles numériques de simulation s'impose alors comme un moyen d'étude bien appropriée. Ainsi, dans l'optique d'une prévision de l'évolution des terres irriguées,

nous avons envisagé une étude exploratoire basée sur l'analyse de différents facteurs qui peuvent occasionner d'une manière directe ou indirecte cette dégradation observée des sols.

III.2.1. Analyse des facteurs liés à la dégradation des sols

Différents facteurs d'ordre hydrodynamique (perméabilité des sols), agronomique (types de cultures) et même géologique (position de l'aquifère et du substratum), influencent les deux phénomènes exposés ci-dessus.

III.2.1.1. Caractéristiques hydrodynamiques des sols

La conductivité des sols est une caractéristique très importante dans la mesure où elle affecte directement les deux facteurs lessivage et recharge. En effet, plus le sol est perméable, plus l'eau a des facilités de s'infiltrer en profondeur assurant alors un bon lessivage. Mais ce lessivage entraîne très probablement des risques de recharge très importants des nappes. Ainsi, il sera très intéressant de suivre par des simulations, l'influence de la perméabilité des sols sur la relation irrigation-niveau de nappe. On essaiera par la suite, à travers une étude de sensibilité, de montrer l'influence du coefficient de forme " α " de la courbe de rétention sur les transferts d'eau.

III.2.1.2. Type de culture

En fait, le type de culture est fortement lié à la méthode d'irrigation utilisée. En effet, la culture de riz nécessite des apports d'eau plus importants et souvent plus fréquents que les cultures de tomates ou d'oignons. Nous sommes presque sûr, d'après certains résultats expérimentaux, que ces deux dernières cultures n'entraînent pas une recharge de nappe, étant donné la faible fréquence des irrigations. Les apports d'eau étant connus, nous pourrions simuler pour un type de sol donné l'effet du type de culture pratiquée et en fonction des deux facteurs d'étude, dégager des préférences culturelles pour certains types de sols.

III.2.1.3. Caractéristiques de l'aquifère

Les trois caractéristiques les plus déterminantes dans cette partie sont : la position du substratum imperméable (c'est à dire épaisseur de l'aquifère), la perméabilité de l'aquifère et la position initiale du niveau de l'eau dans l'aquifère. Il est facile d'admettre que plus l'aquifère est perméable, plus les écoulements latéraux sont importants, s'opposant ainsi à une remontée rapide du niveau d'eau dans la nappe. Au demeurant, si le sable aquifère est le

même comme il a été supposé dans plusieurs études (sable nouakchottien), il est clair alors qu'on ne bénéficie pas d'une large marge de manoeuvre pour envisager différentes valeurs de perméabilités de l'aquifère. Ceci dit, on envisagera dans le cadre de simulations exploratoires, différentes valeurs de perméabilités pour l'aquifère considéré. La connaissance de la position initiale de la nappe est nécessaire pour apprécier l'effet des eaux d'irrigation sur la nappe et surtout en double riziculture où la nappe ne retrouve pas probablement son niveau initial durant l'interculture.

III.2.1.4. Introduction d'arbres dans les périmètres irrigués

A première vue, rien ne s'oppose à l'idée d'introduire des types d'arbres à fort pouvoir évapotranspiratoire dans les périmètres irrigués en espérant de ces derniers, des ponctions d'eau suffisantes au niveau de la zone de transfert ou au niveau de la nappe pour assurer son maintien à un niveau acceptable. Nous pensons ainsi que l'excédent d'eau provenant de l'irrigation pourrait être repris en bonne partie par l'évapotranspiration de ces arbres, diminuant ainsi considérablement le taux de recharge des nappes. Dans l'étude présentée, il sera question d'utiliser des arbres comme *Eucalyptus globulus* à différents âges (pour tenir compte de la profondeur racinaire) pour simuler leur effet sur la relation eau d'irrigation et niveau de nappe.

Tableau I-2 : caractéristiques des racines de l'*Eucalyptus globulus* pour quatre âges différents (d'après Mathur et Rajagopal, 1986)

Paramètres	Age des arbres			
	1	3	10	20
Extension latérale (m)	3,12	5,12	6,40	9,52
Profondeur racinaire (m)	1,02	2,21	3,08	2,46

III.2.2. Mise en oeuvre des simulations

Dans cette partie nous considérons deux types de sols : du *fondé*, et du *hollaldé*. Nous nous fixons pour ces de sols, un aquifère commun avec une perméabilité égale à la moyenne des valeurs trouvées sur le terrain et avec trois types de culture différents : riz, tomate et oignon. Ensuite, nous considérons une double riziculture sur chaque type de sol. Une fois ces simulations réalisées, nous étudierons à partir de la variante jugée comme étant la plus alarmante suivant les critères d'engorgement des sols et de recharge des nappes, l'effet de l'introduction d'essences forestières comme l'*Eucalyptus* périmètre. Différentes simulations seront envisagées suivant les âges des arbres qui sont fortement corrélés à la profondeur

racinaire (voir tableau I-2). Suite à différents sondages effectués dans la région, dans l'ensemble des simulations, la position initiale de la nappe sera considérée comme étant à 3 mètres de la surface du sol.

Tableau I-3 : Plan d'exécution des simulations

		Sols	
		Fondé	Holalldé
Pratiques Culturales	Polyculture	x	x
	Riz	x	x
	Dble Riziculture	x	x
aquifère	K moyenne	x	x

X : simulation effectuée avec K moyenne (moyenne des valeurs de perméabilités trouvées)

IV. CONCLUSION

Nous venons d'exposer les problèmes auxquels sont confrontés les agriculteurs de la moyenne vallée du fleuve Sénégal ainsi que les chercheurs qui se sont investis dans la zone pour trouver des moyens pouvant garantir des conditions de culture rentables et durables. L'étude expérimentale entreprise, dont les résultats sont présentés dans la suite, a permis de mieux appréhender les processus de transfert d'eau vers les nappes dans les périmètres irrigués, mais également une caractérisation physique des sols et des aquifères. Les simulations elles, permettent d'illustrer l'effet des différents types de culture sur les nappes et du coup de dégager des préférences culturelles suivant les types de sols. Ces résultats pourront être considérés comme un outil d'aide à la décision pour l'affectation culturelle de nouveaux périmètres aménagés dans l'avenir au niveau de la région et, dans l'immédiat, à la modification des types de culture pratiquée sur certains périmètres.

CHAPITRE II

ETUDE EXPERIMENTALE DES TRANSFERTS D'EAU AU NIVEAU DES PERIMETRES IRRIGUES DU NORD SENEGAL

INTRODUCTION

Il est important de rappeler ici le problème principal qui est la dégradation des sols au niveau des périmètres irrigués. Nous avons vu dans le chapitre I de la deuxième partie que la remontée des nappes superficielles dans les périmètres irrigués, contribuait activement à cette dégradation des sols, d'où l'intérêt d'une étude de la relation irrigation-élévation du niveau de nappe. Nous avons donc procédé d'abord à une étude expérimentale, pour ensuite, passer à une modélisation hydrodynamique.

S'agissant de l'étude expérimentale dont il est question dans ce chapitre, deux objectifs principaux ont été fixés : d'une part, permettre d'avoir des connaissances plus détaillées en ce qui concerne les processus de transferts d'eau dans les périmètres irrigués, y compris le comportement des nappes d'eau superficielles et, d'autre part, mener des investigations permettant une caractérisation physique du sol en vue d'une modélisation hydrodynamique de la migration de l'eau dans les sols et ses conséquences sur les sols irrigués. Pour ce faire, nous avons opté pour une méthode basée sur des mesures de la pression de l'eau du sol et de l'humidité, permettant ainsi de suivre l'évolution du front d'humidification dans le profil du sol durant la campagne agricole. Ces mesures sont couplées avec un suivi du niveau des nappes par l'intermédiaire d'un réseau de piézomètres installé à cet effet. Il nous est également nécessaire d'estimer les apports d'eau au niveau des parcelles irriguées de même que les pertes par évaporation. Les dispositifs adéquats ont été installés à ces fins. Deux sites ont fait l'objet de cette étude. Ils ont surtout été choisis en fonction de leur type de sol, mais aussi, de la pratique culturale. Un dispositif expérimental assez complet, a été installé dans les deux périmètres étudiés.

I. SITE EXPERIMENTAL DE DONAYE

I.1. Présentation

Le site de Donaye se situe dans la région Nord du Sénégal, à environ 9 km à l'Est de la ville Podor. Dans ce site, nous avons mené nos études au niveau d'une parcelle située à l'intérieur du périmètre agricole IT1 de 50 hectares de superficie. Ce périmètre a été installé par la coopération italienne durant les années 85-88, et, l'alimentation en eau est assurée par un groupe motopompe installé sur le Doué. A l'image de tous les périmètres de la région, nous notons ici aussi l'absence de système de drainage. La culture de riz est pratiquée dans la parcelle qui s'étend, elle, sur une superficie de 0,33 ha. Le plan de situation comportant la localisation des éléments du dispositif expérimental est présenté à travers la figure II-1.

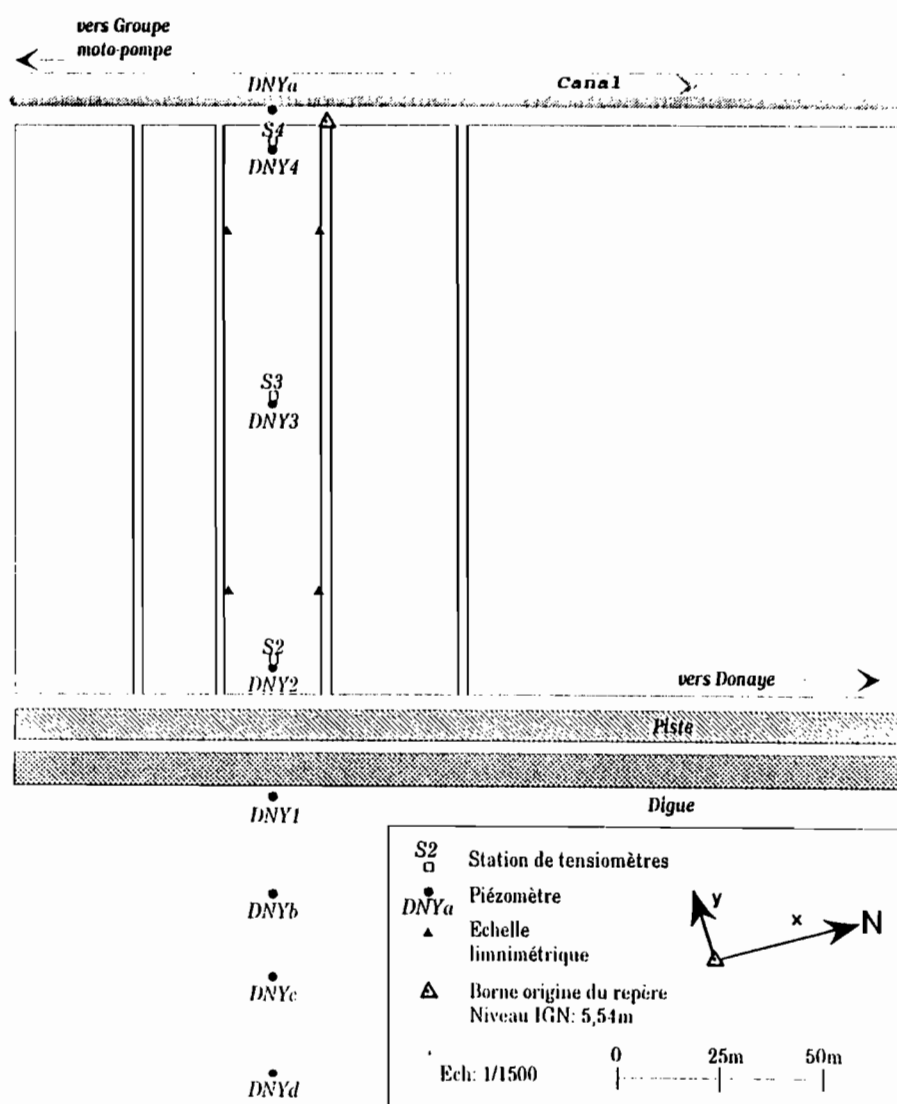


FIG. II-1 : Plan de Situation et localisation du dispositif expérimental

1.2. Caractéristique du sol

Les sondages effectués lors de l'installation des piézomètres montrent essentiellement la présence de deux couches. Une première, assez homogène, qui est constituée d'argiles et qui s'étend sur environ 2 mètres d'épaisseur (hollaldé), et une seconde couche sableuse qui représente le sable aquifère. Cette couche est constituée d'un sable fin reconnu comme étant le sable nouakchottien (voir figure. II-2). En l'absence de tout apport d'eau, le niveau de la nappe se trouve à environ 3 mètres de profondeur en saison sèche. Lorsque la parcelle est irriguée, on observe une remontée de la nappe. Des travaux ont été effectués pour la caractérisation hydrodynamique de ces types de sols et nous les présenterons dans ce qui suit.

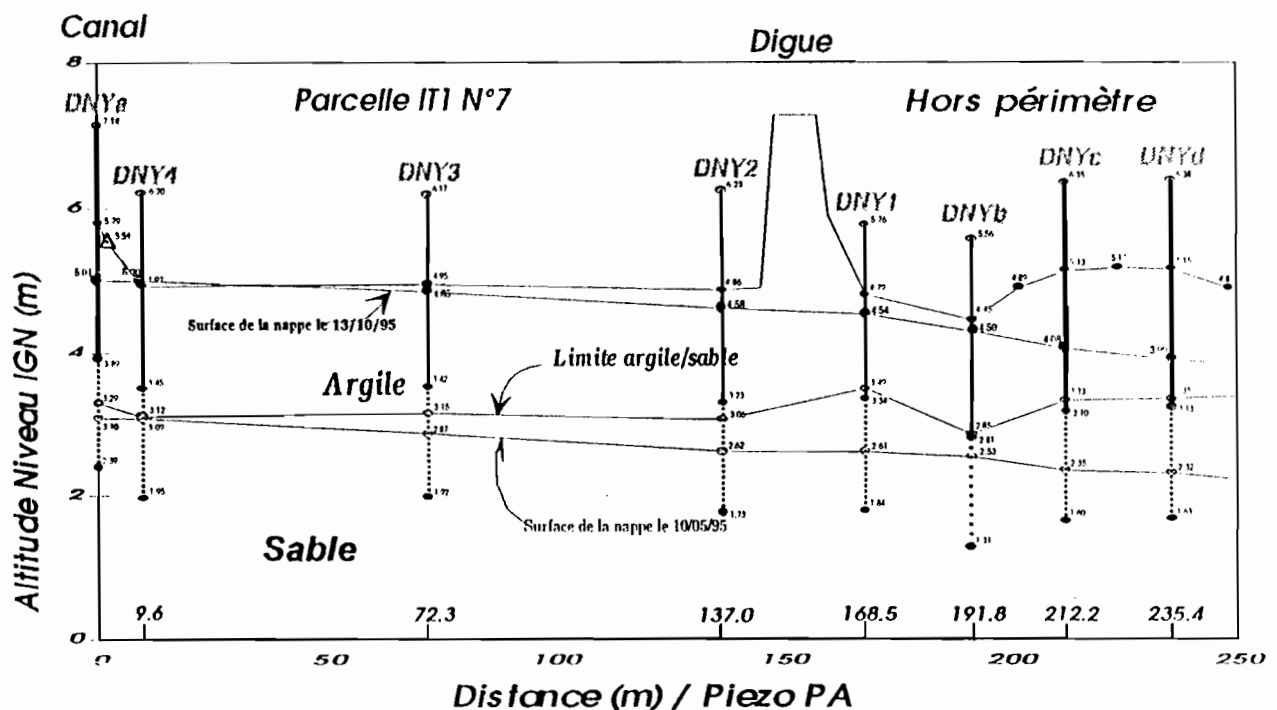


FIG. II-2 : Coupe lithologique, positionnement des piézomètres et de la nappe

1.3. Dispositif expérimental

Le dispositif expérimental comprend des appareils de mesure de la pression de l'eau du sol, les tensiomètres, et des appareils permettant de contrôler les niveaux d'eau de la nappe, les piézomètres, et, dans la parcelle durant la campagne agricole, les échelles limnimétriques. La mesure des variations de l'humidité du sol s'est faite par la détermination de l'humidité pondérale à différentes périodes de la campagne.

I.3.1. Evaluation des apports d'eau dans la parcelle

L'irrigation, dans ce type de parcelle (IT), est faite à partir de siphons. Ces derniers sont placés dans le canal principal et, une fois amorcés, ils débitent dans la parcelle. Une échelle limnimétrique est installée dans le canal permettant ainsi de suivre à tous moments les niveaux d'eau. Un jaugeage préalable concernant le débit qui s'écoule dans les siphons a été fait pour différents dénivelés entre le niveau de la parcelle et le niveau d'eau dans le canal (Maeght, 1994). Ce jaugeage a permis de dégager une loi hauteur-débit pour un siphon. Cette loi nous a permis d'évaluer les apports d'eau dans la parcelle à chaque fois que le propriétaire procède à une irrigation. La loi hauteur-débit pour un siphon peut être assimilée à une droite du fait des faibles variations de niveaux par rapport au dénivelé de chute. Son équation a été obtenue avec un coefficient de corrélation de $\rho = 0,98$.

$$Q = 0,021H - 3,621 \quad (II.1)$$

Q : débit en litre par seconde pour un siphon [L^3T^{-1}]

H : moyenne des hauteurs lues dans le canal au début et à la fin de l'irrigation [L]

Ainsi, nous parvenons à déterminer, approximativement, les quantités d'eau apportées dans la parcelle à chaque irrigation.

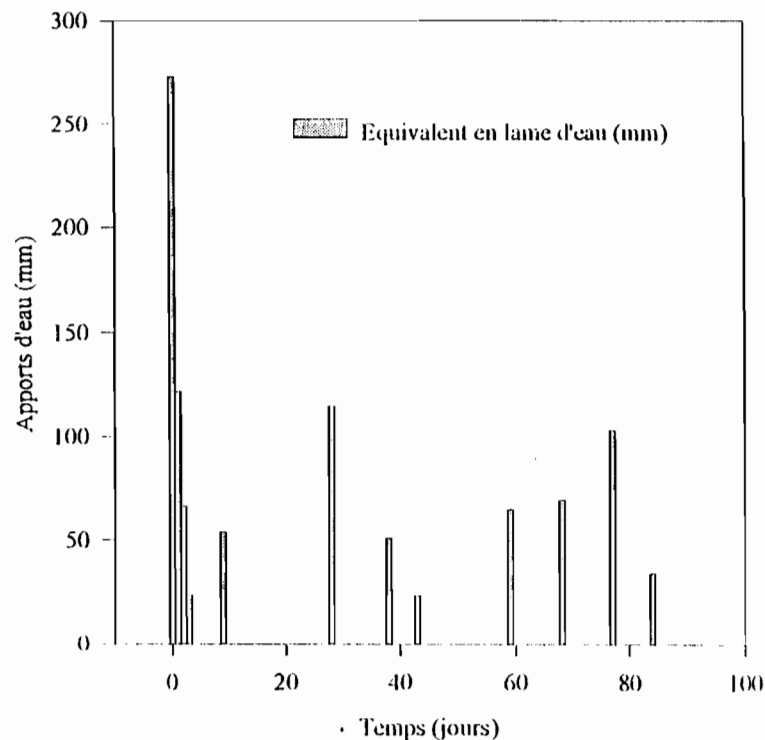


FIG. II-3 : Apports d'eau (mm/jour) dans la parcelle durant la campagne hivernale 95
(le zéro de l'axe des temps correspond au premier jour d'irrigation)

De cette manière, nous avons pu évaluer le volume d'eau total apporté dans la parcelle durant la campagne et qui est estimé à 3317 m³, soit environ 1000 mm en lame d'eau (AI). Par contre, il faudra tenir compte de l'apport d'eau provenant de la pluie évalué à 829 m³, soit 250 mm en lame d'eau (AP). En somme, nous avons un apport d'eau total dans la parcelle en équivalent lame d'eau de 1250 mm ($\sum App$).

1.3.2. La piézométrie

Dans le souci de suivre les mouvements de nappe sous irrigation, nous avons installé des piézomètres au nombre de huit suivant un transect donné (parallèle au fleuve Doué et perpendiculaire au canal d'irrigation). Trois piézomètres sont implantés à l'intérieur de la parcelle, un piézomètre entre la parcelle et le canal d'irrigation et, les quatre autres en dehors de la parcelle de l'autre côté de la digue de protection. Jusqu'à présent, deux suivis piézométriques montrent une réaction assez nette des piézomètres à l'irrigation. Ceci laisse présager une recharge de la nappe à partir de l'irrigation.

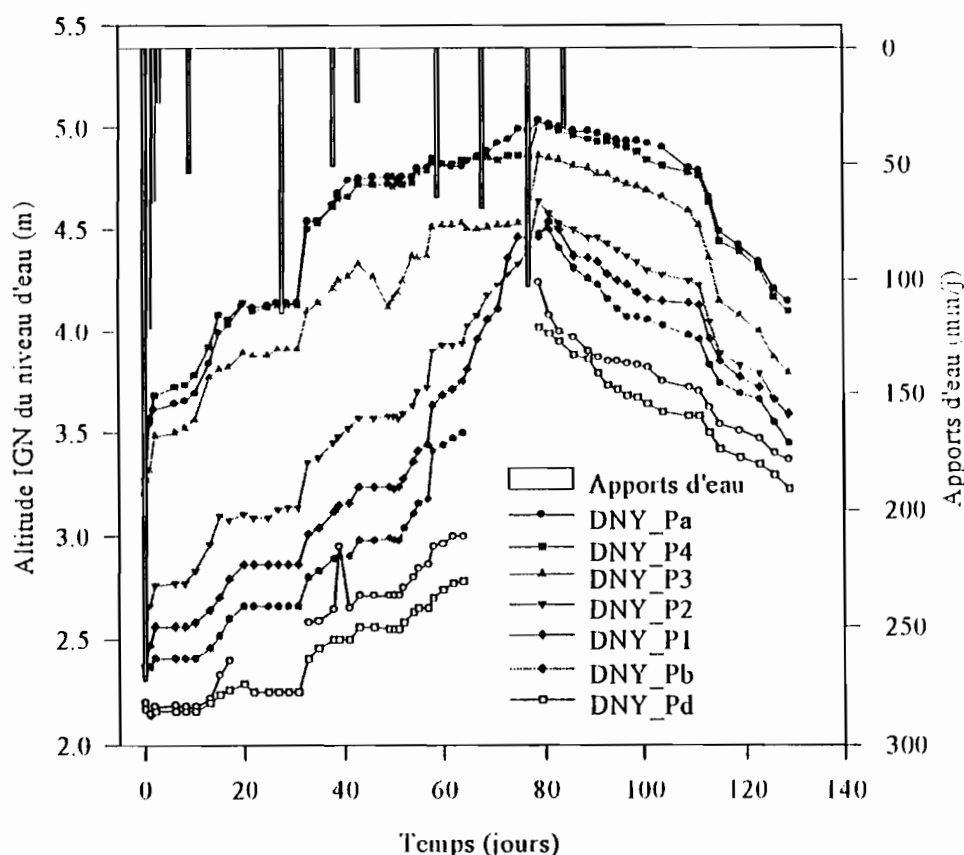


FIG. II-4 : Evolution des Piézomètres à Donaye, Campagne hivernage 1995
(le zéro des abscisses correspond au premier jour d'irrigation de la parcelle)

On remarque des ruptures des courbes qui représentent les piézomètres DNYPb, DNYPc et DNYPd. Ces ruptures s'expliquent par le manque de mesures causé par le fait que la cuvette où se trouvent ces trois piézomètres était inondée et l'accès aux piézomètres était pratiquement impossible.

1.3.3. Analyse des données piézométriques

Ces données montrent un rehaussement du niveau de la nappe à chaque fois qu'une campagne rizicole est menée au niveau de la parcelle. De plus, ce rehaussement du niveau piézométrique est plus marqué au niveau des piézomètres situés dans la parcelle irriguée qu'au niveau de ceux situés en dehors de la parcelle. Pour ces derniers, nous pouvons essayer d'expliquer ce mouvement de nappe par l'effet des écoulements latéraux dans l'aquifère, les plus proches de la parcelle étant les plus concernés. Au vu de l'évolution spatio-temporelle du niveau piézométrique à travers les différents piézomètres, on est tenté de dire qu'il y a indéniablement une recharge de la nappe provenant de l'irrigation. Maintenant faut-il se satisfaire de cette seule explication? Nous pensons que non, et qu'il est même nécessaire d'analyser l'influence du canal d'irrigation sur les nappes, mais aussi l'influence possible du Doué par des phénomènes d'échange bien connus, eaux de surface-eaux souterraines.

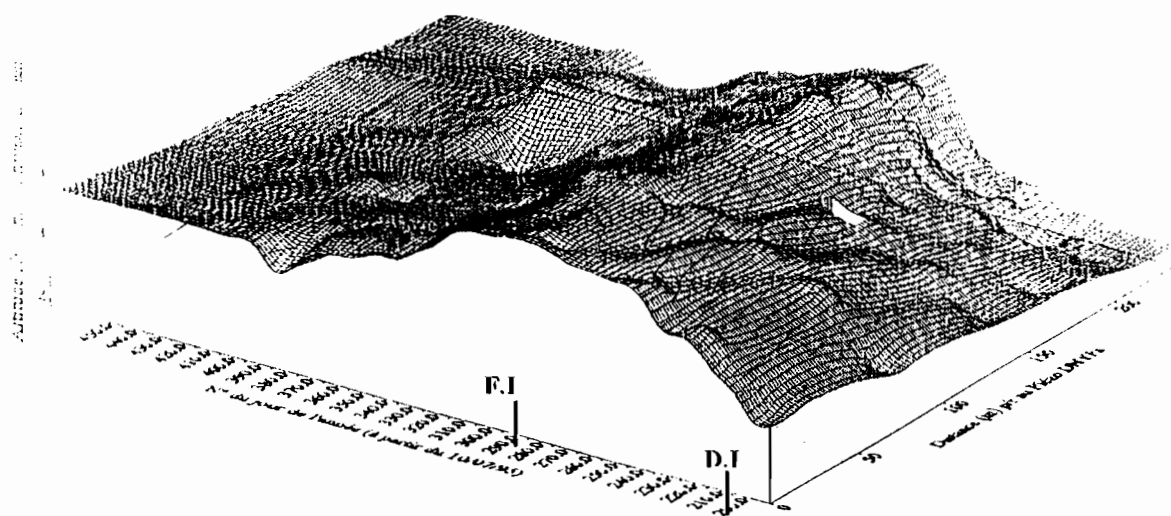


FIG. II-5 : Evolution spatio-temporelle du niveau piézométrique à Donaye
(Les initiales D.I et D.F correspondent respectivement au début de l'irrigation et la fin de l'irrigation).

1.3.4. Essai d'évaluation de la lame d'eau stockée dans la nappe à partir des relevés piézométriques

D'après les relevés piézométriques, l'amplitude moyenne des fluctuations du niveau de la nappe entre le premier jour d'irrigation, c'est-à-dire le 19/07/96, et le dernier jour d'irrigation, le 11/10/95, peut être estimée en moyenne à 194 cm. (moyenne effectuée sur l'ensemble des piézomètres). Ainsi, si nous considérons une porosité efficace de 20%, nous aurons une lame d'eau de 388 mm (ΔS). Etant donné que la lame d'eau apportée durant cette période est de 1250 mm (voir 1.3.1), si nous supposons alors que le mouvement de nappe est dû uniquement aux eaux d'irrigation, nous pouvons estimer un taux de recharge de la nappe qui est de 30%.

1.3.5. La tensiométrie

Elle nous renseigne sur l'état de la succion du sol. Dans notre cas où le sol est très peu perméable, il est important de suivre cette succion pour ainsi déterminer l'évolution du front d'humidité durant la campagne. Elle permet aussi de mettre en évidence une recharge éventuelle de la nappe par l'irrigation. De ce fait, trois sites de tensiomètres ont été installés aux pieds des trois piézomètres dans la parcelle. Chaque site comporte cinq tensiomètres implantés à cinq profondeurs différentes. Nous avons des tensiomètres à 20 cm de profondeur, 40 cm, 60 cm, 95 cm et le cinquième à 135 cm. Ils ont été installés après la première irrigation. Les illustrations des relevés tensiométriques sont présentées ci-dessous.

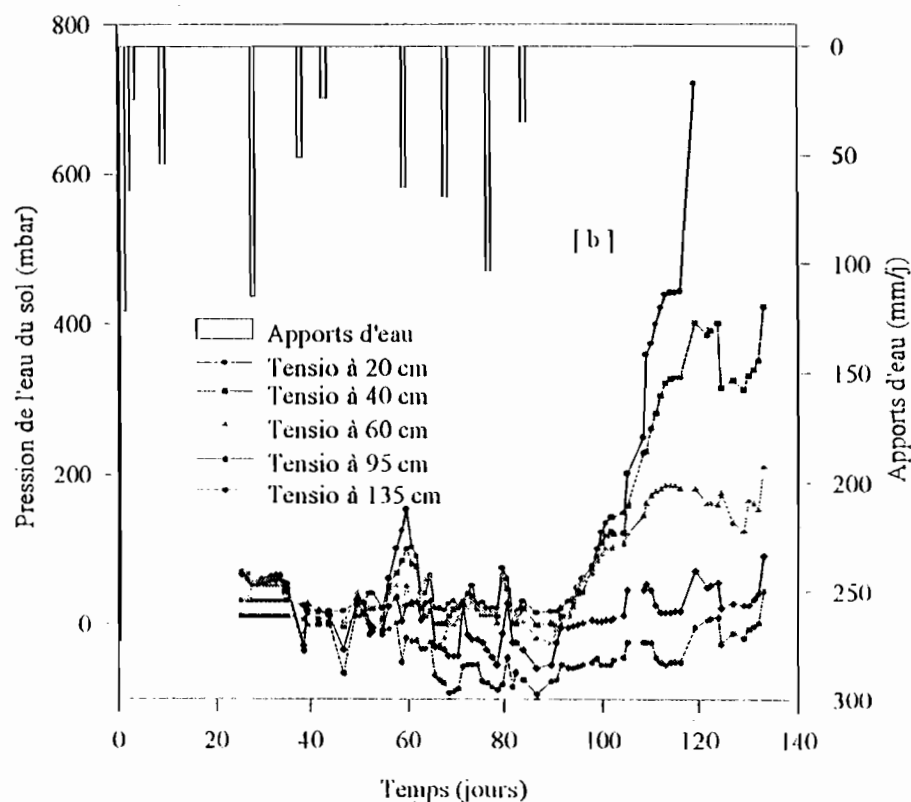
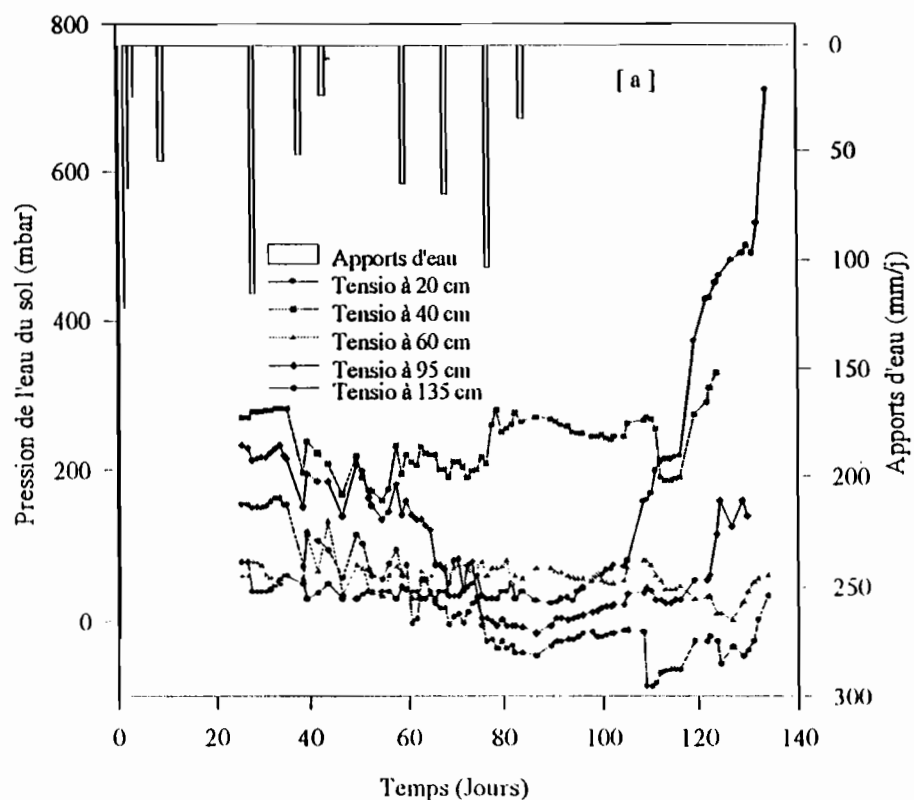
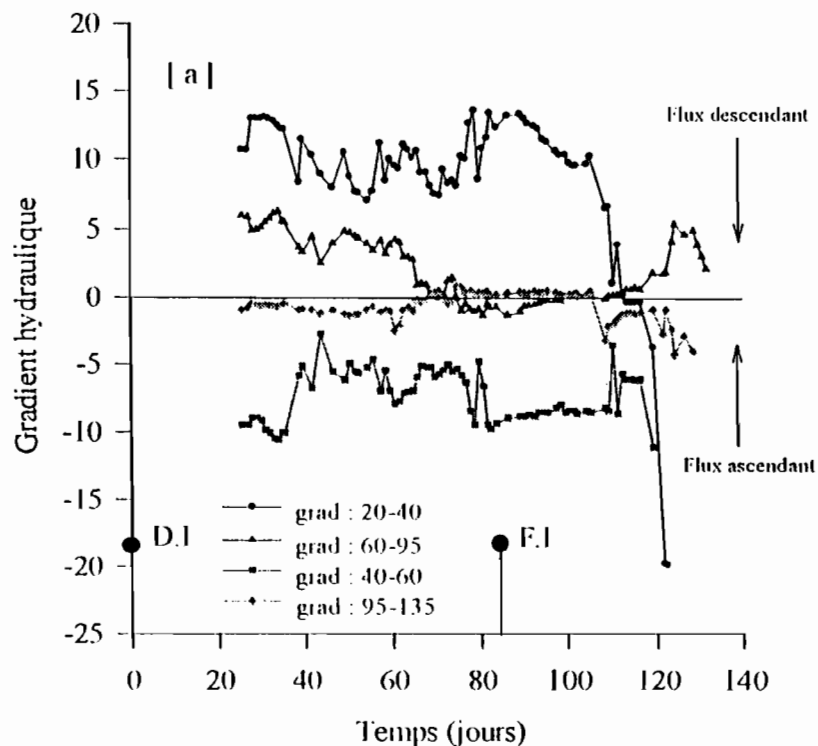


FIG. II-6 : Représentation des relevés tensiométriques : [a], site au pied du piézomètre P2 et [b] site au pied du piézomètre P3.

1.3.6. Analyse des données tensiométriques

L'analyse des relevés tensiométriques montre des valeurs de succion proches de la saturation dès les premiers jours ; ceci s'explique par le fait que les tensiomètres ont été installés après la première irrigation. Par contre, on observe une saturation progressive du profil du sol témoignant ainsi de l'existence de transferts verticaux d'eau vers la nappe. L'analyse des gradients hydrauliques permet de mieux appréhender ce phénomène et aussi, de déterminer le sens des flux d'eau transférés (voir figure II-7). Au niveau des sites P3 et P4 nous assistons à une évolution assez faible de ces gradients, mais dans la majeure partie des cas, les transferts d'eau se font vers les profondeurs. Nous pouvons dire alors, que la saturation du profil du sol se fait de manière progressive, par front d'humidité à partir de la surface du sol. Par contre, à l'arrêt des irrigations, nous observons une tendance globale de mouvement ascendant de l'eau. S'agissant des tensiomètres installés au niveau du piézomètre P2, l'analyse sera moins aisée et les conclusions moins évidentes. En effet, jusqu'à 40 cm de profondeur, nous observons un transfert d'eau en profondeur avec des gradients hydrauliques assez forts. En dessous, et ceci durant toute la campagne, nous observons un mouvement ascendant d'eau de 60 cm vers 40 cm. Nous sommes alors tenté de dire que l'horizon 40 cm représente une poche sèche due à un piégeage d'air important lors de la fermeture des fentes de retrait du sol survenue à la première irrigation. Cette hypothèse semble être confortée par les profils de teneur en eau établi durant la campagne (voir figure II-9 : [a]). On observe presque le même phénomène pour l'horizon 95 cm, mouvement descendant d'eau de 60 cm vers 95 cm et ascendant de 135 cm vers 95 cm.



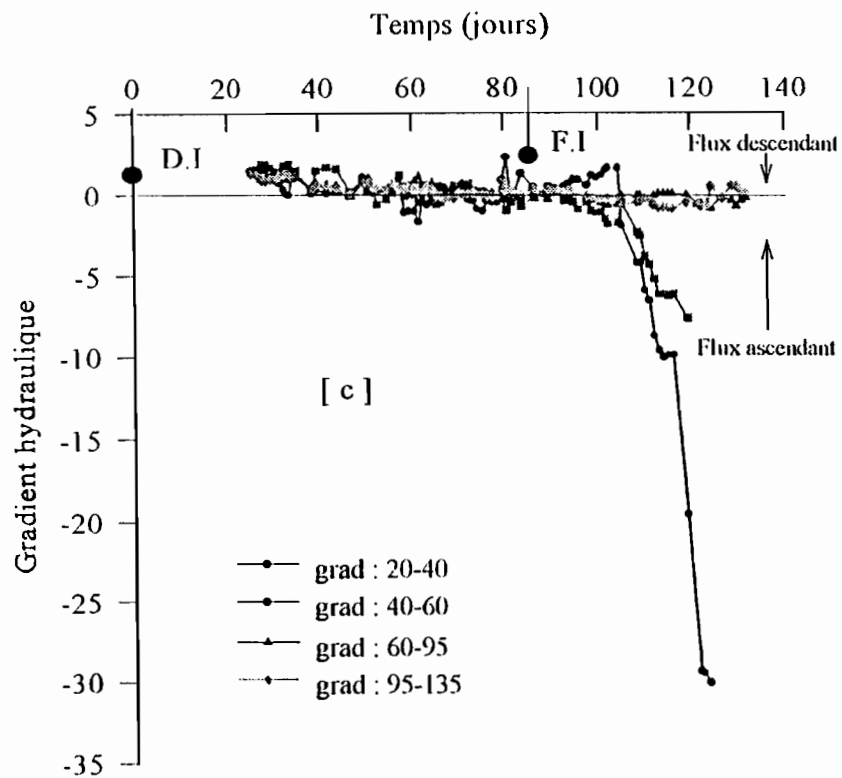
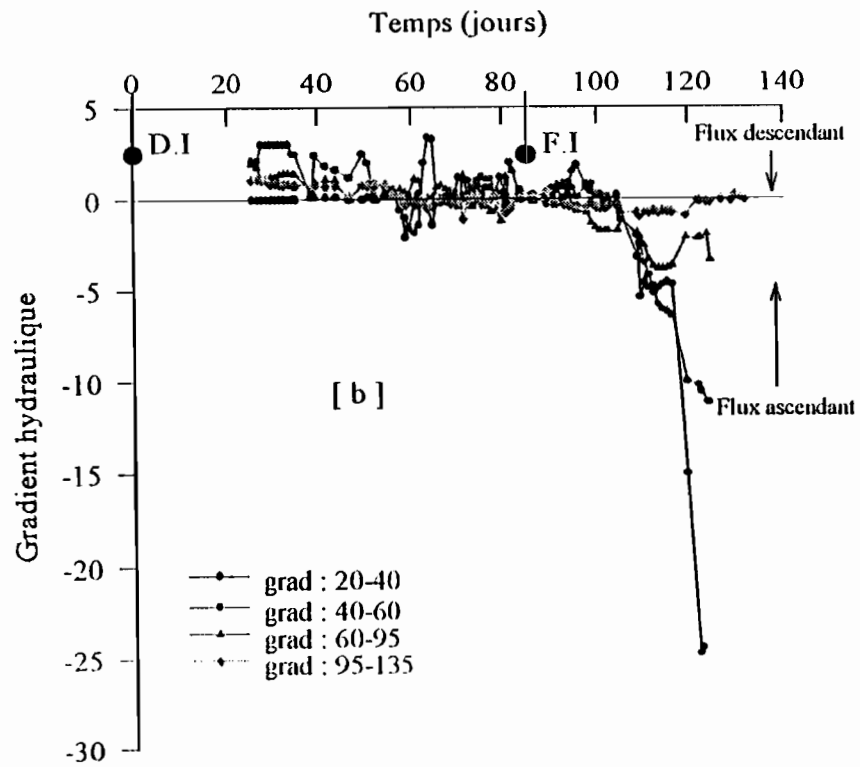


FIG. II-7 : Evolution des gradients hydrauliques à Donaye : [a] représente le site au niveau du piezomètre P2, [b] le site au niveau de P3 et [c] celui au niveau de P4 (Les initiales D.I et F.I correspondent respectivement au début de l'irrigation et la fin de l'irrigation).

I.4. Les échelles limnimétriques

Compte tenu du fait que la culture pratiquée dans cette parcelle est une riziculture inondée, nous avons toujours dans la parcelle, durant toute la campagne, une certaine lame d'eau. Pour suivre l'évolution de cette lame d'eau, nous avons installé des échelles limnimétriques à l'intérieur de la parcelle. Quatre échelles ont été installées. Les mesures s'effectuent en mm d'eau. Les relevés se font tous les jours depuis la première mise en eau, puis tous les 2 jours après un mois de culture. Lors de nouvelles irrigations ou de vidanges de la parcelle, les niveaux sont mesurés avant et après l'opération. Les relevés des échelles permettent, en tenant compte de la topographie de la parcelle, de déterminer la lame d'eau moyenne dans la parcelle à chaque moment de la campagne.

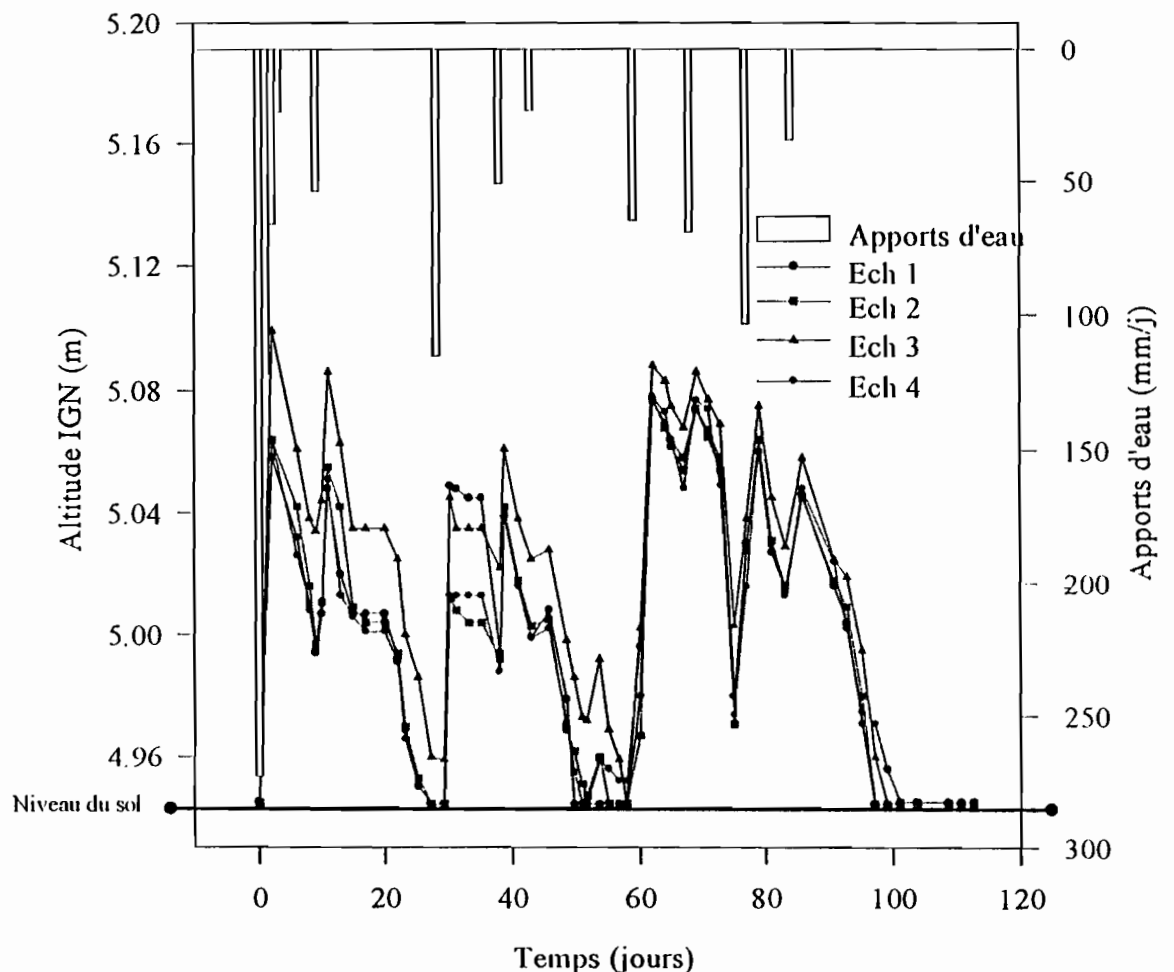


FIG. II-8 : Lame d'eau mesurée aux échelles et apports d'eau dans la parcelle à T1.
(le zéro de l'axe des abscisses correspond au premier jour d'irrigation)

Nous observons globalement une évolution quasi identique pour l'ensemble des quatre échelles. L'existence de légers écarts entre les valeurs relevées peut s'expliquer, d'une part par le planage de la parcelle, les mouvements des personnes à l'intérieur pouvant modifier la

topographie initiale, et d'autre part, par de probables erreurs de mesure lors des relevés. A partir de ces échelles, nous avons estimé la lame d'eau dans la parcelle comme étant égale en moyenne à 120 mm (LP) durant toute la campagne.

I.5. Evolution du profil hydrique durant la campagne

Durant la campagne rizicole, nous avons procédé à des prélèvements d'échantillons de sol à des profondeurs variées pour suivre son état de saturation. Plusieurs prélèvements ont été effectués à des époques diverses de la campagne. Les échantillons sont prélevés chaque fois au niveau des trois piézomètres présents à l'intérieur de la parcelle, les trous de prélèvement étant soigneusement bouchés une fois l'opération terminée. Les résultats obtenus sont présentés dans les graphes ci-dessous.

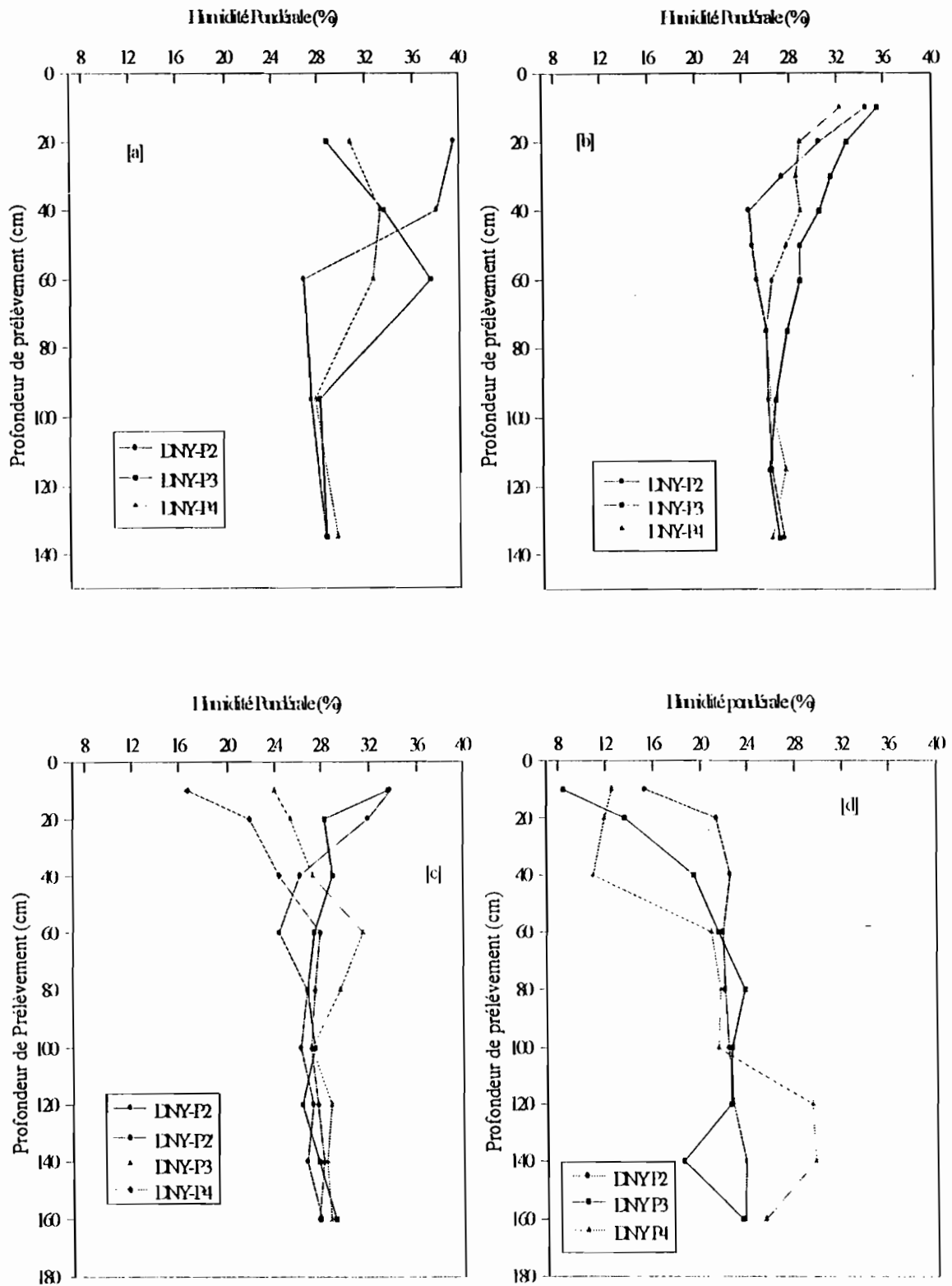


FIG. II-9 : Evolution de l'humidité pondérale durant la campagne hivernale 95 : [a] le 10/08/95, [b] le 26/08/95, [c] le 3/11/95 et [d] le 24/11/95 (avec première irrigation le 19/07/95 et la dernière irrigation le 11/10/95).

I.6. Analyse des profils hydriques

Si nous regardons de plus près l'évolution de l'humidité pondérale au niveau de la parcelle, on s'aperçoit qu'à partir d'une profondeur égale à 100 cm, l'humidité ne varie presque plus et ceci, même en pleine campagne agricole (FIG. II-9 : [b]). Assez fluctuante au niveau des horizons supérieurs, elle n'évolue presque plus en profondeur, même après l'arrêt de l'irrigation (FIG. II-9 : [c]). Mais, au regard de la figure II-9 : [b], nous confirmons le fait que la saturation du profil du sol se fait progressivement par front d'humidité provenant de l'irrigation. La progression de ce front entraîne souvent un piégeage d'air parfois assez important pour constituer, durant un temps assez long, un obstacle à l'infiltration rapide et profonde des eaux. En effet, longtemps après la mise en eau de la parcelle, l'existence de ce piégeage d'air est observable sur le terrain. On note que l'humidité plus forte en surface au niveau de P2 s'explique par une petite dépression topographique à ce niveau de la parcelle, ce qui augmente, entre autres, la durée de séjour de la lame d'eau dans cette zone, notamment à la fin de récolte (FIG. II-9 : [d]). Nous observons également, un mois après la récolte un assèchement du profil du sol confirmant ainsi une saturation du sol par l'irrigation. Maintenant si nous supposons que ce profil représente en première approximation le profil d'humidité initial du sol, nous estimerons la lame d'eau stockée dans le profil du sol à environ 620 mm. Si en outre, nous supposons que le profil (FIG. II-9 : [b]) décrit bien le profil du sol à saturation, le stock d'eau dans le sol est alors estimé à 755 mm (voir figure II-10). Nous pouvons alors évaluer la lame d'eau destinée à reconstruire la réserve du sol (RS) à environ 136 mm. Notons que cette réserve est très généralement estimée à 100 mm en considérant le premier mètre de sol (De Marsily, 1981).

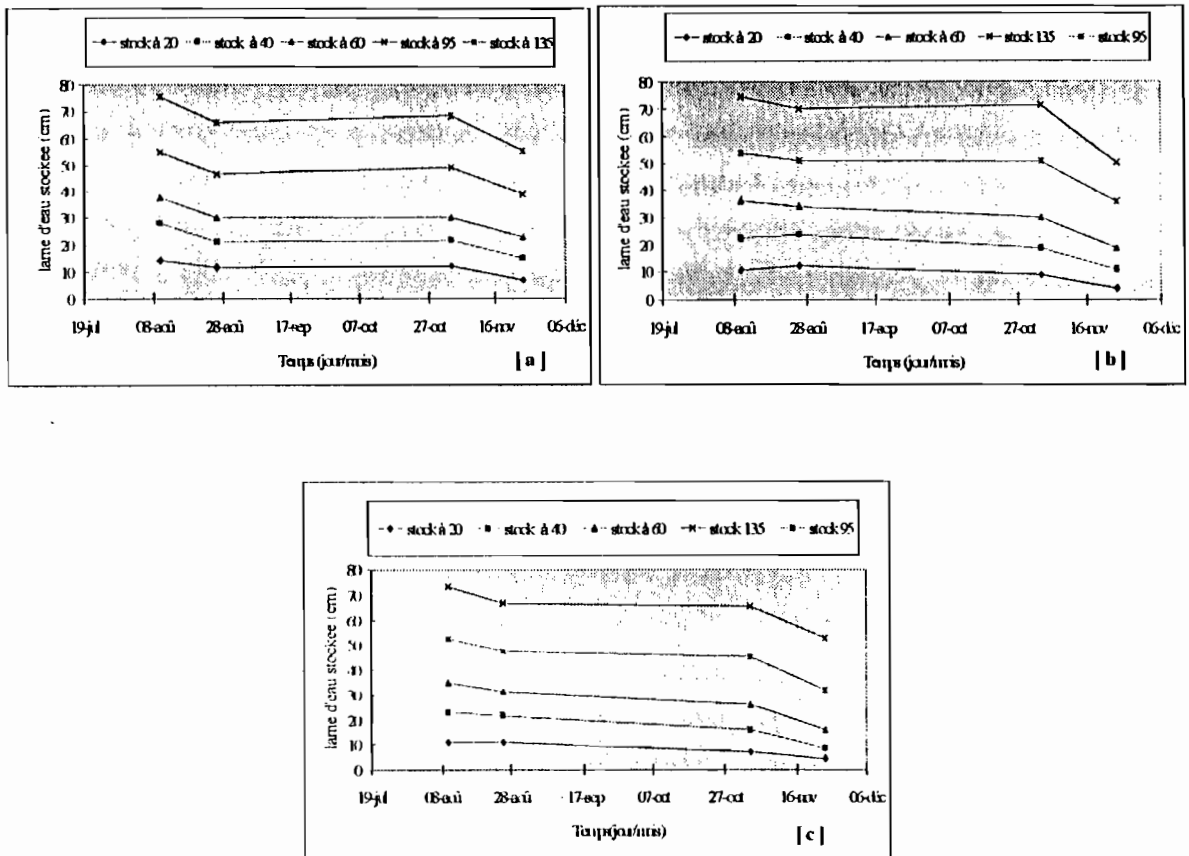


FIG. II-10 : Evolution du stock d'eau dans le sol : [a], au pied du piezomètre P2, [b], au pied de P3 et [c] au pied P4. (stock évalué à partir de l'humidité pondérale et en considérant la densité du sol comme uniforme et égale à $1,8 \text{ g/cm}^3$)

1.7. Essai de bilan hydrique dans la parcelle

Après les estimations des paramètres ou composantes du bilan, nous pouvons dresser un bilan hydrique à l'échelle de la parcelle. L'expression du bilan hydrique peut s'écrire à tout moment comme suit :

$$\sum App = \Delta S + RS + ETR + P_{er} \quad (II.2)$$

$\sum App$: la lame d'eau apportée (AI irrigation et AP pluie) [L]

RS : réserve en eau du sol [L]

ETR : l'évapotranspiration du riz [L]

P_{er} : les pertes hors parcelle [L]

ΔS : lame d'eau stockée dans la nappe [L]

- RS (la réserve en eau du sol) a été estimée à partir des profils hydriques donnés dans le paragraphe I-6, et en supposant une densité sèche égale à $1,8 \text{ g/cm}^3$. On considère à cette période que la réserve du sol est maximale, les études antérieures ayant montré qu'à partir d'un mois après la première irrigation, le stock d'eau ne variait presque plus. Cette réserve est alors estimée à 136 mm.
- ΔS est la lame d'eau stockée dans la nappe, entraînant ainsi les fluctuations du niveau de celle-ci, étant entendu que la nappe est supposée être une nappe libre. Elle a été estimée à 388 mm à partir de l'amplitude moyenne des fluctuations de niveau de la nappe et en considérant une porosité efficace de 20% pour l'aquifère.
- L'évapotranspiration ETR : L'ETR en question est celle du riz. Nous nous sommes basé sur les travaux de Salvignol (1994). Les mesures sont effectuées 24 jours post semis. Les valeurs de ETR dépendent du stade de développement du riz, une première moyenne a donnée une ETR de 6,5 mm/j et, une seconde moyenne, effectuée à une période proche du tallage, donne une valeur de 9,4 mm/j. Entre le début et la fin de l'irrigation (84 jours), nous estimons la lame d'eau consommée par évapotranspiration à 665 mm.
- Les pertes P_e sont difficiles à quantifier, sauf si elles sont programmées comme pour une vidange de parcelle, auquel cas il est possible d'accéder aux volumes évacués grâce aux variations de la lame d'eau.

Ainsi toutes les composantes du bilan sont connues approximativement à l'arrêt de l'irrigation dans la parcelle sauf les pertes hors parcelle. Nous pouvons alors réécrire l'équation du bilan et essayer d'estimer les pertes hors parcelle à l'arrêt de l'irrigation, ce qui nous fait une lame d'eau de 61 mm.

La valeur de ces pertes peut s'expliquer par des vidanges de la parcelle de son, eau pour répandre l'engrais par exemple, mais également, les fuites à travers les diguettes de la parcelle. On peut associer à ceux-ci, les erreurs commises dans l'estimation des autres composantes du bilan, notamment dans l'évaluation de la réserve du sol et du stock d'eau de la nappe. Cette valeur peut être sous estimée dans le cas où toute l'eau stockée dans la nappe ne provenait pas de ces apports d'eau estimés, ce qui est fort probable car les conductivités des horizons supérieurs composés d'argiles sont très faibles.

1.8. Analyse de la chronique générale des relevés piézométriques et discussion

Nous présentons à travers la figure II-11 ci-dessous l'ensemble des relevés piézométriques effectués au niveau de Donaye, depuis l'installation des piézomètres jusqu'à la fin de la campagne agricole de l'hivernage 1995. Dans cette figure, nous avons représenté les fluctuations du niveau de la nappe durant une campagne de contre saison et deux campagnes en période d'hivernage.

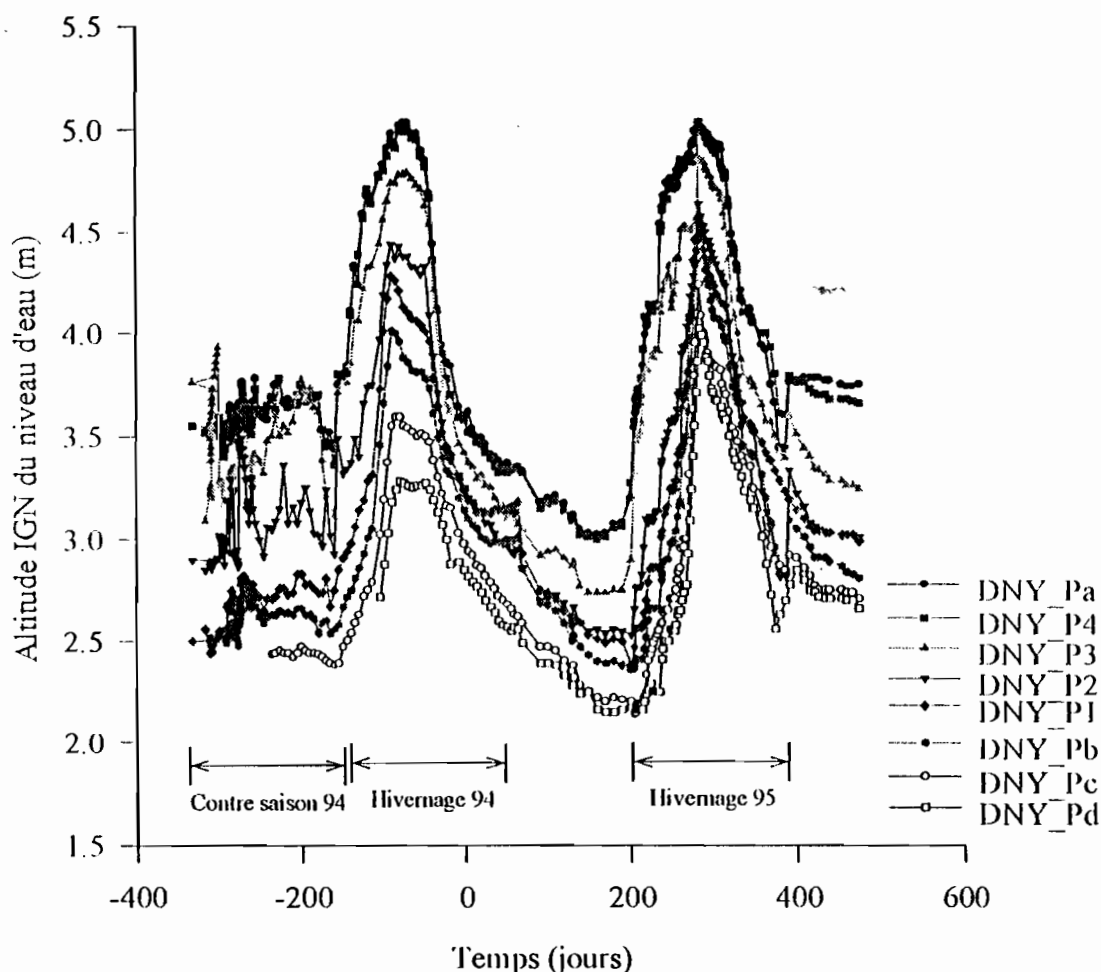


FIG. II-11 : Evolution des piézomètres à Donaye IT1 (campagne de contre saison 1994, campagne hivernage 1994 et campagne hivernage 1995)

Ce graphique montre une évolution du niveau de la nappe différente entre une culture de contre saison et une culture en hivernage. Nous constatons que l'amplitude des pics en hivernage est plus importante que celle des pics en contre saison. Mais, dans l'un ou l'autre cas, nous remarquons nettement que l'effet de l'irrigation se fait ressentir au niveau de la nappe. La différence observée au niveau des mouvements de nappe nous permet alors de

dire qu'il y a un autre facteur qui intervient en dehors de l'irrigation. Ce facteur est certainement représenté par une relation entre le fleuve Doué et la nappe. En effet, Si nous assimilons les niveaux du Doué à ceux du fleuve Sénégal relevés à Podor, la superposition des niveaux piézométriques relevés avec les niveaux du fleuve à Podor montre que les piézomètres sont au maximum quand le fleuve est en crue (voir figure II-12). Cependant, cette figure montre que les niveaux des piézomètres commencent à remonter avant celui du fleuve, nous disons alors que la nappe est drainée par le fleuve.

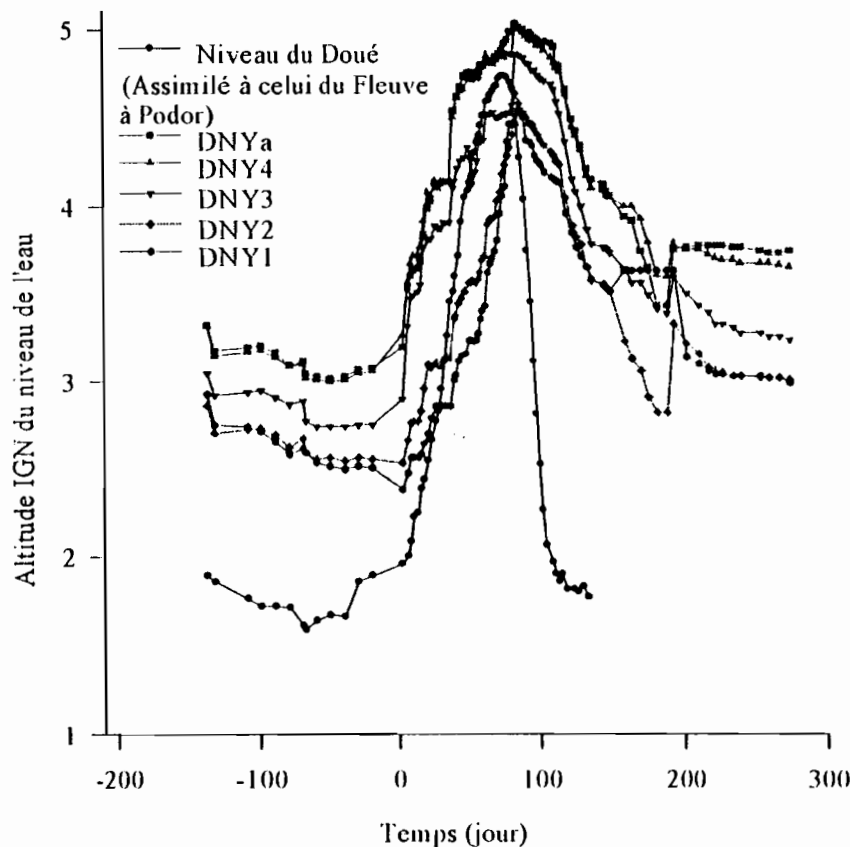


FIG. II-12 : Superposition du niveau du fleuve avec ceux des piézomètres à Donaye

Ceci est confirmé par le fait que nous avons une réponse quasi instantanée de la nappe à l'irrigation. En plus le niveau de la nappe se met à baisser après celui du fleuve. La remontée importante de la nappe est donc causée par la diminution des échanges entre la nappe et le fleuve. Ainsi, nous faisons remarquer qu'en culture de contre saison, où le fleuve est aux basses eaux, les échanges entre la nappe et le fleuve sont importants, ce qui fait qu'elle est constamment drainée pendant l'irrigation. Le résultat est que nous observons une remontée de la nappe assez faible en moyenne, comparée aux campagnes d'hivernage. Le fleuve se présente comme un exutoire pour les eaux de la nappe. En campagne d'hivernage par contre, le fleuve entre en crue et les échanges avec la nappe deviennent faibles, d'où l'importante remontée observée de la nappe.

1.9. Conclusion

Cette étude expérimentale a permis de mieux réfléchir sur la question de la recharge de la nappe à partir des eaux d'irrigation dans la parcelle de Donaye. En effet, d'après les résultats expérimentaux exposés et commentés plus haut, tout porte à croire que l'irrigation entraîne un relèvement du niveau de la nappe, d'où une recharge. Celle-ci est même estimée grossièrement à 30%, si l'on ne considère que les apports d'eau par la surface (eaux d'irrigation et eau de pluie). Elle serait certainement moins importante si la nappe possédait d'autres sources de réalimentation, ce qui est effectivement le cas.

Mais d'après cette étude, il est clair qu'une relation existe entre l'irrigation et le relèvement du niveau de la nappe. Pour preuve, nous avons la réaction presque spontanée des piézomètres situés dans la parcelle à l'irrigation (voir figure II-4), alors que la réaction de ceux situés hors périmètre est plus lente. Nous constatons également, à travers la figure II-11, que l'évolution du niveau piézométrique est de loin plus importante en campagne hivernale qu'en campagne de contre saison. Cependant, la tendance est la même c'est-à-dire que le mouvement de nappe est plus important pour les piézomètres situés à l'intérieur de la parcelle. Ce constat fait sur l'évolution du niveau de la nappe en contre saison ou en campagne d'hivernage confirme à la fois la relation entre l'irrigation et le relèvement du niveau de la nappe, d'une part, et l'influence de la crue du fleuve sur cette même nappe, d'autre part. Cette influence se traduit, comme nous l'avons vu plus haut, par une diminution des échanges entre la nappe et le fleuve. Ainsi le niveau de la nappe ne peut que se relever.

En définitive, les échanges entre la nappe et le fleuve conditionnent les mouvements de la nappe. Ces échanges se faisant dans le sens du drainage de la nappe, nous pouvons dire que, ce qui est plus dangereux pour les sols, c'est la culture du riz en hivernage. En effet, comme nous l'avons constaté plus haut, en hivernage le fleuve est en hautes eaux et les échanges avec la nappe deviennent faibles, on n'aura également pas un lessivage des sols. On pourrait donc suggérer la pratique d'une culture qui demande moins d'apports d'eau en hivernage et la pratique la culture du riz en contre saison au moment où le fleuve est aux basses eaux et donc obtenir un drainage optimum de la nappe.

En sus, il faudra noter que toute la région de Donaye a été inondée par les crues du fleuve, y compris les cuvettes qui bordent le périmètre. Ainsi les piézomètres hors parcelle qui se situent dans une des cuvettes parfaitement inondées, ont subi une influence très forte entraînant une élévation de leur niveau d'eau. Cette inondation a duré en moyenne 1 mois et le retrait des eaux de crue a coïncidé avec l'arrêt de l'irrigation dans la parcelle. Tout ceci explique les difficultés rencontrées pour dégager avec précision une conclusion sur l'origine des eaux stockées dans la nappe, et qui ont engendré le relèvement de son niveau.

II. SITE EXPERIMENTAL DE OURO MADIOU

II.1. Présentation

Ce site a été aménagé par la S.A.E.D vers les années 79-80. La superficie totale cultivée est de 11,4 hectares. Le périmètre est resté deux années sans culture et cette jachère était décidée par les paysans du village qui avaient vu leur rendement baisser fortement, passant de 60 à 15 tonnes d'oignon à l'hectare. Cette baisse de rendement est souvent la conséquence des problèmes de salinité et d'alcalinisation observés dans la zone. D'habitude, les types de culture dans ce périmètre se limitaient à l'oignon et à la tomate, mais cette année, une partie du périmètre est réservée à la plantation de banane. Nous nous intéressons aux deux premiers types de culture, c'est-à-dire la culture d'oignon et celle de la tomate, qui sont plus fréquents dans la région après la culture de riz. Pour cela, nous avons installé un dispositif expérimental assez complet suivant un transect traversant les différents secteurs du périmètre. L'alimentation en eau se fait à partir d'une motopompe installée sur le fleuve Doué. Mais là aussi, nous noterons l'absence d'un système de drainage.

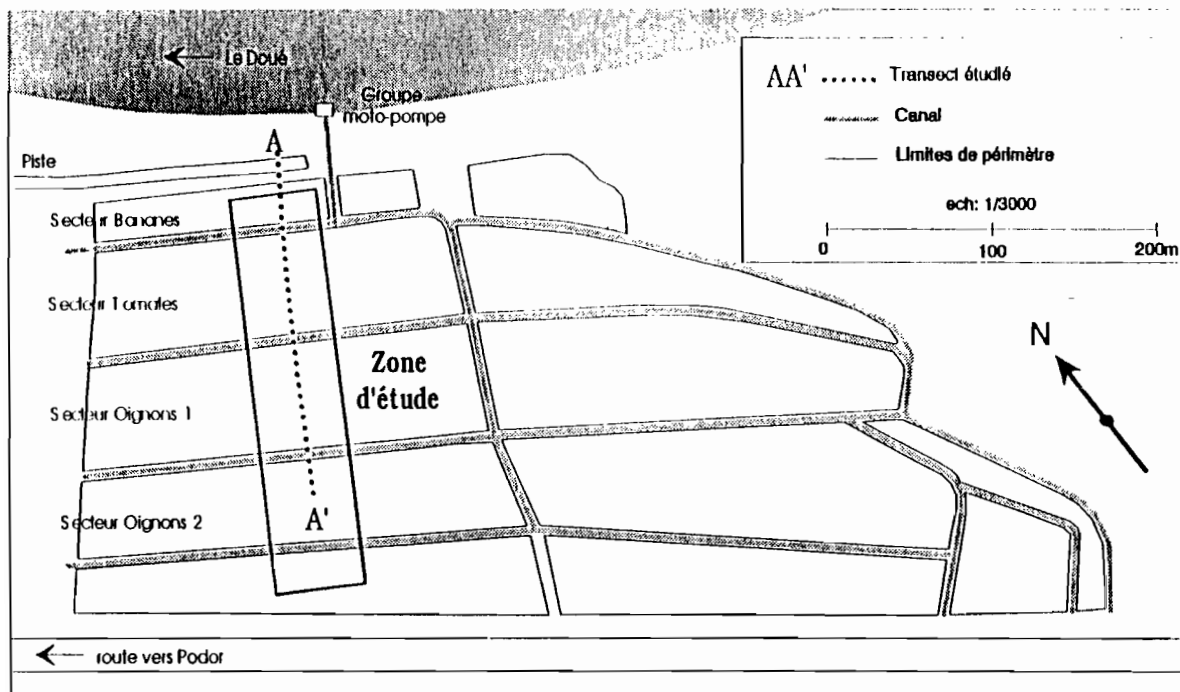


FIG. II-13 : Périmètre de OURO MADIOU : Plan de situation

II.2. Caractéristique du sol

Ce périmètre représente un des rares endroits où l'on peut rencontrer les différents types de sol de la région. En effet, le transect considéré part d'un bourrelet de berge récent, composé d'un sol léger ou *fondé* (sol de levées), et évolue par épandage avec un gradient argileux assez régulier en un sol lourd ou *hollaldé* vers la cuvette de décantation exploitée par le périmètre de Nianga. Les investigations faites montrent que généralement, dans le secteur des tomates, nous avons un sol limoneux-sableux et, dans le secteur des oignons, nous avons un sol lourd (sol des cuvettes de décantation, voir figure, II-14).

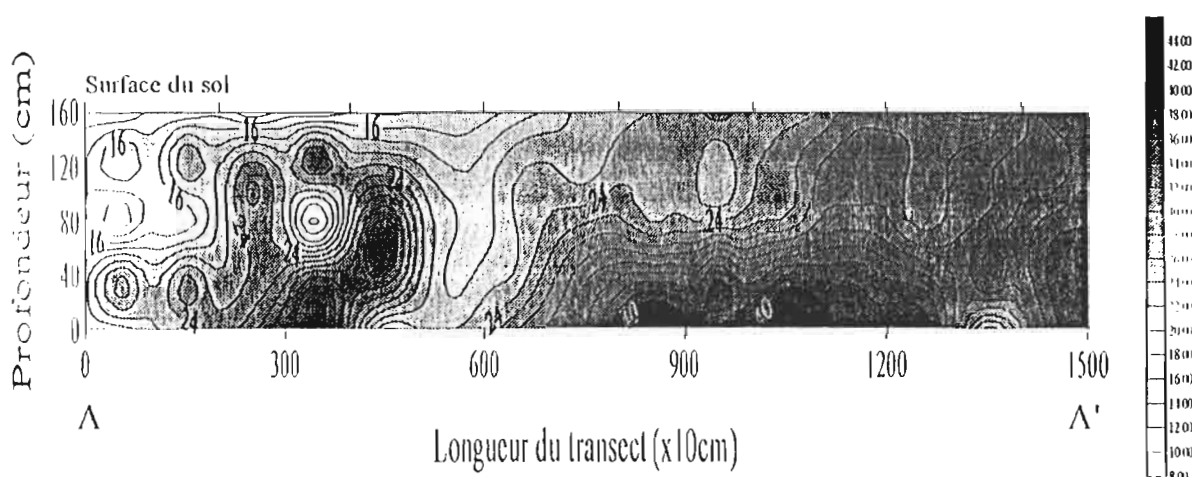


Tableau II-1 : Caractéristiques granulométriques et classe texturale du matériau poreux; [a] sondage 1, [b] sondage 2 et [c] sondage 3

[a]

Profondeur (cm)	Composition granulométrique [%] et Classe Texturale			
Sondage 1	Argile	limons totaux	sables totaux	Classe Texturale*
0 - 40	11,8	31,8	54,8	SL
40 - 80	13,2	33,0	52,1	SAL
80 - 120	34,8	47,9	15,6	ALS
120 - 200	41,5	45,0	13,5	AL
200 - 260	16,3	45,6	38,1	LSA
260 - 350	35,1	47,7	17,8	ALS
350 - 380	27,4	49,3	24,2	ALS
380 - 440	24,2	39,9	37,1	LAS
440 - 480	12,6	24,5	64,0	SA

[b]

Profondeur (cm)	Composition granulométrique [%] et Classe Texturale			
Sondage 2	Argile	limons totaux	sables totaux	Classe Texturale*
0 - 40	19,1	42,3	38,8	LSA
40 - 120	22,5	47,5	30,0	LAS
120 - 140	23,5	31,2	45,5	LAS
140 - 180	30,2	36,8	33,1	LAS
180 - 200	26,9	34,1	38,5	ALS
200 - 260	33,2	34,9	31,3	A
260 - 300	45,0	34,1	21,7	A
300 - 340	54,8	28,1	17,3	SS
340 - 380	5,7	9,3	85,5	SS

[c]

Profondeur (cm)	Composition granulométrique [%] et Classe Texturale			
Sondage 3	Argile	limons totaux	sables totaux	Classe Texturale*
0 - 40	40,4	40,5	19,9	ALS
40 - 120	30,0	33,5	35,9	LAS
120 - 150	35,1	42,4	22,3	ALS
150 - 200	50,8	37,7	11,5	A
200 - 240	56,5	34,1	6,8	A
240 - 270	21,5	16,9	61,3	SA
270 - 320	12,7	23,4	64,0	SA
320 - 350	2,9	3,9	92,7	SS
350 - 380	4,1	4,6	91,5	SS

* Type de texture : Très lourde : A argileuse; Lourde : ALS d'argile limono-sableuse, AL d'argile limoneuse, LAS Limono-argilo-sableuse; Moyenne SA de sable argileux, SAL de sable argilo-limoneux; LSA de limon sablo-argileux; Légère : SL de sable limoneux; Très légère : SS de sable.

La classification texturale ainsi représentée est obtenue à partir du triangle de texture utilisé par le "Groupe d'Etude des Problèmes de Pédologie Appliquée" (GEPPA).

Il est clair que des matériaux qui diffèrent seulement de quelques pour cent d'argile, de limons ou de sable, auront probablement des comportements agronomiques assez voisins, toutes choses égales par ailleurs.

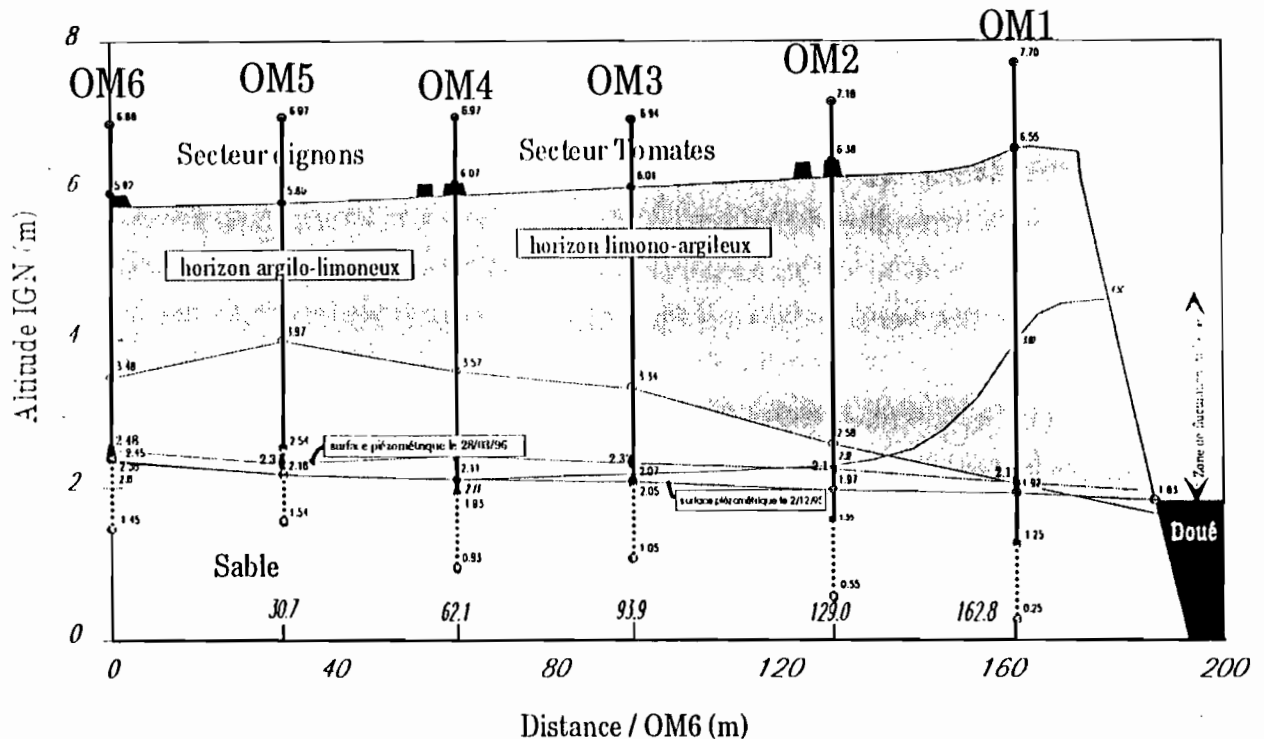


FIG. II-15 : Coupe lithologique, positionnement des piézomètres et de la nappe

En ce qui concerne le sable aquifère, il est constitué d'un sable fin de type nouakchottien (voir figure II-15). Ce sable est situé en moyenne à 2 mètres au niveau du piézomètre OM5 de la surface du sol et à 4 mètres au niveau du piézomètre OM1. Il est également le siège d'échanges entre le fleuve Doué et la nappe d'eau qui s'y trouve. Ces échanges sont plus perceptibles en période de crue du fleuve, période à laquelle la nappe se trouve au niveau du piézomètre OM1 à la cote de 3,90 mètre IGN et au même moment à la cote 2,2 mètres IGN en OM5 le niveau du Doué étant à la cote 4.50 (voir figure II-15). En condition de basses eaux dans le Doué, la nappe est à 4 mètres en moyenne de la surface du sol. L'installation des piézomètres a permis également de dresser une coupe lithologique au niveau du transect (figure II-15). Cette coupe lithologique permet d'avoir une idée sur l'évolution en profondeur du matériau poreux, y compris le niveau de transition avec le sable aquifère. Rappelons également les principaux intérêts de ce site : un intérêt pratique dans la mesure où il est facile d'accès et un intérêt scientifique vu la variabilité du matériau poreux.

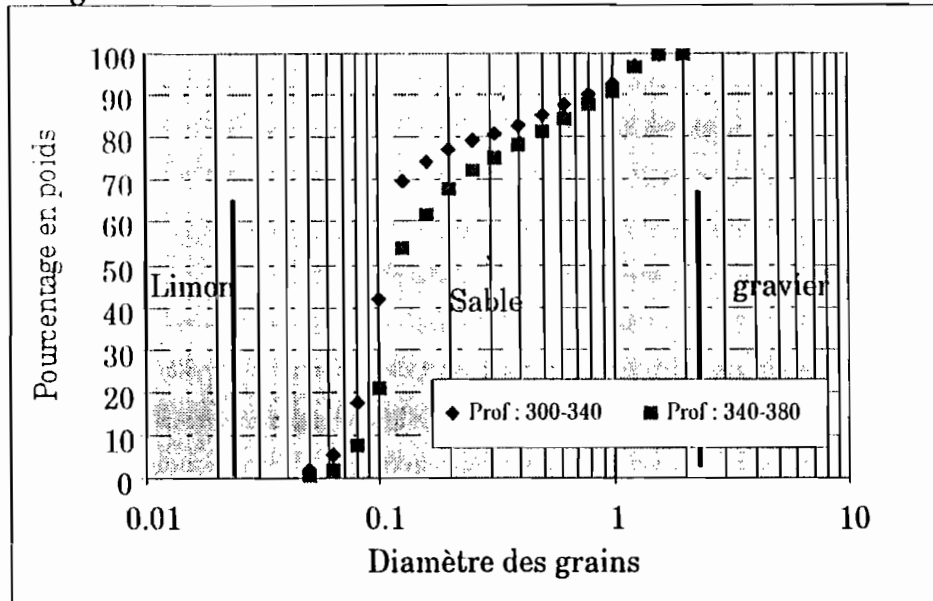
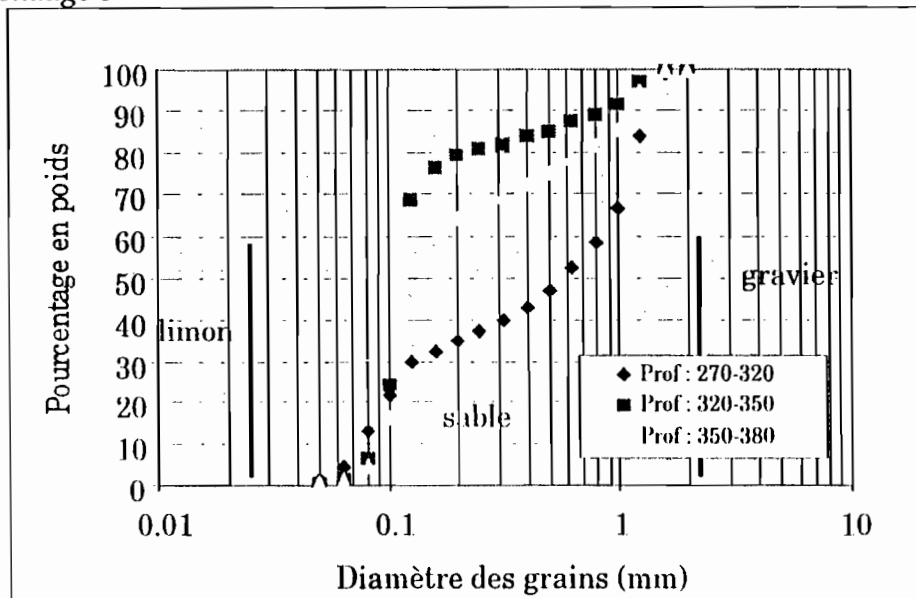
Sondage 2*Sondage 3*

Fig. II-16 : Courbes granulométriques de différents horizons (établies à partir d'échantillons prélevés lors des premiers sondages sur le terrain).

II.3. Le dispositif expérimental

L'étude expérimentale des transferts d'eau dans ce site vise à mieux appréhender les mécanismes d'infiltration et d'évaporation qui se font dans la zone non-saturée. Notre souci principal est de mettre en évidence, si elle existe, une recharge de la nappe par les eaux provenant de l'irrigation. Nous envisageons d'utiliser les résultats expérimentaux pour

estimer une éventuelle recharge de la nappe. La localisation, de même que l'équipement du site sont présentés dans la figure II-17. Le dispositif expérimental se compose d'instruments de mesure des transferts d'eau en milieu non saturé constitués d'appareils de mesures de la variation d'humidité et de la variation de la succion de l'eau du sol, respectivement sonde à neutrons et tensiomètres. Nous avons également installé un bac à évaporation de type ORSTOM pour évaluer l'évaporation. Il comprend aussi un réseau de piézomètres permettant de suivre le niveau de la nappe de même qu'un dispositif de débitmétrie permettant d'estimer la quantité d'eau apportée dans les parcelles. Deux parcelles ont été principalement équipées, une parcelle dans le secteur tomates et une autre dans le secteur oignons.

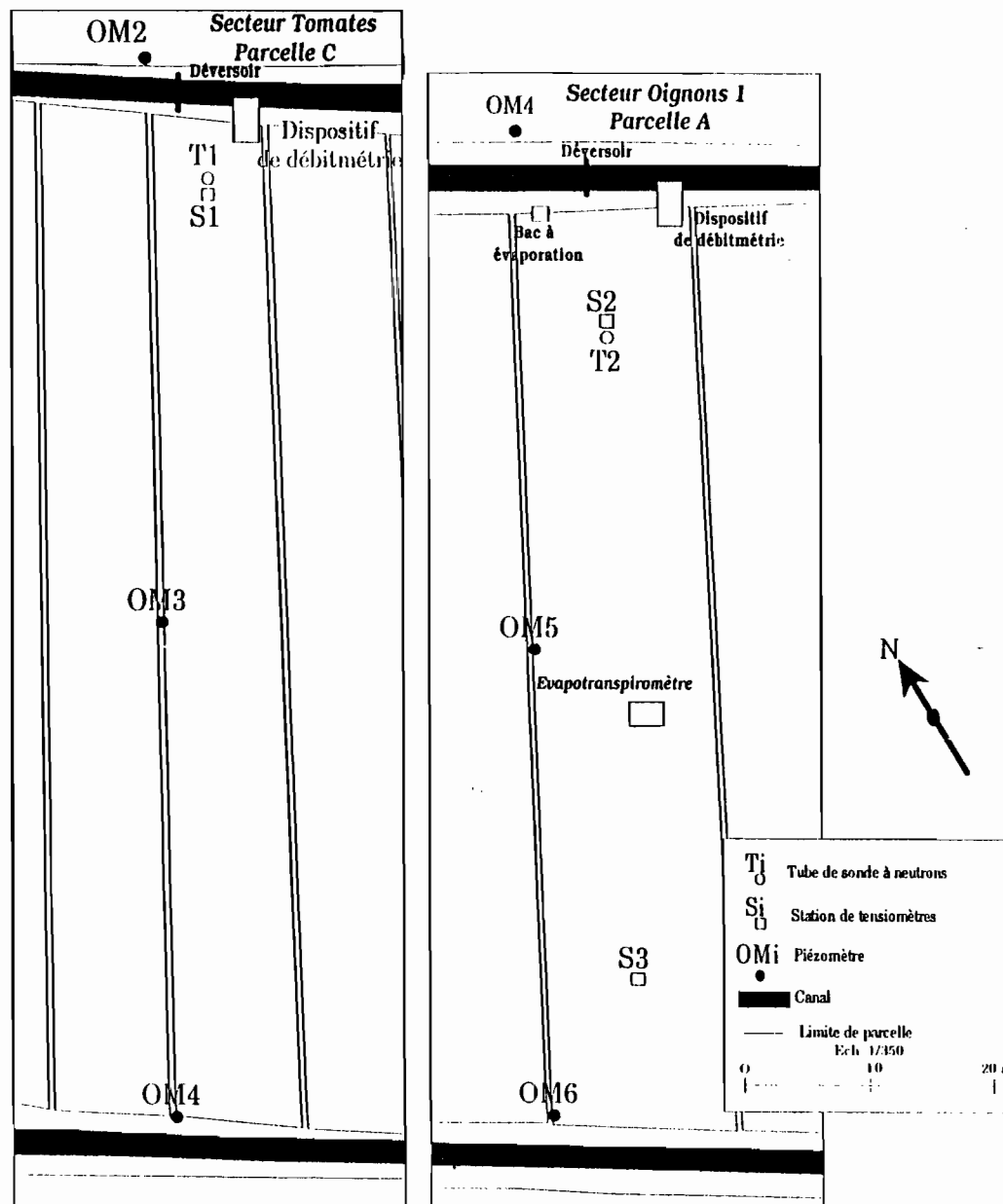


FIG. II-17 : Equipement du dispositif expérimental

II.3.1. Les apports d'eau

Compte tenu du fait que nous sommes en présence d'une campagne de culture de contre saison froide, les apports d'eau se réduisent aux quantités apportées par l'irrigation. Pour évaluer ces apports d'eau par irrigation, nous avons installé un dispositif de débitimétrie au niveau des deux parcelles suivies. Ce dispositif comprend deux échelles limnimétriques installées, l'une dans le canal d'alimentation, et l'autre, dans un chenal à l'intérieur de la parcelle où transite toute l'eau destinée à son irrigation. Entre les deux échelles nous avons installées un tuyau enterré permettant l'entrée de l'eau dans la parcelle au moment de l'irrigation. Auparavant, le niveau d'eau dans le canal principal est relevé par l'installation d'un seuil permettant de maintenir notre tuyau en position noyée à chaque irrigation. Un jaugeage du débit a été effectué à l'aide d'une cuve placée également dans la parcelle. Ainsi, avec les différences de hauteur lues sur les échelles amont et aval, nous avons calé une loi de vanne et, connaissant la durée de l'irrigation, nous pourrions évaluer approximativement les quantités d'eau apportées à chaque irrigation.

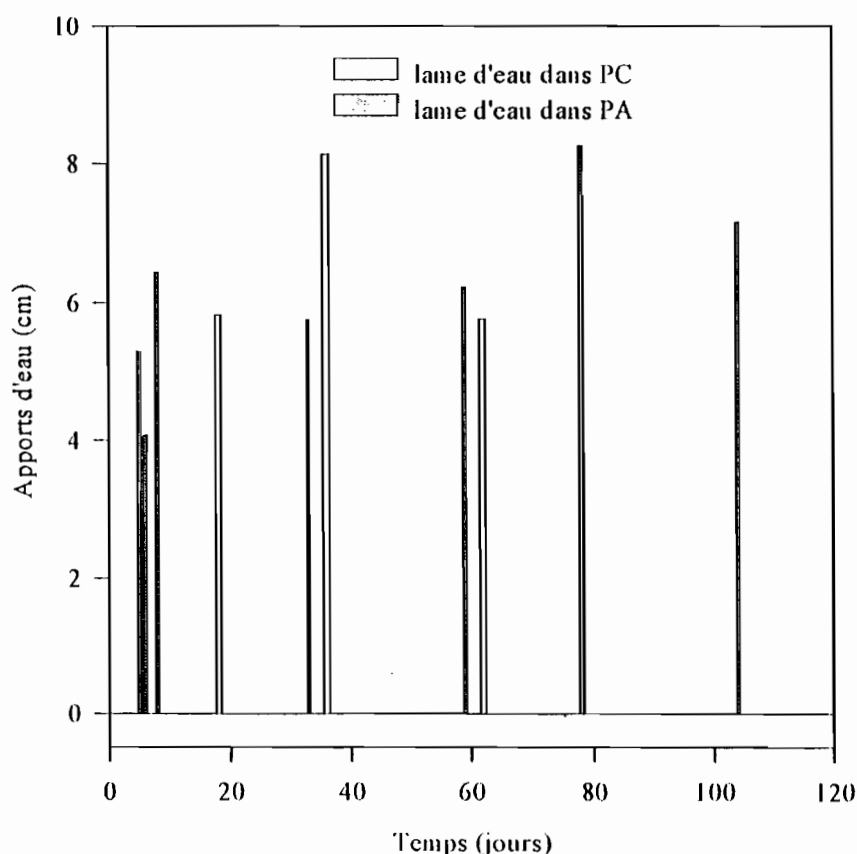


FIG. II-18 : Apports d'eau à Ouro Madiou; PA, parcelle oignons et PC, parcelle tomates.

(l'origine des abscisses correspond au 1/12/95 et la 1^{ère} irrigation a eu lieu le 6/12 95 dans PA et le 19/12/95 dans PC)

Nous avons ainsi estimé les apports d'eau totaux dans la parcelle tomate comme étant équivalents à une lame d'eau de 272 mm, et ceux dans la parcelle oignons, à une lame d'eau de 431,8 mm. On notera au passage que nous avons sept irrigations dans la parcelle oignon et quatre seulement dans la parcelle tomate.

II.3.2. La piézométrie

Six piézomètres dénommés OMi (avec $i=1,...,6$) sont installés le long d'un transect perpendiculaire à la direction d'écoulement du Doué. Ils permettent de suivre l'évolution de la nappe d'eau durant l'irrigation. Cette nappe a été rencontrée à environ 4 mètres de profondeur avant la première irrigation. Tous les piézomètres ont été installés avant le début effectif de la campagne agricole. Les relevés sont faits chaque jour durant toute la durée de la campagne. Les résultats sont illustrés à travers le graphique ci dessous.

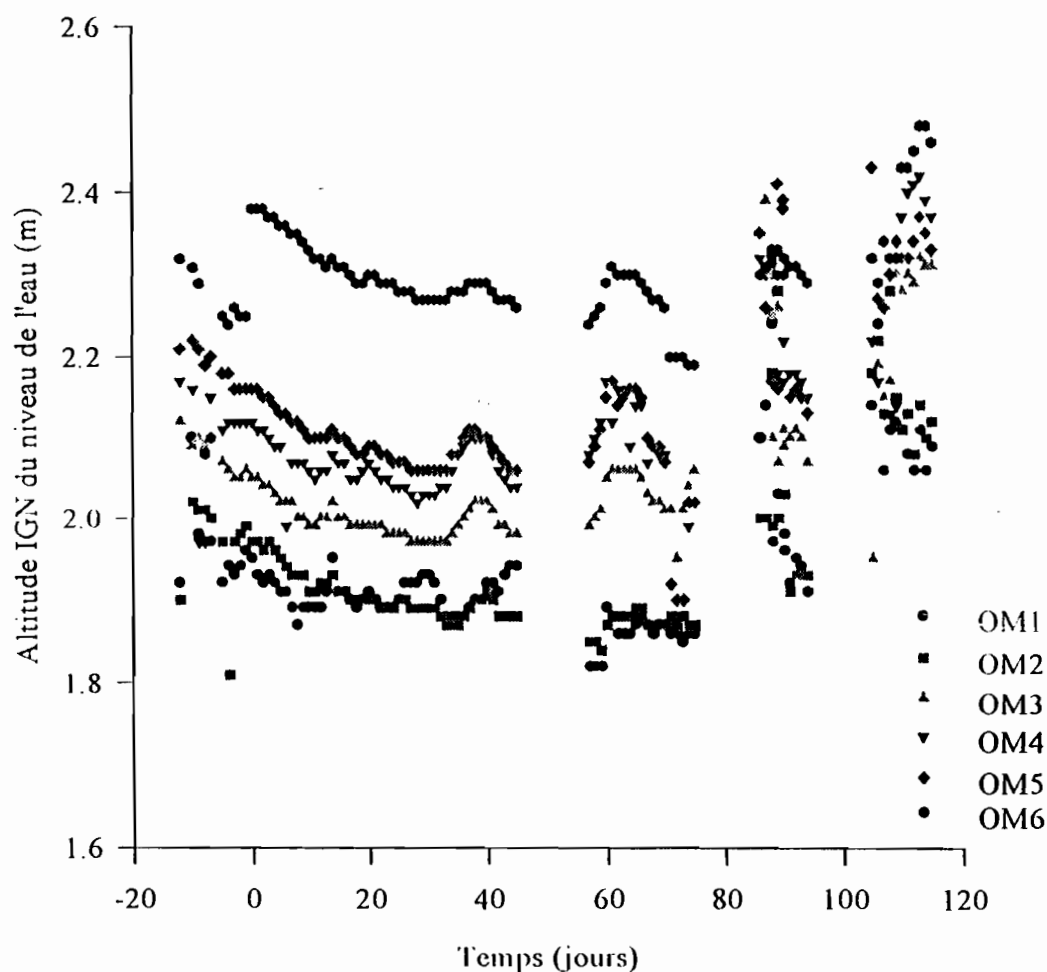


FIG. II-19 : Représentation des relevés piézométriques à OURO MADIOU

(le zéro des abscisses correspond à la première irrigation de la parcelle oignon et l'irrigation de la parcelle tomate s'est faite le 13^{ème} jour).

II.3.3. Analyse des données piézométriques

Au regard de ce graphique, nous pouvons dire qu'aucun mouvement de nappe important n'a été décelé. Seulement, nous observons un gradient assez faible dans la direction allant de OM6 à OM1 entraînant ainsi un écoulement souterrain vers le Doué, celui-ci étant en période de basses eaux. Vers la fin du mois de mars, nous observons une tendance générale de légère hausse du niveau de la nappe dans l'ensemble des piézomètres. Mais, cette tendance est moins prononcée pour les piézomètres OM1 et OM2 plus proches du Doué comparés aux quatre autres. Par ailleurs, au regard de l'évolution de l'humidité volumique, on comprendra que ce mouvement de hausse n'est certainement pas du à l'irrigation, c'est-à-dire par front d'humidité à partir de la surface du sol jusqu' à la nappe. Il est possible de supposer l'existence d'une zone préférentielle d'infiltration pouvant entraîner la recharge de la nappe, nous pensons plutôt à la transition sol sablo-limoneux/sol argilo-limoneux (voir figure II-14 vers 60 m). Les petites fluctuations observées çà et là, résultent des erreurs de mesure, la sonde étant par moment défectueuse. La figure II-20 représentant l'évolution spatio-temporelle de la surface piézométrique de la nappe, montre d'une manière générale, une surface assez plane avec un léger gradient vers le Doué sauf en période de hautes eaux où l'influence du Doué se fait sentir jusqu'au niveau du piézomètre OM2.

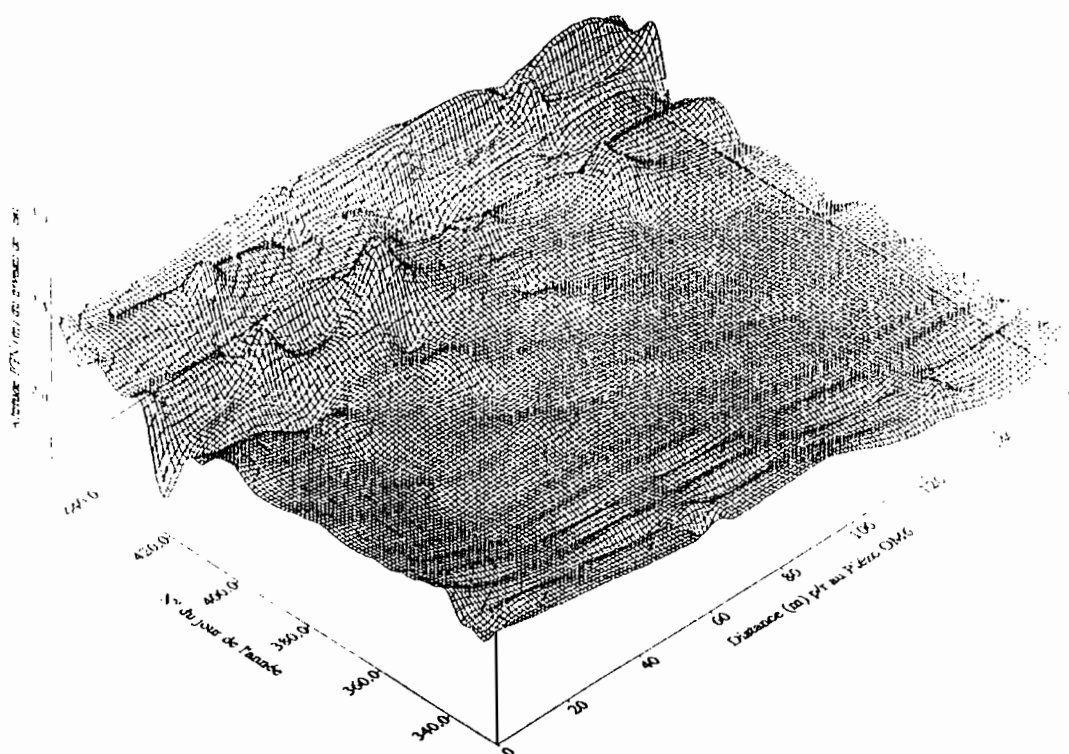


FIG. II-20 : Evolution spatio-temporelle du niveau piézométrique à Ouro Madiou

II.3.4. La tensiométrie

Les tensiomètres ont été installés pour mesurer la pression de l'eau du sol. Cette pression est mesurée à 5 profondeurs différentes ($Z = 20 ; 40 ; 60 ; 100 ; 160$ cm) pour les sites installés dans les inter-billons et à 3 profondeurs (20 ; 40 ; 60 cm), pour le site installé sur un billon à partir de tensiomètres reliés par un tube capillaire à un flacon de mercure. Trois sites tensiométriques ont été installés, un site dans la parcelle tomate (S1) avec 3 tensiomètres installés sur un billon et deux sites dans la parcelle oignon (S2) et (S3)(voir figure II-17). Les relevés sont effectués 2 fois par jour à la même heure en début de campagne, et 1 fois par jour 1 mois après. L'analyse des données permet d'observer, pour les différents sites tensiométriques, l'influence directe de l'irrigation sur le comportement des tensiomètres et ceci, jusqu' à 60 cm de profondeur, les tensiomètres dans les profondeurs supérieures ne réagissant presque pas (voir figure II-21). Certaines fluctuations s'expliquent par un désamorçage des tensiomètres à certains moments de la campagne. Par contre, nous notons une réaction décalée dans le temps pour les tensiomètres à 40 cm et 60 cm par rapport aux jours d'irrigation. Partant de ce constat, il est possible de dire que le front d'humidité provenant de la surface n'a pas atteint le niveau de la nappe d'eau souterraine.

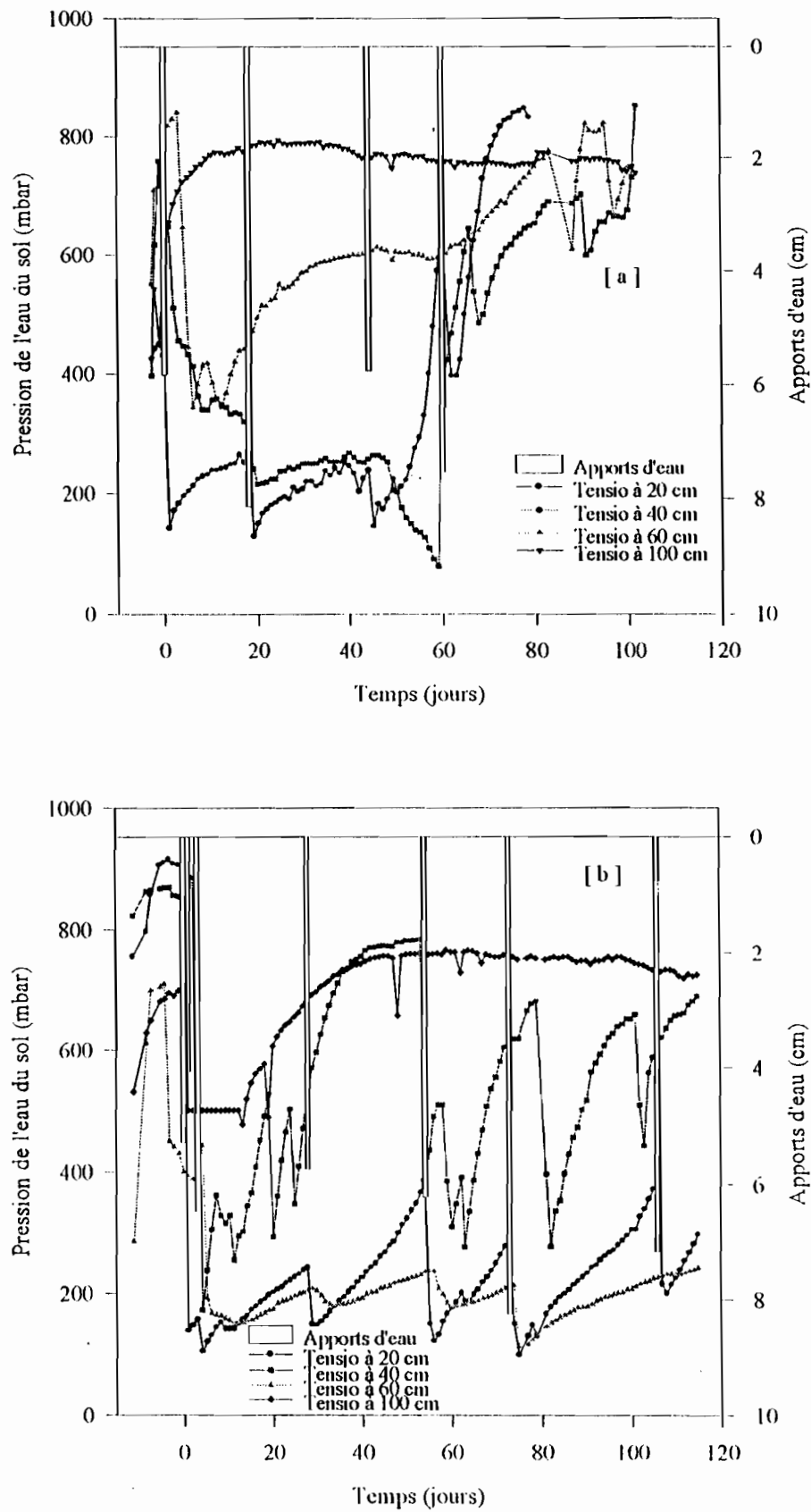


FIG. II-21 : Représentation des relevés tensiométriques et des apports d'eau à Ouro Madiou : [a] parcelle tomates et [b] parcelle oignons

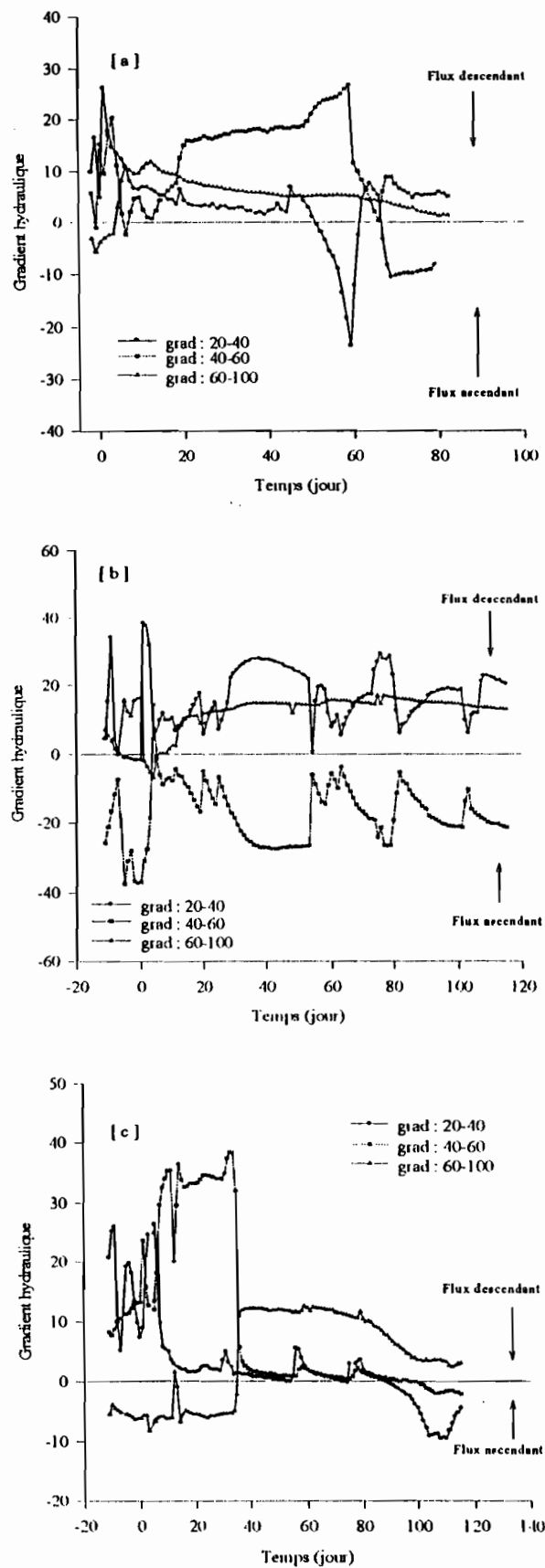
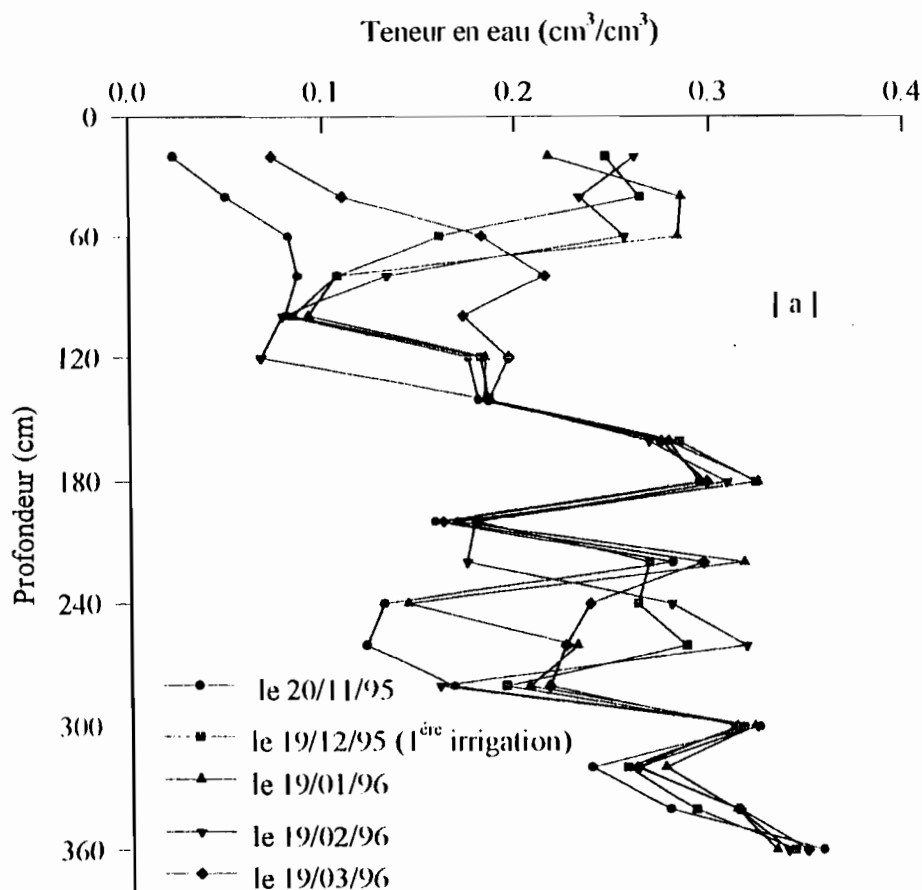


FIG. II-22 : Evolution des gradients hydrauliques à Ouro Madiou : [a] au site de tensios S_1 , [b] au site S_2 et [c] au site S_3 . (le 0 des temps correspond au 1er jour d'irrigation).

II.4. Evolution de l'humidité du sol

Contrairement aux autres sites où l'étude de l'évolution de l'humidité du sol durant la campagne agricole s'est faite à partir de la détermination de l'humidité pondérale, nous avons décidé cette fois-ci, dans le souci d'obtenir des mesures continues d'humidité, d'installer des tubes d'accès de sonde à neutrons. Pour suivre l'état de l'humidité du sol et son évolution durant la campagne, nous avons installé deux tubes d'accès pour sonde dont, un dans la parcelle "tomates" (tube N°1 dans la suite du texte) et un autre dans la parcelle "oignons" (tube N°2 dans le texte). La sonde à neutrons permettant d'obtenir des mesures continues et *"in situ"* de l'humidité du sol, elle sera couplée à une sonde gamma densimétrique pour obtenir des humidités volumiques. Le principe, l'installation et l'étalonnage de la sonde à neutrons et la sonde gamma sont décrits en annexe D ainsi que les courbes d'étalonnages et quelques résultats obtenus dans ce périmètre. Cependant, nous présentons ci-dessous quelques profils d'humidité obtenus au niveau des parcelles oignon et tomate. L'analyse de ces profils montre qu'après plus de trois mois d'irrigation, le front d'humidité ne dépasse guère la profondeur 150 cm (voir figure II-23 : [a]). Cette zone sèche est également confirmée par les relevés tensiométriques dans la parcelle tomate, le tensiomètre à 100 cm de profondeur restant toujours sec (voir figure II-21 : [b]).



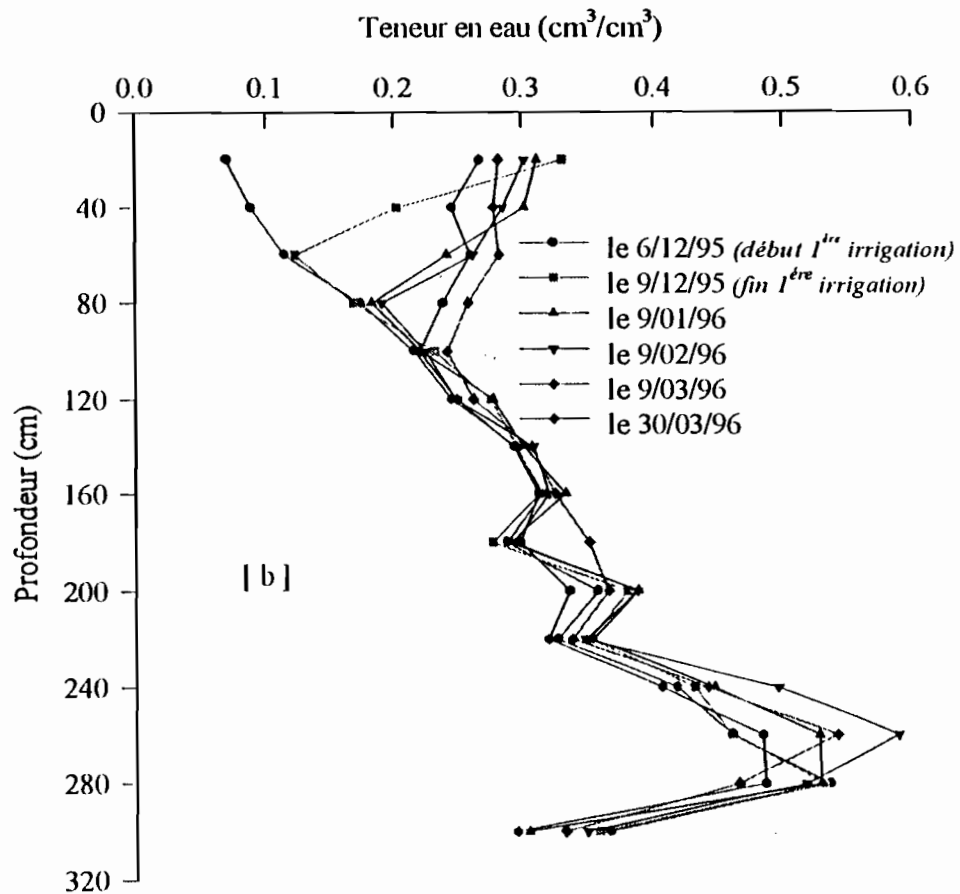


FIG. II-23: Evolution de la teneur en eau du sol durant la campagne agricole : [a] au niveau du tube N°1 et [b] au niveau du tube N°2.

A partir des résultats obtenus à l'aide de la sonde à neutrons, nous pouvons évaluer le volume d'eau contenu dans le sol par unité de surface. Ce volume peut s'exprimer comme une lame d'eau de hauteur définie par :

$$S = \int_{z_0}^0 \theta(z) dz \quad (11.3)$$

- S : stock d'eau [L]
 θ : la teneur en eau [$L^3 L^{-3}$]
 z : la cote altimétrique [L]

Ainsi, nous avons essayer de représenter à travers la figure II-23 l'évolution de la lame d'eau stockée dans les deux parcelles.

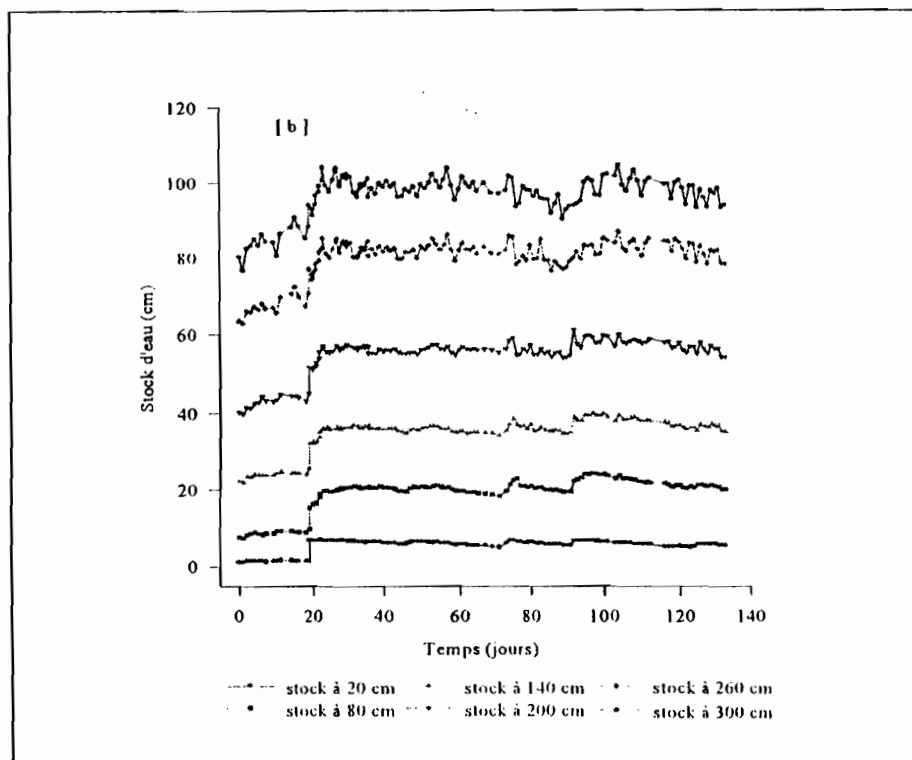
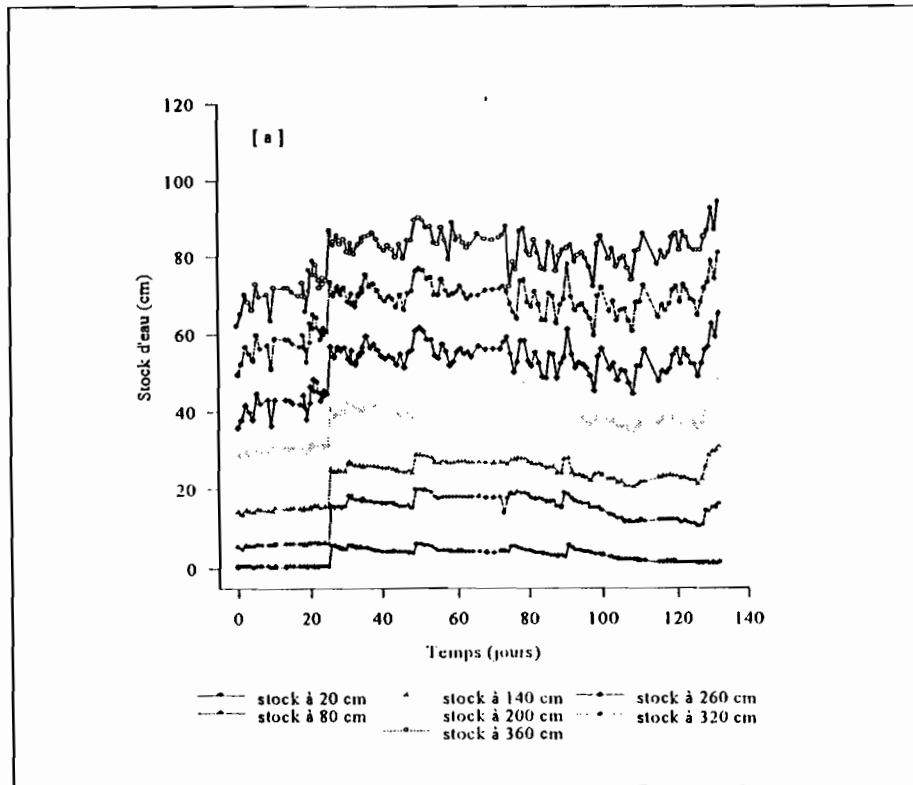


FIG. II-24 : Evolution du stock d'eau cumulé dans le sol : [a] au niveau du tube de sonde N°1 et [b] au niveau du tube de sonde N°2. (abscisse 0 correspond au 18/11/95).

II.5. Mesure de l'évaporation au niveau du site

La mesure de l'évaporation est souvent très délicate. Pour certaines méthodes basées sur les données climatiques, elle devient laborieuse et nécessite l'installation d'une véritable station météorologique. En ce qui nous concerne, nous avons opté pour l'installation d'un bac évaporatoire à partir duquel nous pouvions déterminer l'évapotranspiration potentielle des cultures à partir d'une évapotranspiration d'une culture de référence ET_0 . Pour ce faire, nous avons installé un bac de type ORSTOM qui est une version à peine modifiée du bac Colorado : bac de 1m² sur 60 cm de profondeur. Il est enterré de sorte que le niveau de l'eau dans le bac et celui du sol soient à 10 cm du rebord (c'est-à-dire que le niveau de l'eau dans le bac est au niveau du sol). Les mesures sont volumétriques : une pointe fixe est calée au niveau normal de l'eau. Pour mesurer la lame d'eau évaporée depuis la mesure précédente, on verse un volume d'eau connu jusqu'à l'affleurement de la pointe : un litre d'eau ajouté correspond à 1 mm d'évaporation.

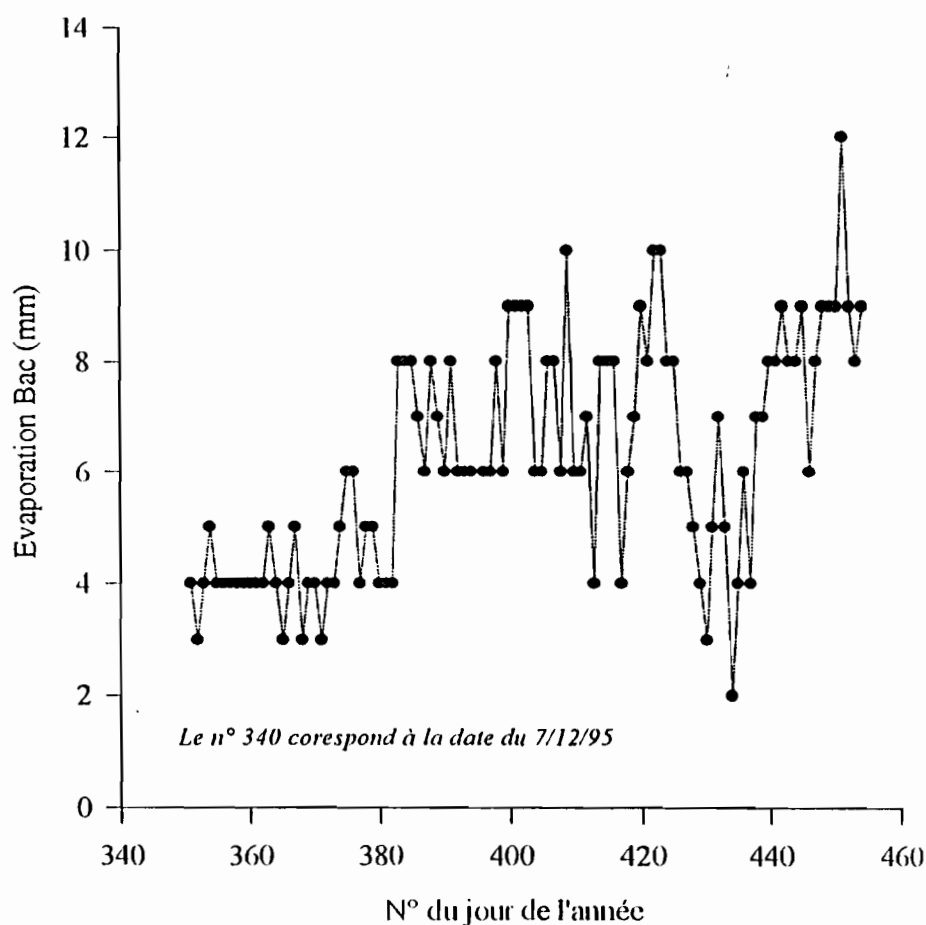


FIG. II-25 : Evolution journalière de l'évaporation bac

Le procédé n'est pas très précis pour l'évaporation journalière, mais il devient sûr pour des périodes décennales ou plus longues. Pour établir la relation entre l'évaporation bac et l'évapotranspiration de la culture de référence ET_0 , on utilise des coefficients déterminés empiriquement et qui tiennent compte du climat, du type de bac et du milieu environnant. Le coefficient du bac (K_p) reflète l'effet du climat sur l'évapotranspiration de la culture de référence ET_0 qui est utilisée par la suite pour déterminer l'évapotranspiration de nos cultures. Cette évapotranspiration est déterminée à partir de la relation suivante :

$$ET_0 = K_p E_{bac} \quad (II.4)$$

ET_0 : évapotranspiration de la culture de référence

E_{bac} : évaporation bac [L]

K_p : coefficient bac [L]

Compte tenu du type de bac que nous avons installé et de l'humidité relative moyenne, nous avons un coefficient bac K_p qui est égal à 0,75.

Pour tenir compte de l'effet des caractéristiques culturales sur les besoins en eau des cultures, on propose des coefficients culturaux (K_c) qui permettent d'établir la relation entre ET_0 et l'évapotranspiration de la culture, ET (culture). La valeur de K_c représente l'évapotranspiration d'une culture poussant dans des conditions optimales et produisant des rendements optimaux. L'évapotranspiration de la culture est obtenue par la relation :

$$ET(culture) = K_c ET_0 \quad (II.5)$$

Les valeurs de K_c sont déterminées suivant les caractéristiques de la culture, de l'époque de plantation ou de semis, ou des stades de développement de la culture mais également des conditions climatiques générales, notamment le vent et l'humidité. Dans ce qui suit nous essayerons de déterminer les coefficients culturaux des deux types de culture que nous avons à Ouro Madiou à savoir la tomate et l'oignon.

Pour ce faire, nous nous basons sur les recommandations de la F.A.O. pour l'estimation des besoins en eau des cultures (Bulletin F.A.O. n°24). Elles consistent à considérer quatre phases de développement pour les cultures :

1. la phase initiale, c'est à dire démarrage de la croissance, quand la surface du sol n'est pas, ou à peine couverte par la culture.
2. la phase de développement, depuis le moment où la phase initiale s'achève jusqu'au moment où un couvert total effectif du sol est réalisé.
3. la phase de mi-saison, qui commence à la fin de la phase de développement et s'achève quand débute la maturation.

4. la phase d'arrière saison, depuis la fin de la mi-saison jusqu'à maturation complète ou récolte.

Les valeurs proposées dépendent de l'humidité relative minimum (HRmin) du milieu ainsi que la vitesse du vent (vent m/s). Ces deux grandeurs ont été obtenues à partir de la station météo de Podor.

II.5.1. Courbe de K_c pour la culture d'oignon

D'après les renseignements recueillis, la durée de la saison végétative et des phases de développement est estimée à 120 jours. Cette durée est répartie au niveau des quatre phases comme suit : phase initiale 15 jours (après le repiquage), phase de développement 30 jours, phase de mi-saison 35 jours et phase d'arrière-saison 40 jours. Le repiquage a eu lieu en Décembre et nous avons supposé une fréquence d'irrigation de 20 jours pour pouvoir estimer le K_c à l'état initial. L'évolution du coefficient cultural K_c pour l'oignon est présentée à travers la figure II-24 suivante.

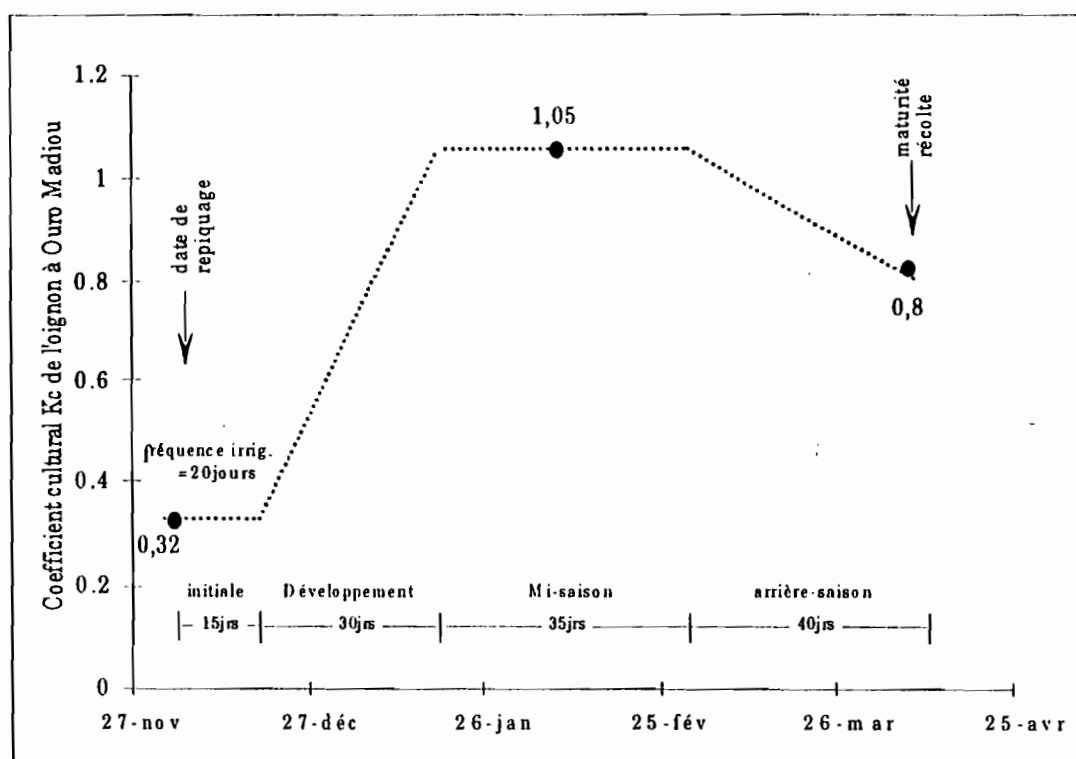


FIG. II-26 : Courbe du coefficient cultural de l'oignon à Ouro Madiou
(climat sec, HRmin faible, vent léger à modéré et ET_0 phase initiale ~ 3 mm/jour).

Le graphique ainsi déterminé permet d'obtenir des valeurs de K_c pour des périodes de 10 jours ou de 30 jours permettant de déterminer l'ETR décadaire ou mensuelle. Estimant la valeur de K_c durant la phase de développement à 0,7, nous avons estimé, sur la base d'un

K_c mensuelle, la lame d'eau évapotranspirée par la culture d'oignon à 428 mm. Comparé à la lame d'eau apportée par irrigation qui est de 432 mm, on voit nettement que les chances d'une infiltration profonde sont très faibles, d'où une recharge de la nappe probablement nulle.

II.5.2. Courbe de K_c pour la culture de tomate

S'agissant de la culture de tomate, la durée de la saison végétative et des phases de développement est estimée à 125 jours répartis au niveau des quatre phases comme suit : phase initiale 15 jours après repiquage, phase de développement 30 jours, phase de mi-saison 40 jours et phase d'arrière-saison 40 jours. Comme que pour les oignons, le repiquage a eu lieu en décembre et nous considérons une fréquence d'irrigation de 20 jours. La courbe représentant l'évolution du coefficient cultural K_c pour la tomate est présentée dans la figure II-25 ci-dessous.

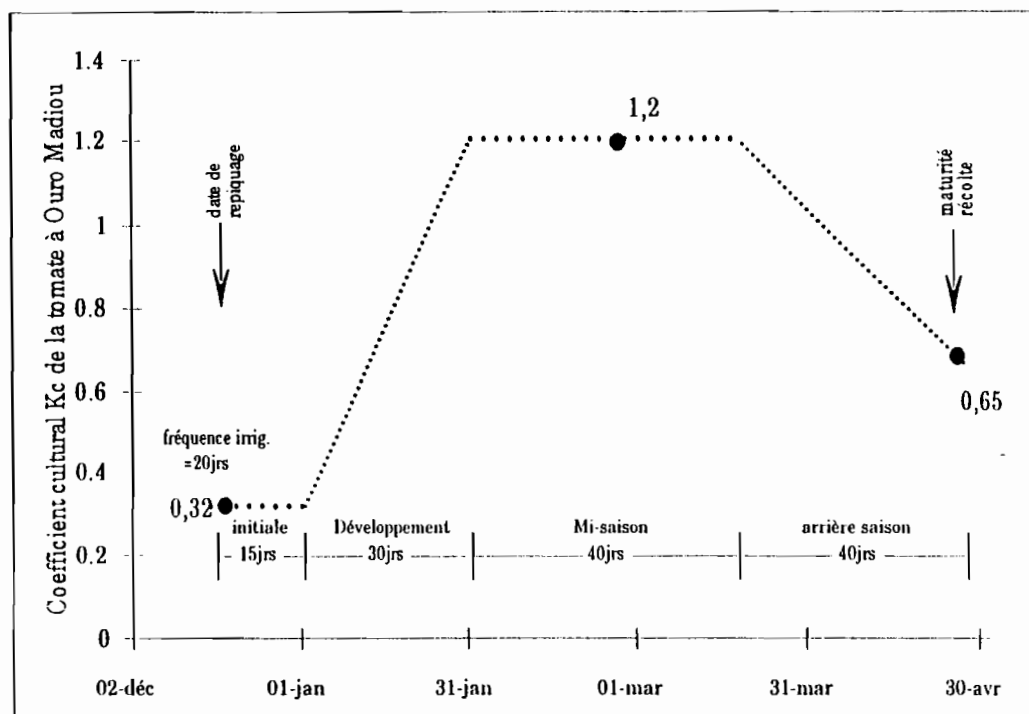


FIG. II-27 : Courbe du coefficient cultural de la tomate à Ouro Madiou

(climat sec, HRmin faible, vent léger à modéré et ET_0 phase initiale ~ 3 mm/jour).

La courbe de K_c ainsi déterminée, nous procédons de la même manière pour estimer la lame d'eau évapotranspirée par la tomate jusqu'au 30 mars 1996 (dernier jour de mesure). Cette lame d'eau est évaluée à 446 mm. Cette valeur confirme la faiblesse des apports d'eau dans la parcelle tomate 273 mm, et on peut alors se poser des questions sur le comportement de

ces cultures et donc, de leur rendement. Elle confirme également que des percolations profondes pour recharger éventuellement la nappe ne sont pas envisageables, sauf localement.

II.6. Essai de bilan hydrique dans les parcelles

A partir du calcul des lames d'eau stockées dans les horizons du sol, et connaissant le profil hydrique initial, nous pouvons à chaque instant évaluer la réserve du sol, pour ainsi faire un bilan hydrique.

II.6.1. Essai de bilan au niveau du tube N°1 (parcelle tomate)

Si nous considérons le premier mètre de sol, la lame d'eau initiale avant irrigation est évaluée à 171 mm. Cette valeur semble à première vue assez importante. Cette importance s'explique par des débordements répétés des eaux du canal principal dans la parcelle, ainsi que les fuites d'eau provenant des parcelles voisines. Après la première irrigation, c'est-à-dire le 20/12/95, elle est évaluée à 197 mm soit une augmentation de 26 mm, et à 158 mm à la fin de la quatrième irrigation, à savoir le 19/03/96, soit une diminution de 14 mm par rapport au stock d'eau initial et de 50 mm par rapport à la fin de la première irrigation. Cette diminution de la lame d'eau stockée dans le sol à la fin de la dernière irrigation peut trouver son explication à travers deux phénomènes : d'une part, une évapotranspiration intense que nous essayerons d'évaluer dans la suite et, d'autre part, par une percolation de cette eau vers les horizons de profondeur. Par contre, les intrusions d'eau dans la parcelle sont importantes et constituent des quantités difficiles, voir impossible à quantifier. Dans ces conditions, il nous est impossible de faire un bilan hydrique correct au niveau de la parcelle. Toutefois, nous allons essayer de faire un bilan qui se traduit par l'équation suivante :

$$\sum App = RS + ETR + IP \quad (II.6)$$

$\sum App$: la lame d'eau apportée par irrigation [L]

RS : réserve en eau du sol [L]

IP : infiltration profonde [L]

ETR : évapotranspiration [L]

La somme des apports est estimée à 273 mm. Si l'on considère le déficit de la réserve du sol à la fin de la dernière irrigation (14 mm), nous nous rendons compte que la lame d'eau réservée à l'évapotranspiration est faible (286 mm), comparée aux besoins en eau de la

culture pour la même période (446 mm). Il est donc clair que toute l'eau apportée par irrigation sera évapotranspirée.

II.6.2. Essai de bilan au niveau du tube N°2 (parcelle oignon)

Dans ce cas aussi, nous considérons le premier mètre de sol, ce qui nous donne une lame d'eau initiale dans le profil de 132 mm. Nous sommes dans la partie la plus argileuse du domaine (40 à 50% d'argile), ce qui se traduit par une rétention hydrique assez importante. Cette même lame d'eau passe à 228 mm après la première irrigation, soit une augmentation de 95 mm et à 259 mm à la fin de la dernière irrigation, soit au total une augmentation de la lame d'eau de 128 mm. Dans cette parcelle, les intrusions d'eau étant très faibles, nous pouvons essayer de dresser un bilan hydrique à partir de l'équation (II.6).

Les apports d'eau sont estimés à une lame d'eau équivalente de 432 mm et la réserve en eau du sol à 128 mm. Comme le niveau de la nappe ne fluctue presque pas durant toute cette période, nous pouvons supposer que les infiltrations profondes sont nulles, de ce fait la lame d'eau évapotranspirée au niveau de la parcelle est estimée en moyenne à 304 mm. Cette lame d'eau est inférieure aux besoins en eau de la culture estimés dans le paragraphe II.5.1 à 428 mm. Nous pouvons donc en déduire que les cultures ne fonctionnent pas non plus de manière optimale et qu'il faudrait augmenter les doses d'irrigation ou tout simplement les fréquences.

II.7. Discussion et conclusion

Contrairement à la parcelle de Donaye où se pratiquait une culture de riz par submersion, l'irrigation se fait à Ouro Madiou avec une fréquence assez faible (parfois un mois d'intervalle entre deux irrigations). Le volume d'eau nécessaire est estimé environ à 450 m³ par hectare pour une campagne de culture d'oignons. Les cultures ne demandent certes pas beaucoup d'eau comparé à une campagne rizicole, mais le constat général est que les apports d'eau par irrigation sont très faibles (quatre irrigations pour la parcelle "tomates" et cinq pour la parcelle oignons, voir figure II-18). Nous venons de voir aussi que les besoins en eau de ces cultures durant la période de mesures sont estimés à 446 mm pour la culture de tomate et 428 mm pour la culture d'oignon. Ainsi, pour un bon fonctionnement des cultures, il faudrait qu'elles aillent s'alimenter dans la réserve en eau du sol. Nous avons déjà constaté dans la parcelle tomate une diminution de la réserve en eau du sol par rapport à l'état initial. Il est donc clair que la faible fréquence des apports d'eau conjuguée à l'effet de l'évapotranspiration, a pour conséquence une infiltration profonde presque nulle. Nous pouvons ainsi dire qu'il est difficile d'observer, dans ces conditions, une recharge de la nappe à partir des eaux d'irrigation dans le périmètre d'Ouro Madiou et ce, pour la campagne de

contre saison froide 1995/96. En outre, les profils hydriques obtenus à partir de la sonde à neutrons montrent que le front d'humidité de surface ne dépasse pas la profondeur 150 cm (voir figure II-21). Partant de ce constat, nous pouvons même remettre en cause le bon lessivage des sols par l'irrigation.

III. Conclusion

L'étude expérimentale ainsi faite nous a permis de mieux connaître la dynamique hydrique dans les parcelles irriguées de la moyenne vallée du fleuve Sénégal durant une campagne agricole. A travers elle étude, nous avons suivi deux parcelles dans lesquelles sont pratiquées, une culture de riz (périmètre de Donaye IT1) et une polyculture de tomates et d'oignons (périmètre de Ouro Madiou). Dans ces périmètres irrigués, la dégradation constatée des sols est directement liée à la dynamique des nappes d'eaux superficielles. L'étude a montré dans le périmètre de Donaye une remontée de la nappe assez importante (en moyenne 2 m) à la fin de l'irrigation. Nous retiendrons aussi que les essais de bilan hydrique effectués au niveau de cette parcelle nous ont permis d'estimer le taux de réalimentation de la nappe à 30% environ des apports par irrigation si effectivement elle n'est réalimentée qu'à partir de l'irrigation. Dans le cas contraire, il nous est difficile de déterminer la part des apports d'eau servant à réalimenter la nappe.

S'agissant du périmètre d'Ouro Madiou, les cultures d'oignons et de tomates ne nécessitent pas beaucoup d'eau, ce qui fait que les apports d'eau sont plus limités que dans le cas d'une campagne rizicole. Les études montrent que la profondeur maximum du front d'infiltration des eaux ne dépasse pas 1,5 m. Nous avons également montré que les lames d'eau correspondant aux besoins en eau des cultures sont supérieures aux apports par irrigation. La nappe qui se trouve à environ 4 m ne sera pas rechargée. En plus, dans ces conditions, il est impossible d'assister à un lessivage des sols. Le sol est alors appelé à se dégrader par alcalinisation de manière certaine (Boivin et Laval, 1996).

CHAPITRE III

MODELISATION HYDRODYNAMIQUE DES TRANSFERTS D'EAU AU NIVEAU DES PERIMETRES IRRIGUES DU NORD SENEGAL

INTRODUCTION

La modélisation numérique représente un outil adéquat pour étudier les mouvements de l'eau dans le sol. En effet, la méthode expérimentale est assez laborieuse et demande souvent un investissement humain et financier important. En plus, les modèles permettent de dépasser les limites de l'approche expérimentale, notamment dans le cadre de la prédiction de transferts d'eau occurring dans des conditions différentes de celles pour lesquelles l'expérience était effectuée. Ils représentent alors un véritable outil de prévision et d'aide à la décision, surtout dans l'optique d'une gestion rationnelle des eaux. Plusieurs modèles basés sur différentes théories d'approximation (différences finies, éléments finis classiques, élément finis mixtes hybrides etc.) existent dans ce domaine.

Toutefois, pour les besoins de notre étude et dans le souci de réduire au minimum les sources d'erreurs possibles dans le cadre de la modélisation des transferts d'eau en milieu poreux non saturé, nous avons utilisé notre modèle bidimensionnel basé sur la théorie des éléments finis mixtes hybrides (voir chapitre II de la première partie). En ce qui concerne notre étude menée au niveau des périmètres irrigués du Nord Sénégal, nous procéderons dans un premier temps, par une simulation des observations au niveau du périmètre de Donaye. Ce couplage de l'expérimentation et la modélisation est indispensable pour, d'une part, confirmer le bon fonctionnement de notre modèle numérique et d'autre part, entériner les valeurs expérimentales observées. Dans un second temps, nous effectuerons des simulations de variantes, qui représentent des cas d'écoles avec les caractéristiques des différents types de sols de la région et des pratiques culturales. Dans le cadre d'une politique de gestion conservatoire des eaux et des sols dans la moyenne vallée du fleuve Sénégal, cette partie trouve toute son importance. La région étant en proie à plusieurs programmes

de développement de la culture irriguée, et vu les problèmes exposés dans les chapitres précédents, on comprend la nécessité d'une étude préventive pour garantir, dans l'avenir une agriculture irriguée rentable mais tout aussi durable.

I. CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE DES SOLS

Avant toute modélisation, nous avons besoin de connaître, entre autres, les caractéristiques hydrodynamiques du domaine à modéliser. Mais il se trouve qu'en milieu non saturé, l'une des caractéristiques physiques principales est la courbe de rétention et il est donc indispensable de la déterminer pour toute caractérisation qui se veut conséquente d'un sol non saturé donné. Plusieurs méthodes sont employées pour leur connaissance, d'aucuns optent pour une détermination au champ et d'autres pour une détermination au laboratoire. La méthode de détermination au champ la plus utilisée est celle du drainage interne qui repose sur la mesure simultanée des variations de la teneur en eau et de la charge hydraulique en conditions de ressuyage contrôlé après un apport d'eau important (Vachaud, 1977). En laboratoire, la relation fonctionnelle entre l'humidité du sol et la succion est souvent déterminée à l'aide d'une plaque de tension pour les basses succions (< 1 bar) et au moyen d'un appareil de pression à membrane (Hillel, 1988) pour les succions supérieures. Par contre, si l'échantillon de mesure n'est pas représentatif, il est clair qu'on n'aura pas de concordance entre les mesures *in situ* et les mesures de laboratoire. Ces deux méthodes, souvent utilisées pour la détermination des courbes de rétention sont laborieuses, et demandent un investissement temporel et financier important. Une autre possibilité est d'opter pour une caractérisation hydrodynamique par estimation de paramètres de lois empiriques. En effet, les relations $h(\theta)$ et $K(\theta)$ d'un sol peuvent être décrites par des modèles déterministes comportant un nombre limité de paramètres à déterminer (Russo, 1988). Pour ce faire, nous avons déterminé les courbes de rétention de nos sols en utilisant un modèle physico-empirique proposé par Arya et Paris (1981) basé sur l'analyse granulométrique, la densité de l'échantillon de sol de même que la densité des particules (voir annexe F). Etant donné que dans notre modèle numérique les propriétés physiques des sols sont décrites par l'utilisation des fonctions de Mualem et de Van Genuchten, nous avons ajusté à la fonctionnelle $h(\theta)$ obtenue à partir de la granulométrie et du modèle de Arya et Paris, à la fonction de Van Genuchten. Cet ajustement nous a permis d'estimer les paramètres physiques (θ_r , θ_s , α , n) qui sont des caractéristiques intrinsèques de chaque type de sol. La conductivité hydraulique à saturation des sols a été déterminée au laboratoire pour les horizons de sol supérieurs et *in situ* avec la méthode du Slug-test ou "choc hydraulique" pour le sable aquifère (voir annexe A).

I.1. Méthodes de caractérisation

Dans cette partie, nous présentons les différentes méthodes utilisées pour la caractérisation hydrodynamique de nos sols. Il s'agit des méthodes mises en oeuvre pour déterminer les conductivités hydrauliques à saturation ainsi que celles employées pour établir la courbe de rétention des sols. A son tour, cette courbe de rétention nous permet de déterminer les paramètres hydrodynamiques autres que la conductivité hydraulique à saturation et qui sont des caractéristiques des sols.

I.1.1. Détermination de la conductivité hydraulique à saturation

La détermination de la conductivité hydraulique des sols a été faite à partir de deux méthodes suivant le type de sol. En effet, pour les horizons de sol supérieur au niveau des périmètres, nous avons procédé à des prélèvements d'échantillon, pour ensuite les traiter avec un perméamètre à charge variable. La méthode et les résultats sont décrits en Annexe A. Pour les aquifères, la détermination de la conductivité hydraulique à saturation a été effectuée par la méthode du "Slug-test" ou choc hydraulique (Laval, 1996). Nous avons obtenu des résultats assez cohérents du reste, et les valeurs sont caractéristiques du type d'aquifère que nous avons dans la région, à savoir du sable fin. La méthode et les résultats sont également présentés en Annexe A.

I.1.2. Détermination de la courbe de rétention des sols

Nous avons utilisé le modèle de Arya et Paris (1981) pour déterminer les courbes de rétention de nos sols. Il est essentiellement basé sur les résultats de l'analyse granulométrique, la densité apparente de l'échantillon de sols traité ainsi que la densité des particules. Le traitement de la granulométrie de nos échantillons, nous a permis d'obtenir une série de courbes de rétention (une pour chaque échantillon). A partir de ces différentes courbes, nous avons estimé une courbe de rétention moyenne du sol étudié. Ainsi, l'estimation des caractéristiques hydrodynamiques de chaque type de sol a été effectuée à partir du code RETC (Van Genuchten, 1991). Nous avons présenté la méthode et quelques résultats en Annexe F.

I.2. Résultats des mesures

Dans ce qui suit, nous présentons les résultats obtenus au niveau des périmètres étudiés. Il s'agit là d'exposer l'ensemble des caractéristiques hydrodynamiques des différents types de sol.

I.2.1. Périmètre de Donaye

Comme nous l'avons vu dans le chapitre II, le sol au niveau du périmètre de Donaye va être considéré comme composé de deux types. Un premier qui s'étend sur environ 2 m de profondeur et qui correspond à un horizon argileux et un second en dessous qui représente le sable aquifère. Ces deux types de sols ont été caractérisés séparément.

I.2.1.1 horizon argileux supérieur

L'horizon de sol supérieur constitué d'un sol argileux est considéré comme homogène dans son ensemble. La valeur de conductivité hydraulique à saturation est estimée en moyenne à : $K_{sat} = 3,5 \cdot 10^{-6}$ cm/s (soit une valeur de 0,3 cm/j). La courbe de rétention obtenue pour ce sol est présentée en Annexe F. Par contre, les paramètres hydrodynamiques sont présentés à travers la Tableau III-1, ci-dessous.

Tableau III-1 : Paramètres hydrodynamiques de l'horizon argileux

θ_r [%]	θ_s [%]	α [cm ⁻¹]	n [-]	K_s [cm/j]
2,00	32,9	0,006	1,07	0,30

I.2.1.2. Sable aquifère

S'agissant de l'aquifère, la détermination de la conductivité hydraulique à saturation moyenne a été faite suite à plusieurs essais de "Slug-test" au niveau de l'ensemble du réseau piézométrique de Donaye (Laval, 1996). Les résultats obtenus de même que la valeur de conductivité hydraulique à saturation moyenne, sont présentés dans le tableau III-2 suivant.

Tableau III-2 : K_{sat} de l'aquifère déterminée au niveau des piézomètres par Slug-test.

Piezomètres	DNYa	DNY4	DNY3	DNY2	DNY1	DNYb	DNYc	DNYd
K_{sat} (x 10 ⁻⁵ m/s)	2,2	2,4	2,2	2,0	3,2	4,6	2,3	3,1
Valeur moyenne pour l'aquifère K_{satm} (x 10 ⁻⁵ m/s) :	2,75							

La courbe de rétention du sable aquifère a été déterminée en utilisant les résultats de la granulométrie d'un autre site : le périmètre de Mboyo. En effet, étant donné que nous n'avons pas de données granulométriques sur le sable de Donaye et, du fait qu'il est reconnu comme étant le sable Nouakchottien, nous le supposons être le même qu'à Mboyo. Après traitement des différents échantillons de sable, nous obtenons les courbes caractéristiques moyennes qui sont présentées en Annexe F. A partir de la courbe de rétention moyenne,

nous avons déterminé les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère. Ils sont ainsi présentés à travers le tableau III-3 ci dessous.

Tableau III-3 : Paramètres hydrodynamiques de l'aquifère

θ_r [%]	θ_s [%]	α [cm ⁻¹]	n [-]	Ks [cm/j]
0,5	25,0	0,0115	1,54	237,6

Ainsi en ce qui concerne le périmètre de Donaye, nous systématisons en disant que le sol est constitué de deux matériaux de propriétés hydrodynamiques différentes, un horizon argileux supérieur et un horizon sableux inférieur qui constitue l'aquifère. Les valeurs des paramètres hydrodynamiques sont reportées dans le tableau III-4 ci-dessous.

Tableau III-4 : Récapitulatif des paramètres hydrodynamiques des sols à Donaye

Matériaux	θ_r [%]	θ_s [%]	α [cm ⁻¹]	n [-]	Ks [cm/j]
1	2	32,9	0,006	1,07	0,3
2	0,5	25,0	0,0115	1,54	237,6

1 : horizon argileux supérieur, 2 : sable aquifère

1.2.2. Le Périmètre de Ouro Madiou

Dans ce périmètre, il nous est très difficile de localiser précisément chaque hétérogénéité. Ainsi, dans le souci de simplifier le problème, nous avons alors, en première approximation, considéré deux types de sols dans ce périmètre : le sable aquifère et les horizons de sols supérieurs. Pour les horizons de sols supérieurs, nous considérons deux secteurs. Le premier secteur s'étend du bourrelet de berge du fleuve Doué jusqu'au piézomètre OM4, le sol sera considéré comme limono-argileux. Le second secteur s'étend du piézomètre OM4 jusqu'au piézomètre OM6, le sol est considéré comme argilo-limoneux.

1.2.2.1. horizons de sols supérieurs

Pour le premier secteur, nous avons une conductivité hydraulique à saturation moyenne de $K_{sat1} = 7,0 \cdot 10^{-5}$ cm / s (soit une valeur de 6,0 cm / j). Dans le second secteur, nous avons une valeur moyenne de la conductivité hydraulique à saturation qui est de $K_{sat2} = 3,2 \cdot 10^{-5}$ cm / s (soit une valeur de 3,3 cm / j).

Evidemment dans le second secteur nous avons une conductivité hydraulique à saturation plus faible qui s'explique par l'importance de l'argile dans cette partie du périmètre.

Pour l'ensemble des deux secteurs, les paramètres hydrodynamiques sont déterminés par ajustement de la fonction de Van Genuchten sur la courbe de rétention du sol. Nous avons établi des courbes caractéristiques pour le secteur tomates constitué d'un sol plus ou moins léger, et également pour le secteur oignons constitué d'un sol plus lourd (voir chapitre II). Ces courbes de rétention sont présentées en annexe F.

1.2.2.2. Sable l'aquifère de Ouro Madiou

La conductivité hydraulique à saturation est estimée en moyenne à $K_{sat} = 1,5 \cdot 10^{-3} \text{ cm/s}$ (soit une valeur de 126,0 cm/j).

La courbe de rétention pour ce sable est présentée en annexe A. Les paramètres hydrodynamiques résultant de l'ajustement de la fonction de Van Genuchten sur la courbe de rétention du sable aquifère, sont présentés dans la tableau III-5 ci-dessous.

Ainsi, le tableau récapitulatif ci-dessous nous permet de voir l'ensemble des paramètres hydrodynamiques des sols du périmètre de Ouro Madiou.

Tableau III-5 : Récapitulatif des paramètres hydrodynamiques des sols à Ouro Madiou

Matériaux	θ_r [%]	θ_s [%]	α [cm ⁻¹]	n [-]	Ks [cm/j]
1	6,7	34,6	0,0025	1,93	6,0
2	8,8	30,2	0,0015	1,72	3,3
3	2,2	30,6	0.007	1,58	126,0

1 : secteur tomate, 2 : secteur oignon, 3 : sable aquifère

II. SIMULATIONS ET RESULTATS

II.1. Simulation des observations à Donaye

Dans cette partie nous exposons les conditions à partir desquelles les simulations ont été effectuées. L'objectif visé est de retrouver les grandes tendances de l'évolution des pressions dans la parcelle durant la campagne agricole. Ces pressions ont été auparavant mesurées au niveau du site à l'aide de tensiomètres installés à différentes profondeurs.

II.1.1. Conditions aux limites

II.1.1.1. limite supérieure du Domaine

La culture de riz dans la parcelle se fait par submersion. Ceci veut dire qu'il existe sur la parcelle une certaine lame d'eau durant toute la campagne. Ainsi, nous avons installé des échelles limnimétriques qui nous ont permis de suivre l'évolution de cette lame d'eau. L'analyse des relevés nous a permis de déterminer une lame d'eau moyenne pour chaque relevé. Dans les simulations menées, nous imposerons à la limite supérieure du domaine et pour chaque période de calcul, une pression égale à la lame d'eau moyenne estimée durant cette même période.

Les valeurs de l'ETR utilisées sont inspirées des résultats des travaux de Claire Salvignol sur l'ETR du riz. Pour tenir compte de l'ETR dans la modélisation, nous considérons un flux quittant le domaine égale à l'ETR.

II.1.1.2. limite inférieure

Dans cette partie du domaine nous considérons que nous sommes entièrement dans la nappe. Ceci veut dire que les forces de succion sont quasi inexistantes et que le seul mouvement d'eau est dû à un écoulement latéral. Nous supposons alors qu'il n'y a pas d'échange à travers cette partie du domaine. Cette limite inférieure sera considérée comme imperméable.

II.1.1.3. limites latérales

Pour les limites latérales du domaine, nous en avons deux, une première à l'Ouest et une seconde à l'Est. Pour la limite à gauche, nous imposerons pour les côtés des mailles appartenant au sable aquifère, les valeurs de piézométries mesurées au niveau du piézomètre DNYa. Pour la partie composée des côtés des mailles appartenant à l'horizon supérieur, en supposant que les transferts latéraux d'eau y sont très faibles, elle sera considérée comme

imperméable. De la même manière, pour la limite droite du domaine, nous imposons, pour les côtés des mailles appartenant au sable aquifère, les valeurs de charge piézométrique relevées au niveau du piézomètre DNYPd durant la campagne. Pour la partie composée de côtés de mailles qui appartiennent aux horizons supérieurs, nous la considérons comme une limite imperméable.

II.1.2. Conditions initiales

L'étude expérimentale ayant débuté après la première mise en eau de la parcelle, il nous a été impossible de déterminer d'une manière exacte les conditions initiales avant irrigation. Nous avons alors posé comme hypothèse qu'à la fin de l'irrigation, le milieu évolue vers les conditions d'avant irrigation c'est à dire les conditions initiales. Sur la base de cette hypothèse, nous avons laissé les tensiomètres dans la parcelle un mois après la fin de l'irrigation. Ainsi, les valeurs de pression relevées nous ont permis de générer des conditions initiales pour l'ensemble du domaine simulé.

L'ensemble des simulations concernant ce périmètre sont effectuées sur la base de ces hypothèses parfois assez simplificatrices.

II.1.3. Résultats des simulations à Donaye IT1

A l'issu des simulations effectuées, nous représentons les résultats obtenus à travers les figures ci-dessus. Nous avons représenté sur ces figures, les valeurs de pression mesurées et celles simulées à l'emplacement des tensiomètres dans les parcelles et, ceci, à différents moments de la campagne agricole.

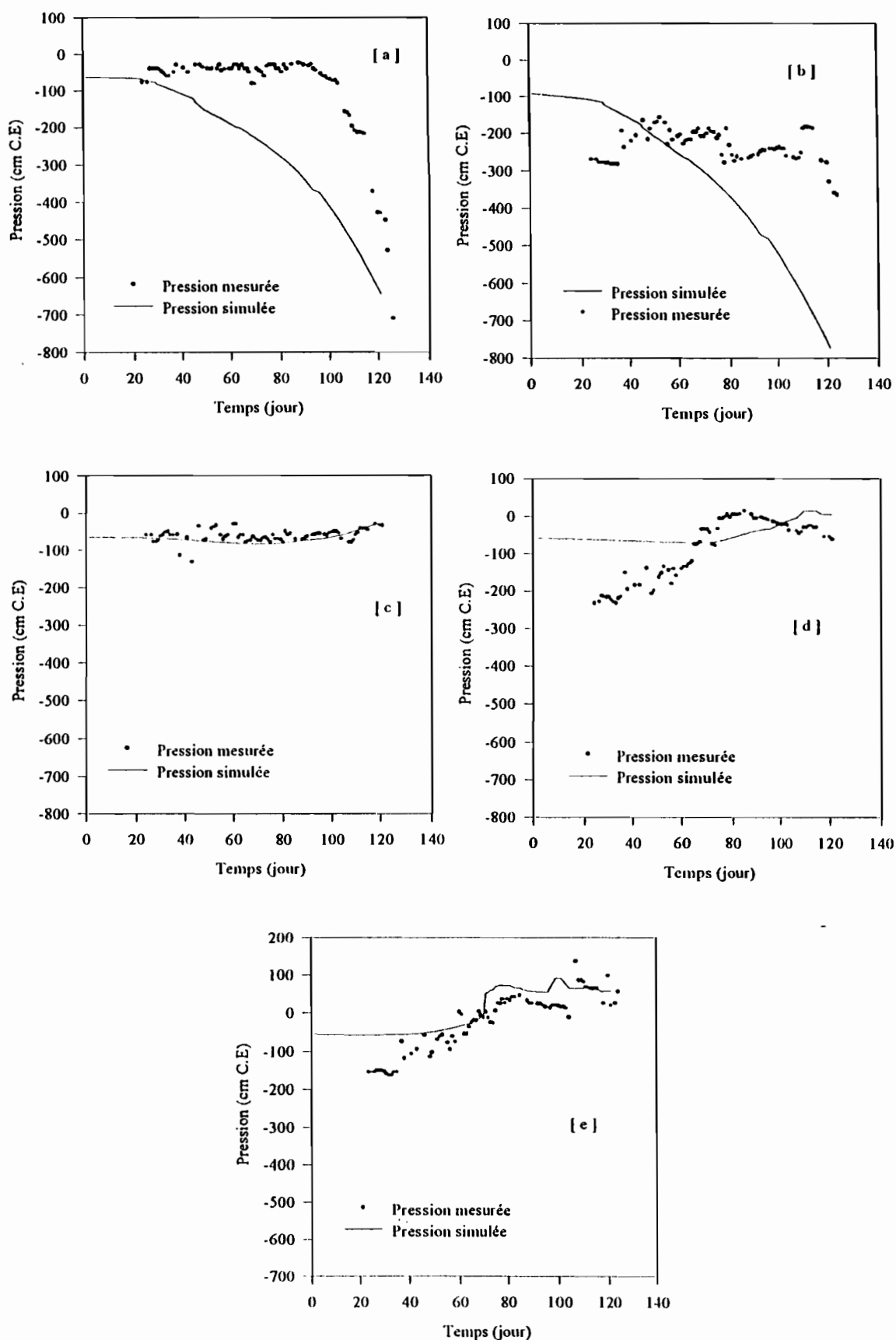


FIG III-1 : Evolution comparée des pressions mesurées et simulées à DNYP2 : [a] tensiomètre à 20 cm, [b] à 40 cm, [c] à 60 cm, [d] tensio à 95 cm et [e] tensio à 135 cm.

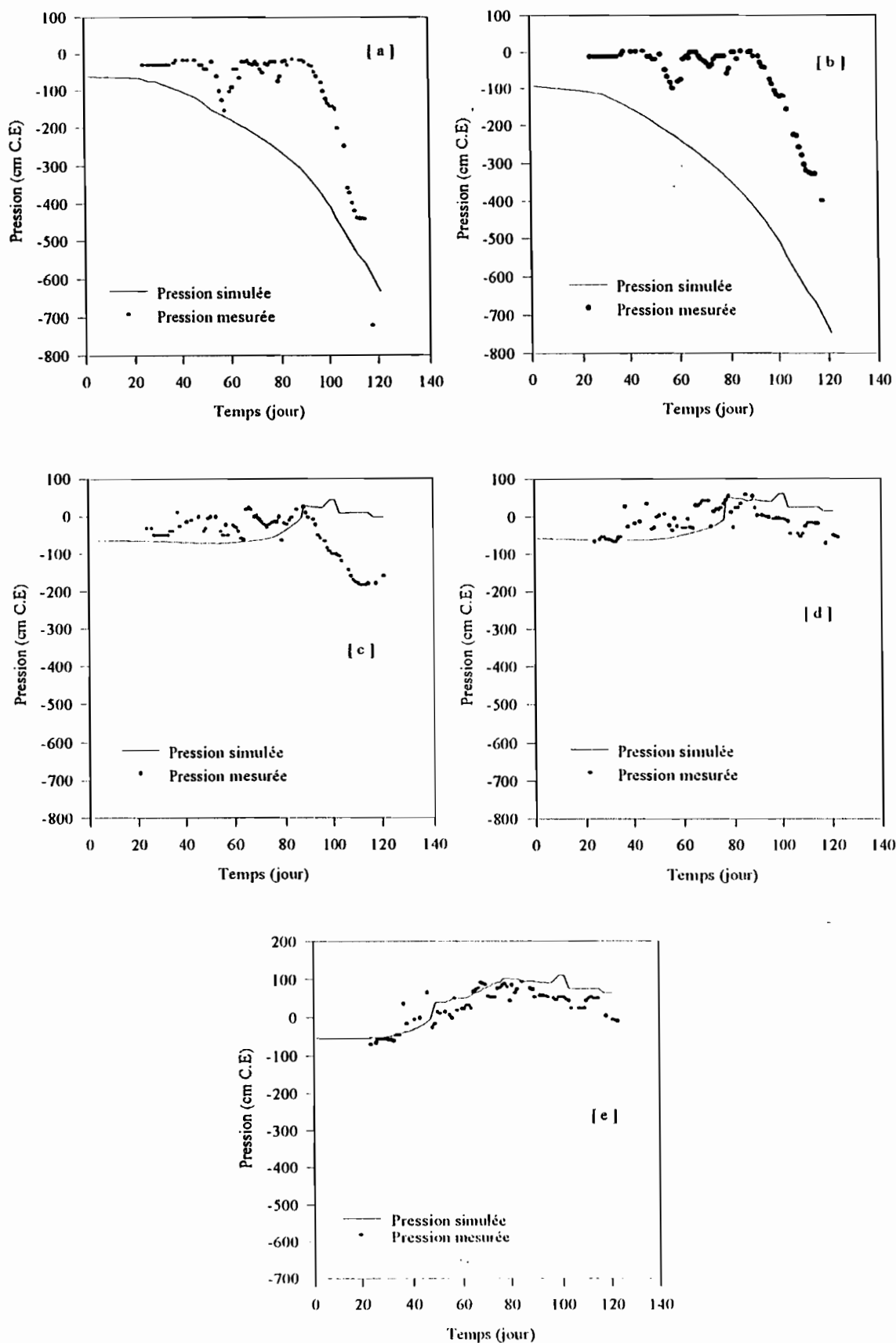


FIG III-2 : Evolution comparée des pressions mesurées et simulées à DNYP3 : [a] tensiomètre à 20 cm, [b] à 40 cm, [c] à 60 cm, [d] tensio à 95 cm et [e] tensio à 135 cm.

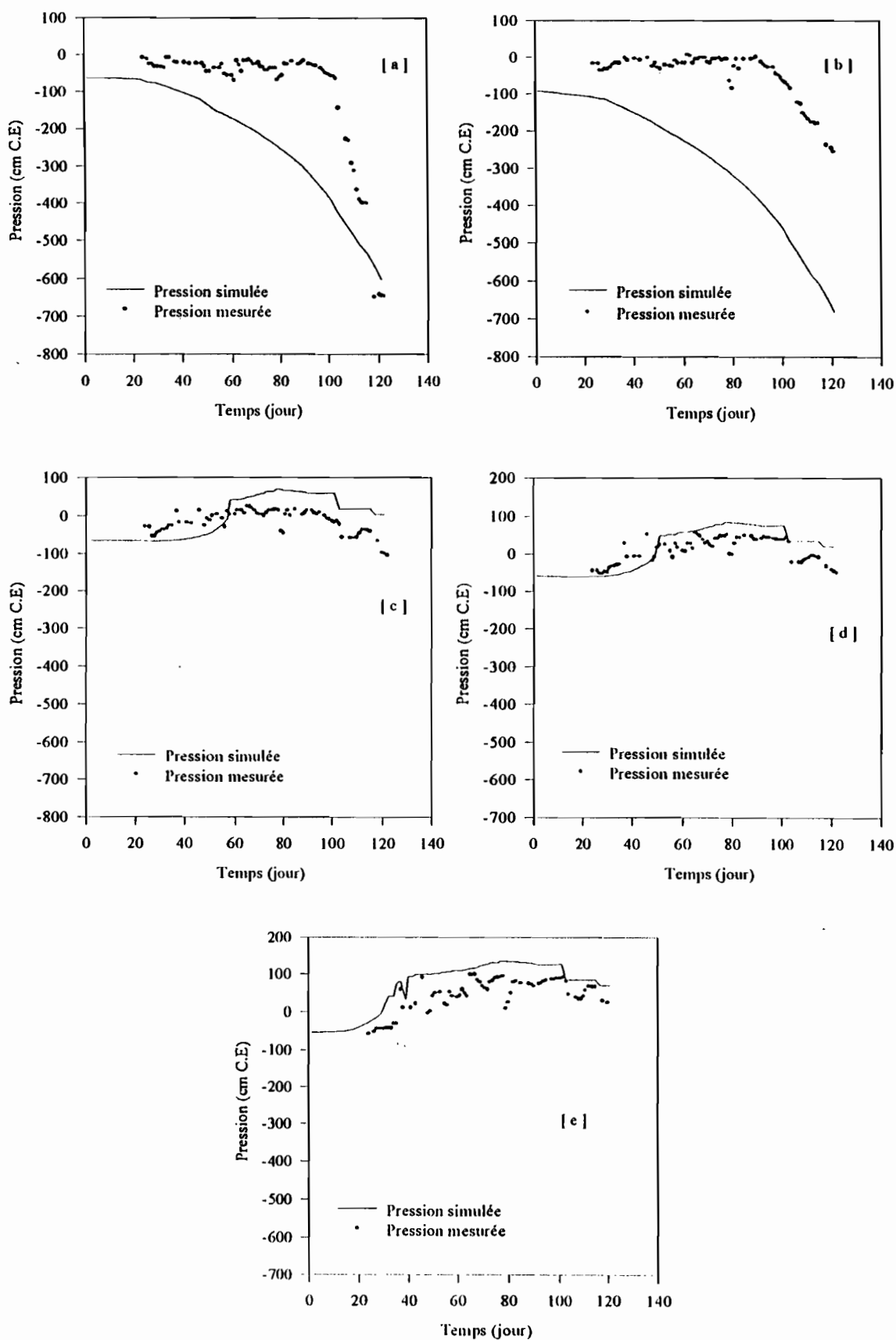


FIG III-3 : Evolution comparée des pressions mesurées et simulées à DNYP4 : [a] tensiomètre à 20 cm, [b] à 40 cm, [c] à 60 cm, [d] tensio à 95 cm et [e] tensio à 135 cm.

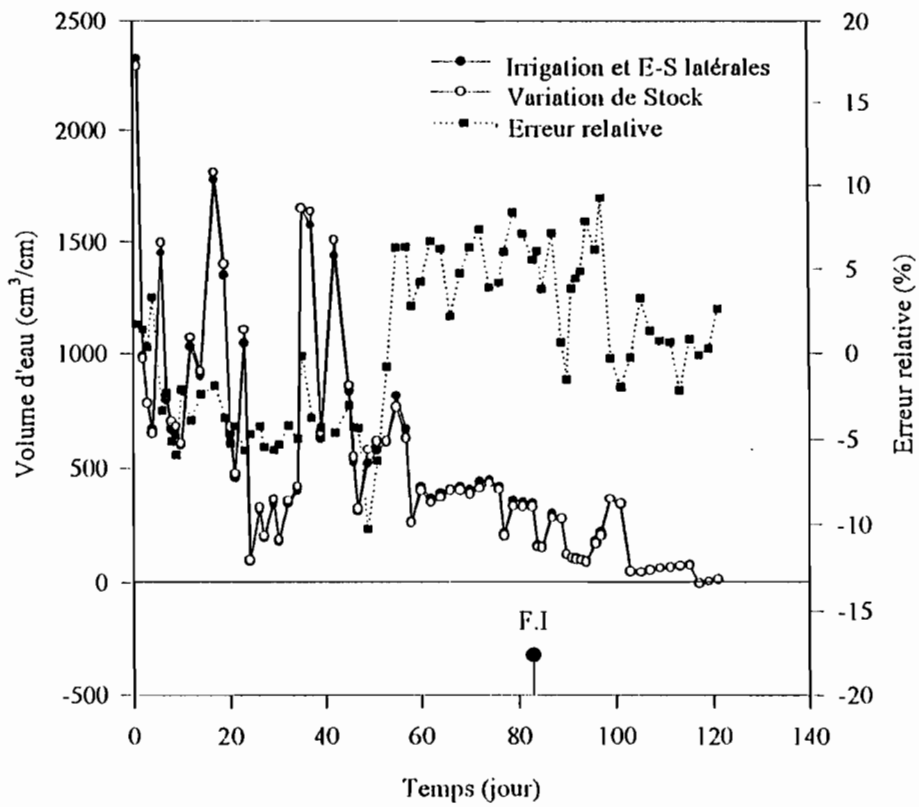


FIG III-4 : Evolution des volumes d'eau échangés à Donaye

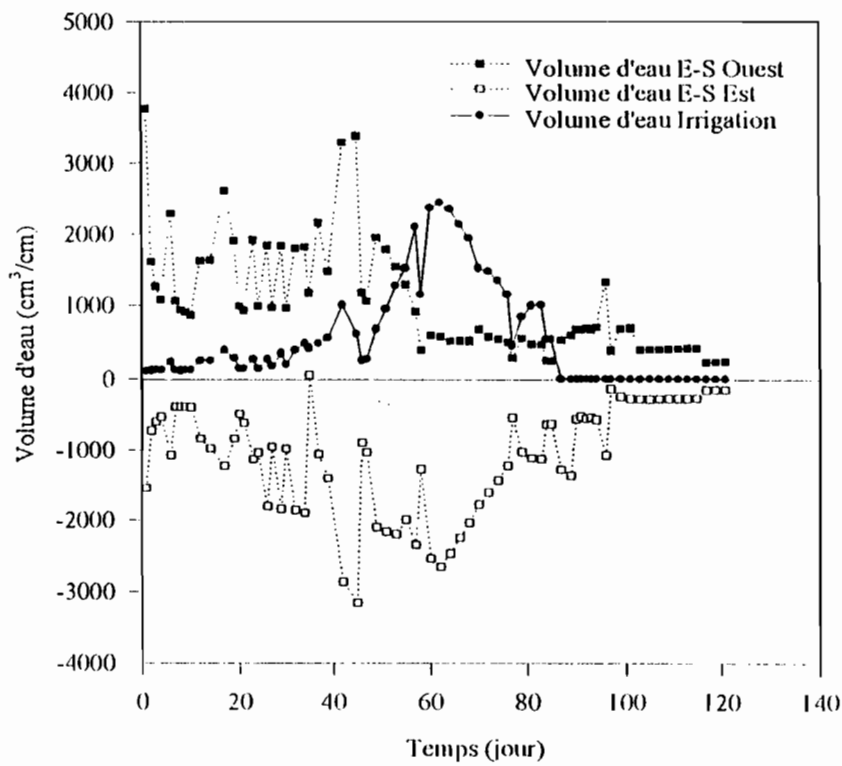


FIG. III-5 : Volumes d'eau échangés à Donaye; Irrigation et entrées-sorties latérales

L'erreur relative ainsi évaluée est calculée par rapport à la somme des volumes d'eau échangés par irrigation et des Entrées-Sorties latérales. Ce choix se justifie par le fait que le volume d'eau évalué par le calcul des flux est plus correct que la détermination de la variation de stock, la méthode mixte garantissant un calcul de flux exact. Du point de vue numérique, l'erreur sur la bilan est acceptable (voir tableau III-6 et figure III-5), et elle pourrait certainement être améliorée en adoptant des tailles de maille plus petites (nous avons utilisé des tailles de mailles de 100 cm). Les distributions de pression obtenues dans le domaine sont présentées en annexe G.

Tableau III-6 : Donaye : Volume d'eau Infiltré et variation de Stock

Temps (jour)	Δ Stock cm ³ /cm)	Volume Infiltré (cm ³ /cm)	Entrées-Sorties Latérales (cm ³ /cm)	Erreur Relative (%)
1	2287,7	107,6	2220,1	1,72
10	608,1	127,1	468,1	-2,11
20	679,5	146,6	497,3	-5,52
30	185,6	194,7	-18,8	-5,51
39	654,6	554,9	71,4	-4,51
51	615,1	952,9	-376,4	-6,75
60	399,50	2364,2	-1947,8	4,05
70	381,9	1512,7	-1106,8	5,91
79	327,6	836,3	-481,2	7,74
85 (F.I)	148,6	531,7	-377,4	3,69

* F.I : fin irrigation

Différents facteurs permettent d'expliquer les écarts parfois importants, observés entre les valeurs de pression mesurées et simulées.

- Difficultés d'avoir des conditions initiales exactes : dans le cadre de nos simulations à Donaye, les conditions initiales précises sont inconnues. Les valeurs de pression initiales utilisées pour les simulations sont déduites de la tendance générale donnée par les relevés tensionométriques à la fin de la campagne agricole. Nous avons alors considéré une distribution homogène des profils de pression initiale dans le domaine, ce qui n'est probablement pas la réalité.
- Difficultés d'avoir des caractéristiques physiques correctes des sols : la détermination de la fonctionnelle $h(\theta)$ qui permet de caractériser les sols en milieu non saturé a été faite à partir du modèle mathématique de Arya et Paris basé sur l'utilisation des résultats de la

granulométrie. On sait que ce type de modèle donne de bons résultats pour des sols sableux et médiocres pour des sols argileux, comme c'est le cas pour nos sols. Nous avons une image du sol à l'état sec, ce qui alors peut entraîner des erreurs d'estimation sur la courbe de rétention. Nous ajoutons à ceci, l'erreur sur la fonction de Van Genuchten ajustée sur la courbe de rétention pour déterminer les paramètres hydrodynamiques de nos sols.

- Dynamique hydrique complexe des vertisols : nous pouvons être confronté à des zones sèches qui sont dues à un piégeage d'air survenu lors de la fermeture des fentes de retrait dès la première irrigation. Ceci est dû au phénomène de retrait gonflement propre aux vertisols et qui n'est pas pris en compte par le modèle mais que les tensiomètres eux prennent en compte. Nous pensons alors qu'il faut passer à une caractérisation physique propre aux sols gonflant pour mieux décrire la dynamique hydrique pour ces types de sols.
- La non maîtrise de l'ensemble des facteurs intervenant dans la dynamique hydrique au sein de la parcelle : nous noterons dans cette catégorie l'influence des échanges entre la nappe et le fleuve Doué qui n'est pas prise en compte par le modèle mais, qui l'est certainement avec les mesures tensiométriques. Il faudra aussi ajouter l'influence des inondations survenues durant la campagne, et qui ont duré environ un mois dans la zone.
- Nous pouvons également noter l'incertitude sur les mesures tensiométriques et le fonctionnement parfois douteux de certains tensiomètres, notamment celui situé à 40 cm au niveau du site situé au pied du piézomètre DNYP2.
- L'approximation assez grossière de l'ETR basée sur deux valeurs moyennes, une première estimée avant le tallage et une seconde estimée après tallage. Ces deux valeurs ne suffisent certainement pas à elles seules à rendre compte de l'ETR exacte dans la parcelle.
- Influence de l'hystérèse sur les simulations : l'effet de l'hystérèse n'est pas pris en compte dans le modèle. Ceci peut entraîner parfois des résultats de simulations médiocres, notamment dans le cas de sols alluviaux qui sont souvent caractérisés par une texture sablo-limoneuse et la présence permanente d'une nappe située à faible profondeur (Gaillard et Mermoud, 1995), ce qui est le cas pour nos sites d'étude.

Au regard des volumes d'eau échangés dans la parcelle, on notera que, durant les premiers jours, l'essentiel des transferts se fait à travers les Entrées à partir du côté Ouest du domaine (emplacement du Piézomètre DNYPa). Ce n'est qu'au delà du cinquantième jour que le volume d'eau infiltré devient important. Cela s'explique d'une part, par le fait que c'est durant cette période que nous avons la lame d'eau la plus importante dans la parcelle (en moyenne 12 cm), et d'autre part par le fait que les horizons de sol supérieur sont presque tous saturés. L'importance de la lame d'eau au niveau de la parcelle trouve son explication dans le fait qu'en cette période, nous sommes proche du tallage.

Il est intéressant de voir également que c'est durant cette même période (avec un léger décalage), que les niveaux des piézomètres au niveau de la parcelle sont au maximum. Il est alors commun de dire que, dans ce cas précis, la nappe reçoit des eaux provenant de l'irrigation. Etant donné les différentes sources d'alimentation possibles de la nappe, il nous est très difficile de donner une valeur de recharge de la nappe provenant de l'irrigation. Par ailleurs, nous pouvons évaluer le volume d'eau provenant de l'irrigation et participant au stock d'eau cumulé dans la parcelle à chaque instant. Ainsi, ce volume d'eau représente 4,6% du stock d'eau cumulé dans le domaine au premier jour d'irrigation pour atteindre 7,7% au niveau du soixantième jour, et enfin à 1,5% à la fin de l'irrigation. Ces résultats sont de concert avec les études expérimentaux, et confirment une recharge de la nappe à Donaye par les eaux d'irrigation.

II.2. Simulation de variantes

Cette partie représente une étude exploratoire permettant de prévoir l'évolution du niveau de la nappe suivant les pratiques culturales et les types de sols. Ainsi nous effectuerons des simulations suivant le type de sol des périmètres (*fondé* ou *hollaldé*), les types de cultures (tomates, oignons, riz et double riziculture) et les caractéristiques de l'aquifère.

II.2.1. Structure du domaine et hypothèses de simulation

Dans l'ensemble des simulations exploratoires, nous supposons un domaine constitué d'une parcelle isolée dans laquelle seront pratiquées les différentes cultures à savoir riziculture, double riziculture et polyculture. Pour la dimension de la parcelle, nous nous proposons une longueur de 100 m (longueur intermédiaire entre la parcelle de riz à Donaye et les parcelles de tomates à Ouro Madiou). Nous supposons le substratum de la nappe à 7 m de la surface du sol avec 2,5 m de sol constituant l'horizon supérieur et 5,5 m de sable aquifère. Nous envisagerons dans les simulations, différentes position de la nappe à l'état initial.

Il est évident que les résultats obtenus seront généralisables pour chaque périmètre dont les sols répondent aux caractéristiques physiques utilisés.

II.2.1.1. Conditions aux limites

Dans la figure III-6 ci-dessous, nous présentons la géométrie du domaine et les conditions aux limites.

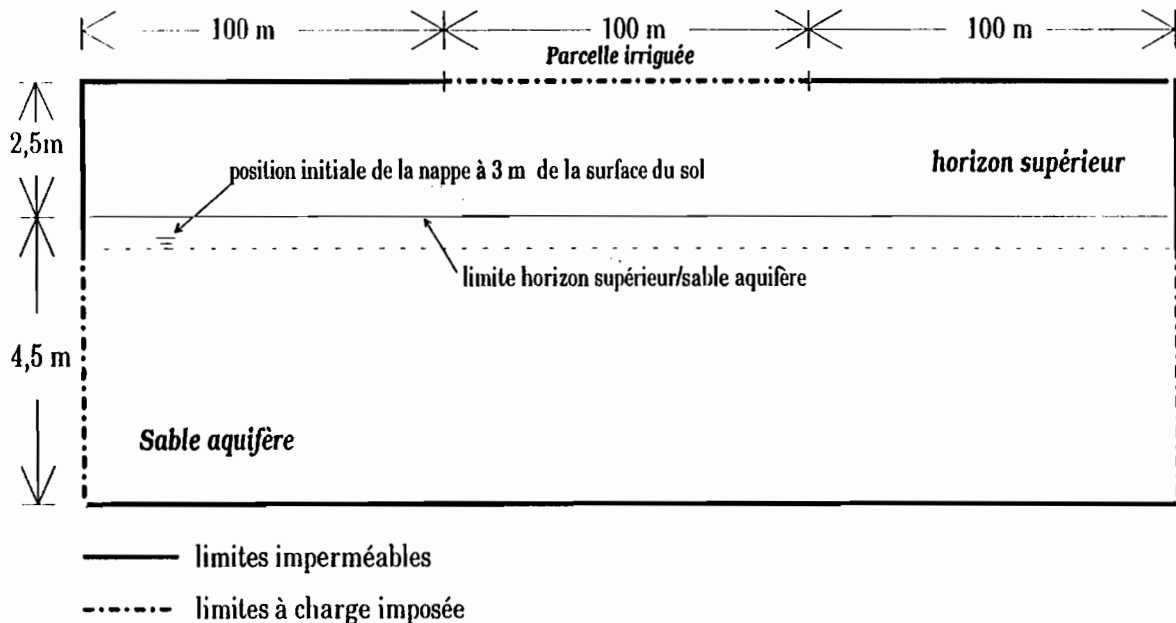


FIG. III-6 : Domaine de simulation et conditions aux limites

Pour les limites supérieures de l'ensemble des simulations, nous aurons une condition de pression imposée au niveau de la parcelle à chaque fois qu'il y a irrigation. Pour la riziculture, nous nous sommes inspiré en grande partie sur les valeurs de lame d'eau mesurée à Donaye durant la campagne hivernale 1995. Nous avons alors pris une lame d'eau moyenne de 12 cm. Pour la polyculture nous nous sommes basé sur les mesures expérimentaux effectués au niveau du périmètre de Ouro Madiou. Dans les deux cas, l'évapotranspiration est considérée comme égale à la lame d'eau évapotranspirée par la culture en question.

La limite inférieure est considérée comme étant le substratum de l'aquifère, elle est alors considérée comme une limite imperméable pour l'ensemble des simulations.

S'agissant des limites latérales, nous avons supposé qu'elles se situent de part et d'autre de la parcelle, à une distance suffisante pour ne pas être influencées par l'effet des mouvements d'eau dus à l'irrigation. Ainsi, au niveau de ces limites, est imposée, pour les cotés des mailles se trouvant dans la nappe, une charge hydraulique correspondant au niveau de la nappe à l'état initial et pour les cotés des mailles supérieurs ne se trouvant pas dans la nappe, cette partie est considérée comme imperméable.

II.2.1.2. Conditions initiales

Les conditions initiales seront à chaque fois des profils de pression inspirés des relevés tensionométriques à Donaye et à Ouro Madiou.

II.2.2. Exécution des simulations

Nous considérons un aquifère unique pour l'ensemble des simulations. Les caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère sont présentées dans le tableau III-7 ci-dessous. Pour la conductivité hydraulique de l'aquifère, nous avons considéré la moyenne entre la valeur estimée pour l'aquifère de Donaye et celle estimée pour l'aquifère à Ouro Madiou. Pour les autres paramètres notamment ceux des fonctions de Van Genuchten, nous avons pris ceux déterminés pour l'aquifère à Ouro Madiou.

Tableau III-7 : Paramètres hydrodynamiques du sable aquifère

Matériau	θ_r [%]	θ_s [%]	α [cm ⁻¹]	n [-]	K_s [cm/s]
sable aquifère	2,2	30,6	0.007	1,58	181,5

II.2.2.1. Riziculture sur du Fondé (sol léger)

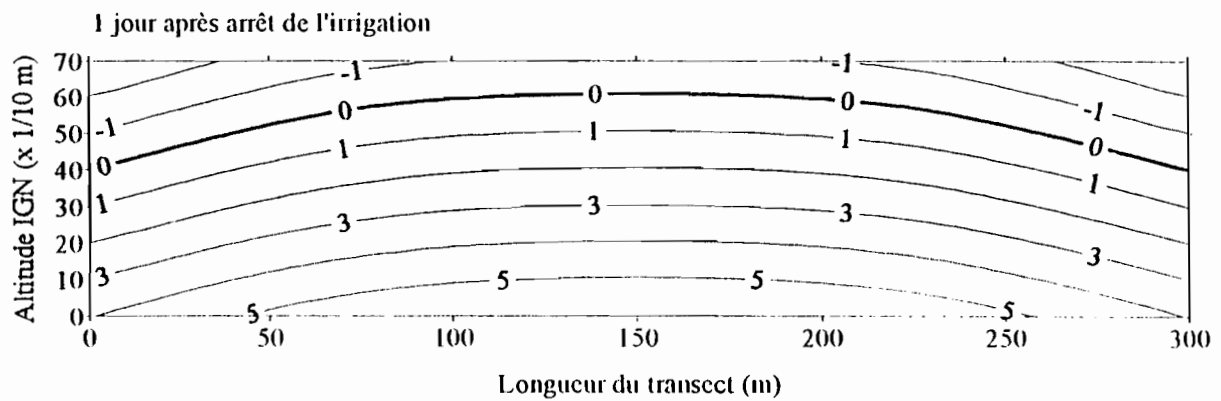
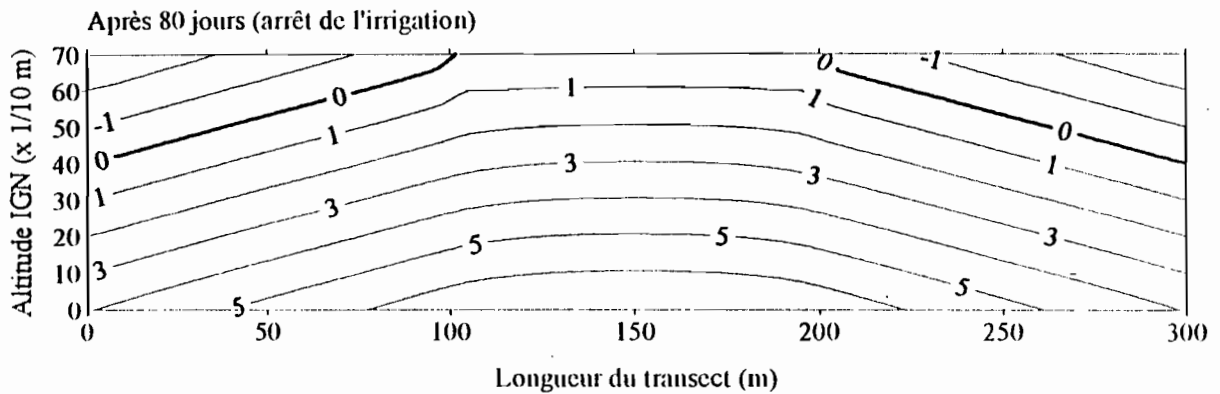
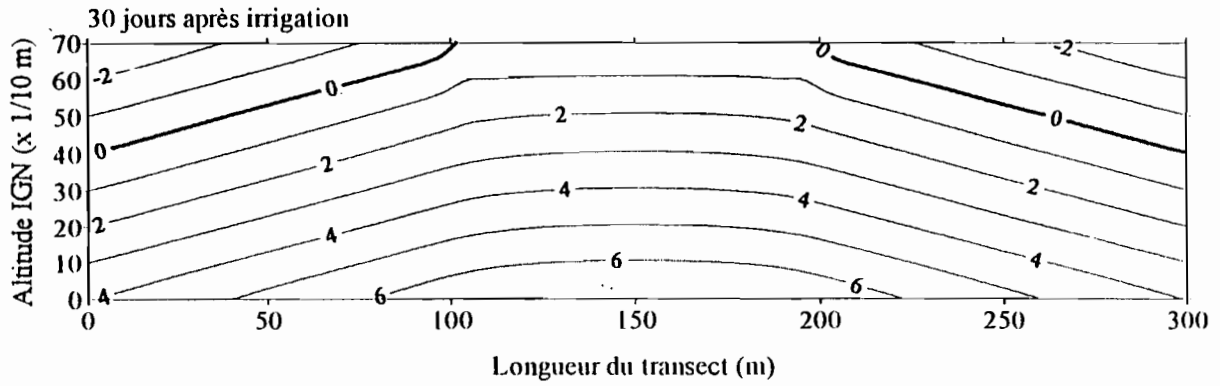
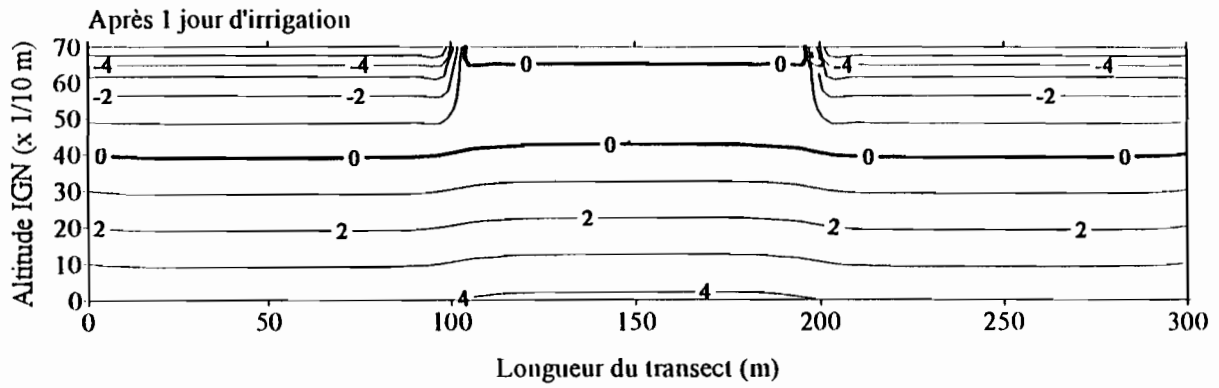
Concernant la riziculture d'une manière générale, nous considérons une durée totale de la campagne de 120 jours, dont 80 jours d'irrigation (parcelle sous eau) et 40 jours après arrêt de l'irrigation (récolte). Pour le sol de type *fondé*, nous avons pris comme paramètres hydrodynamiques, ceux déterminés pour le sol de la parcelle située dans le secteur tomate à Ouro Madiou. C'est le sol le plus léger que nous avons rencontré sur le terrain. Ces paramètres sont exposés pour mémoire au tableau III-8 ci-dessous.

Tableau III-8 : Caractéristiques hydrodynamiques d'un sol de type Fondé

Matériau	θ_r [%]	θ_s [%]	α [cm ⁻¹]	n [-]	K_s [cm/s]
Fondé	6,7	34,6	0,0025	1,93	6,0

Résultats des simulations

Cette étude se veut d'abord qualitative. Nous présentons à travers les figures ci-dessous, les résultats des simulations pour une riziculture dans du *fondé*. Ils montrent l'évolution du niveau de la nappe durant l'irrigation et après l'arrêt de l'irrigation.



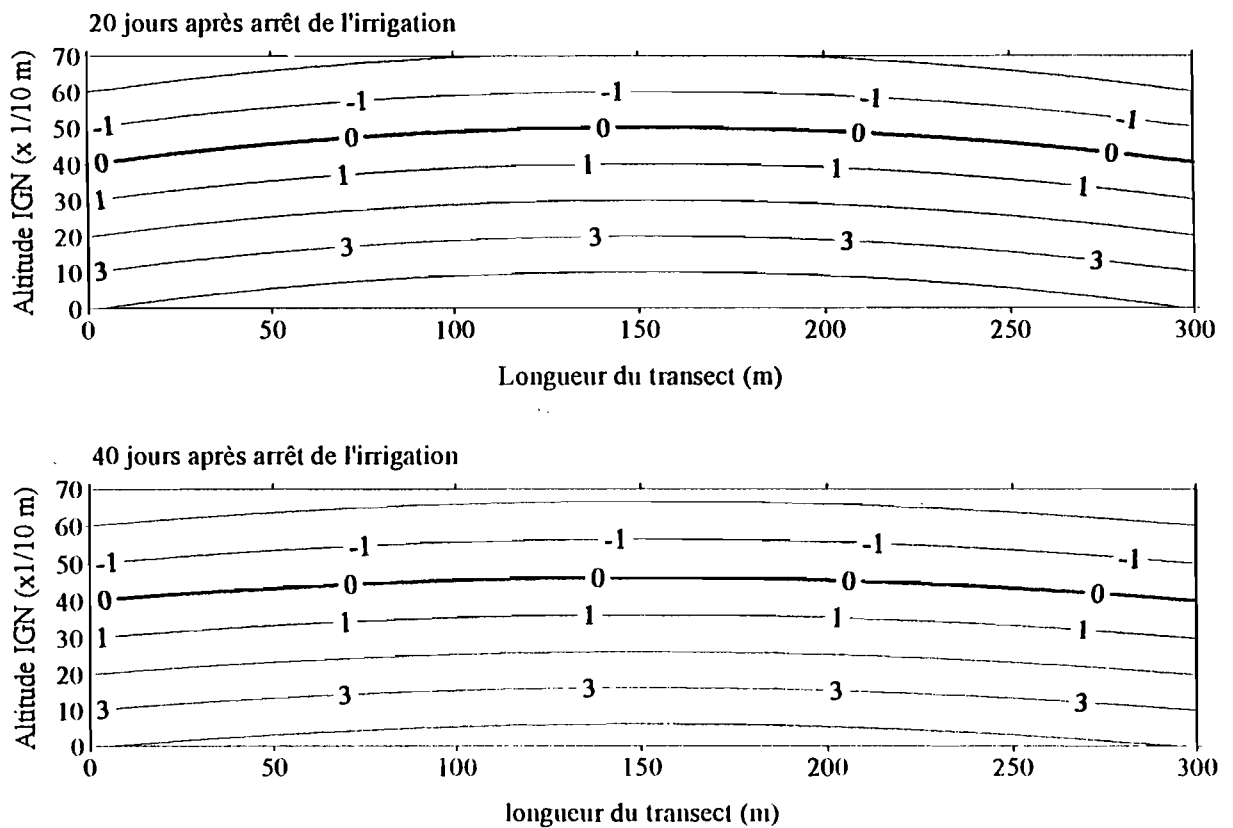


FIG. III-7 : Riz sur du fondé ; Evolution du niveau de la nappe durant et après arrêt de l'irrigation

Ces résultats montrent que la culture du riz dans un sol léger (*fondé*) est risquée dans la mesure où on est certain que la nappe est affleurante durant toute la durée de l'irrigation. En revanche, nous observons qu'après l'arrêt de l'irrigation, un retrait de la nappe qui tend à retrouver sa position initiale. Si l'eau de cette nappe est salée, avec l'évaporation assez importante, alors il est certain qu'elle déposera ses sels en surface lors de son retrait.

Nous présentons également les volumes d'eau échangés durant la campagne (voir tableau III-9) ainsi qu'un essai de bilan. L'ensemble est illustré à travers la figure III-8 ci dessous.

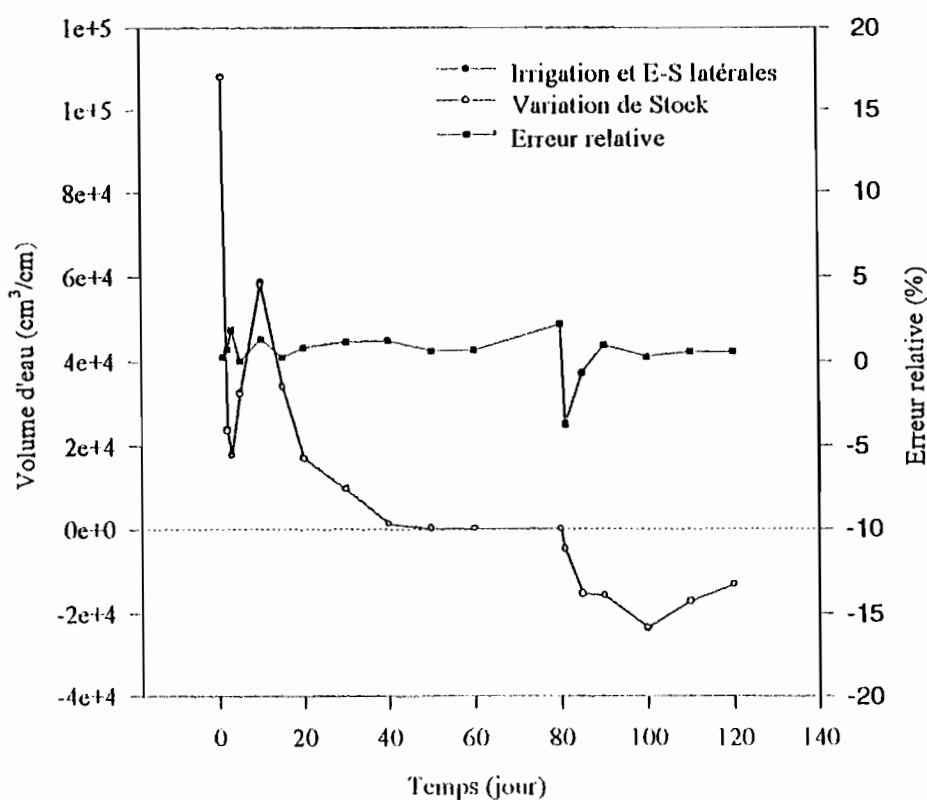


FIG III-8 : Riz sur fondé ; volumes d'eau échangés dans le domaine

On remarquera sur ce graphique, qu'aux environs du quarantième jour, la variation de stock est nulle, et c'est comme si nous sommes en régime permanent. Ceci se justifie par le fait qu'en ce moment de l'irrigation, la nappe est affleurante et que toute l'eau apportée par irrigation, s'écoule latéralement à travers les côtés. Ce constat est fait également avec les distributions de pression (voir figure III-7) où celle obtenue à 30 jours est relativement identique à celle obtenue à 80 jours (arrêt de l'irrigation). On notera aussi que le bilan de masse reste exact.

Tableau III-9 : Riz sur Fondé : Volume d'eau Infiltré et variation de Stock

Temps (jour)	Δ Stock cm ³ /cm)	Volume Infiltré (cm ³ /cm)	Entrées-Sorties Latérales (cm ³ /cm)	Erreur Relative (%)
1	107960,6	108135,5	119,2	0,27
5	32410,3	26123,9	6303,9	0,05
20	16915,7	27765,1	-10708,4	0,82
60	14,1	43724,5	-43710,3	0,70
80 (F.I)	1,7	87332,5	-87330,8	0,00

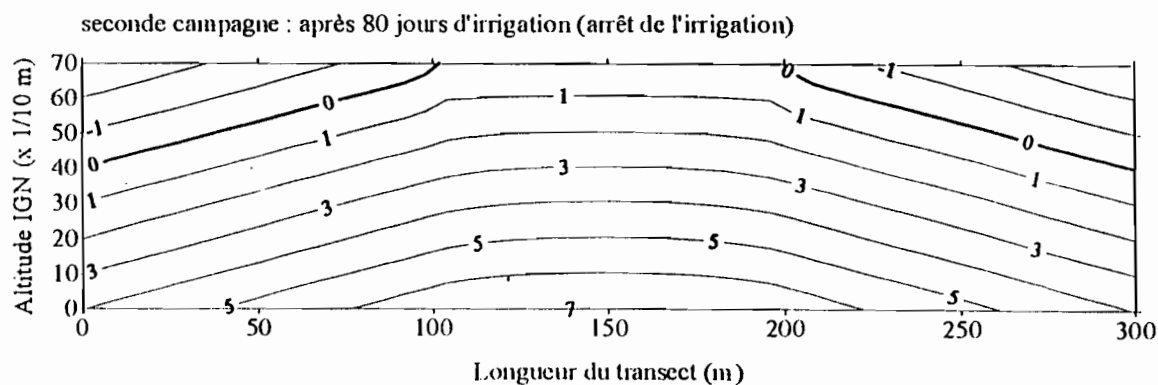
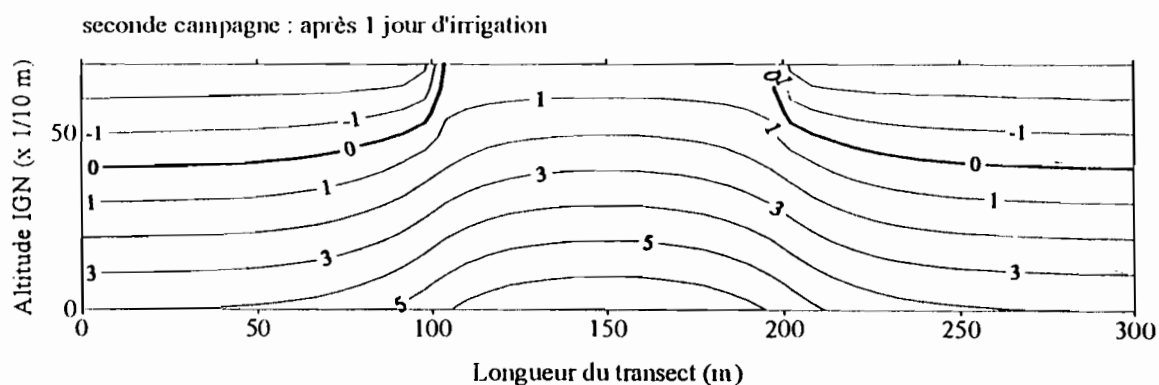
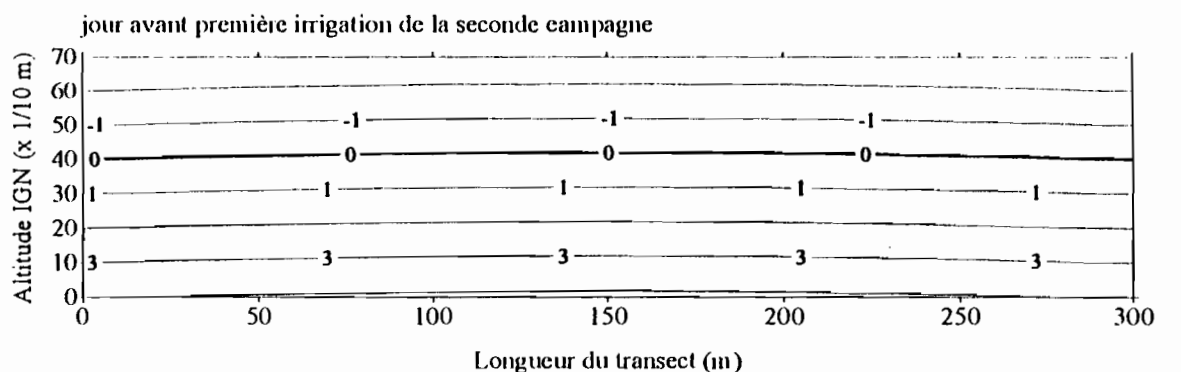
* F.I : fin irrigation

II.2.2.2. Double riziculture sur du Fondé

Nous considérons dans cette partie le même problème que pour la simple riziculture sur du *fondé* seulement, nous supposons entre les deux campagnes agricoles une durée égale à 2 mois constituant la période interculture. Nous avons vu avec la simple riziculture sur du *fondé* que la nappe avait tendance à retrouver sa position initiale.

Résultats des simulations

Nous présentons à travers les graphiques suivants le mouvement de la nappe durant la seconde campagne. Ce choix est justifié, par le fait que les résultats de la première campagne restent identiques à ceux obtenus dans le cas de la simple riziculture.



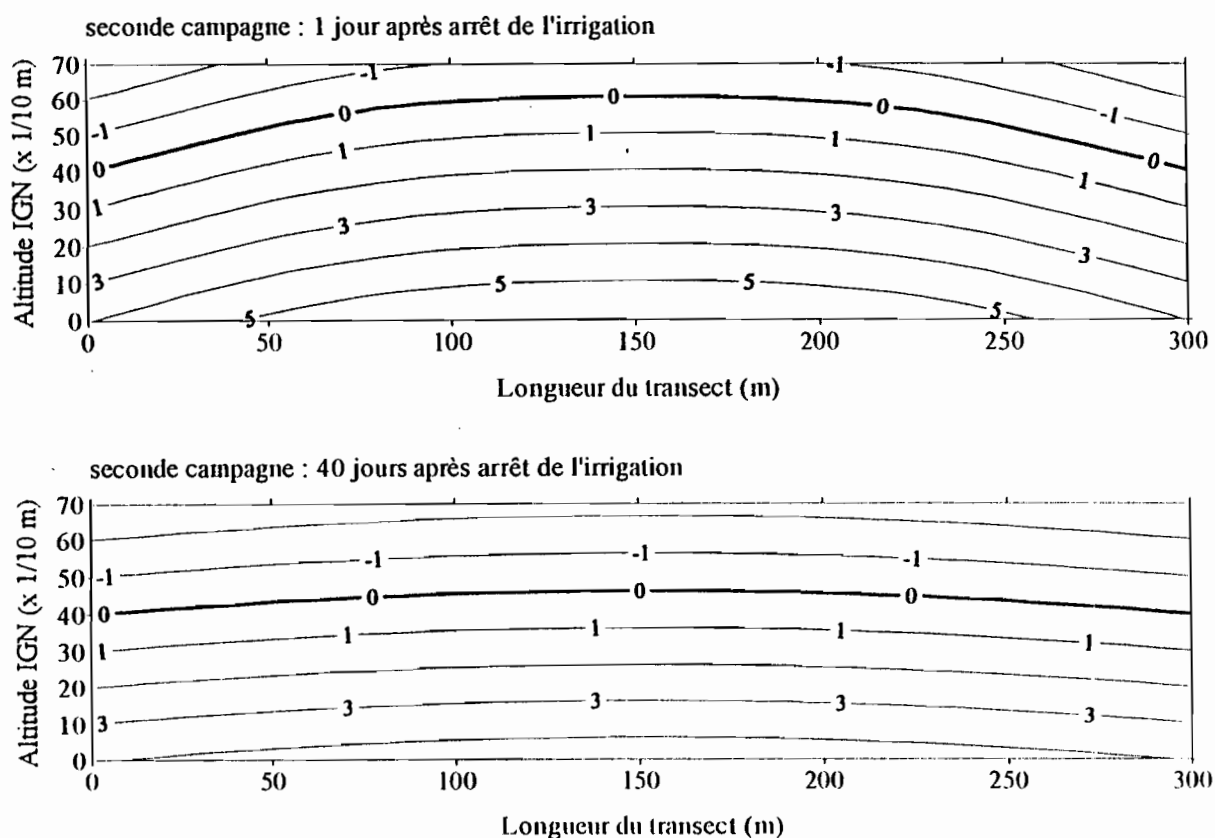


FIG. III-9 : Double riziculture sur du fondé ; évolution du niveau de la nappe avant, durant et après l'irrigation

Les résultats montrent une évolution de la nappe presque identique à celle de la simple riziculture (voir figure III-9). La seule différence se situe au niveau du premier jour après irrigation, dans la seconde campagne, l'eau d'irrigation arrive à la nappe dès le premier jour contrairement à ce qu'on observe pour la simple riziculture. Cette différence peut s'expliquer simplement par une différence des conditions d'avant irrigation. Autrement le problème est le même engorgement des sols du début jusqu'à l'arrêt de l'irrigation, la nappe ayant tendance à retrouver sa position initiale à l'arrêt de l'irrigation.

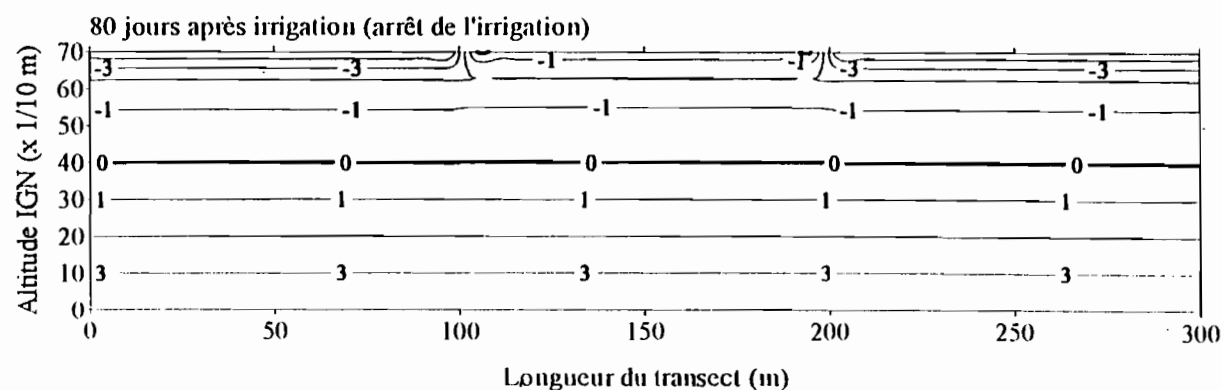
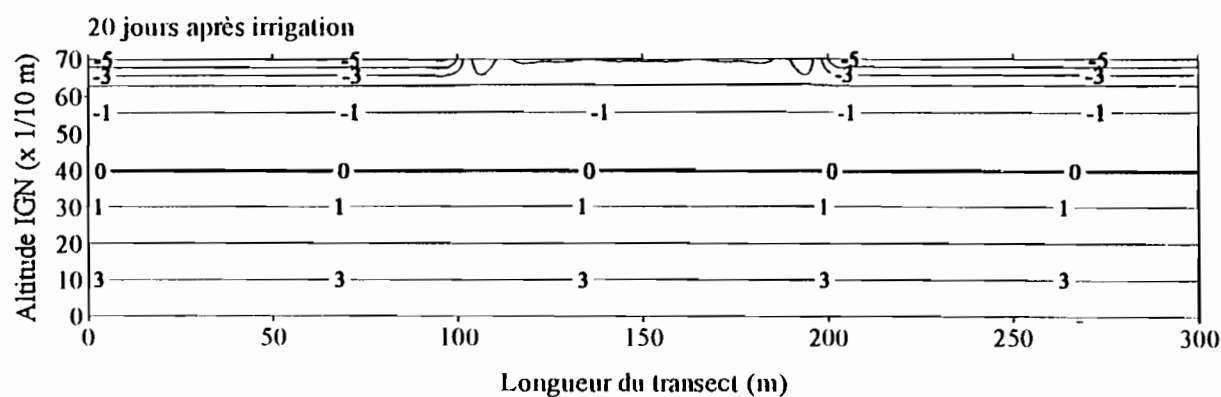
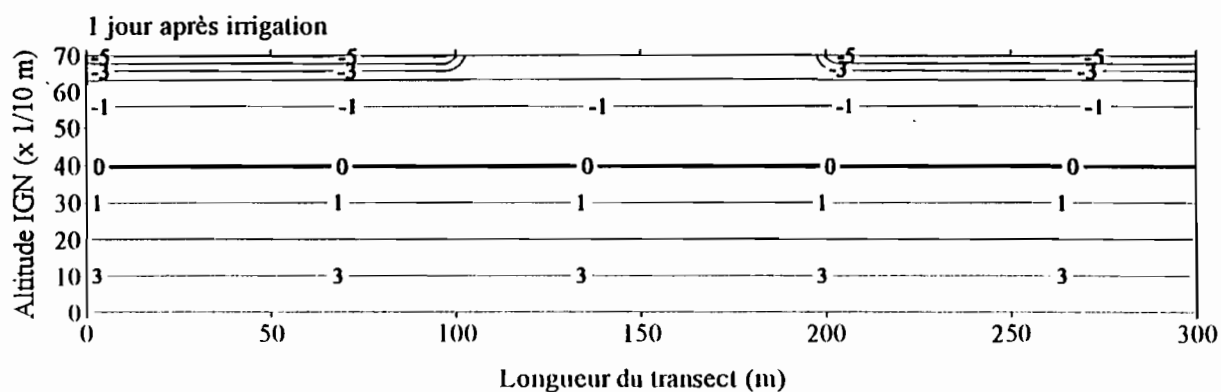
II.2.2.3. Riziculture sur du hollaldé (sol lourd)

Le sol pris comme du *hollaldé* dans cet exemple est celui du périmètre de Donaye. Les paramètres hydrodynamiques des simulations sont les mêmes que ceux présentés dans le tableau III-1. Les conditions de simulations sont les mêmes que celles utilisées pour les simulations dans du sol de type *fondé* sauf les conditions initiales qui sont considérées dans cette partie comme plus humides compte tenu du fort pouvoir de rétention de l'eau par les argiles. Contrairement aux simulations que nous avons effectuées à Donaye pour retrouver

les tendances observées, nous considérons ici que le seul apport d'eau intervenant est l'irrigation et on notera que les conditions aux limites sont différentes.

Résultats des simulations

Nous présentons à travers les graphiques ci-dessous l'évolution de la nappe durant la période de la campagne rizicole.



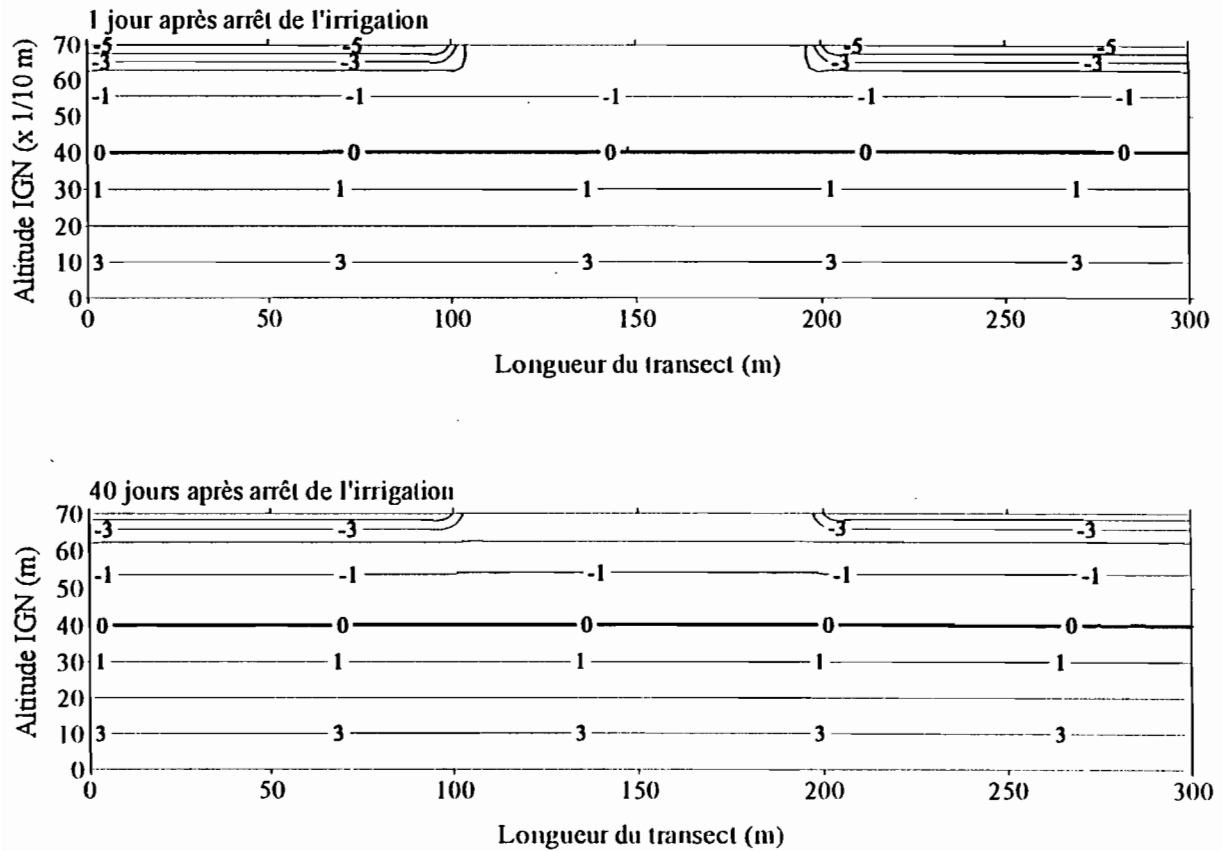


FIG. III-10 : Riz sur du hollaldé ; évolution de la nappe après durant et après arrêt de l'irrigation

Dans les conditions de simulations utilisées, nous constatons à travers ces résultats, que le front d'humidité de surface n'atteint pas le niveau de la nappe. Nous pouvons alors en déduire que la recharge est nulle. Il n'y a également point de lessivage des sols. L'infiltration étant faible, la lame d'eau en surface est exposée à une évaporation forte d'où une concentration importante. Dans ces conditions, le sol évolue vers une alcalinisation certaine. La figure III-15 ci-dessous montre l'évolution des volumes d'eau échangés dans le domaine durant l'irrigation ainsi que l'erreur relative du modèle. Le tableau III-10 quant à elle, fournit les différents volumes d'eau échangés durant cette campagne.

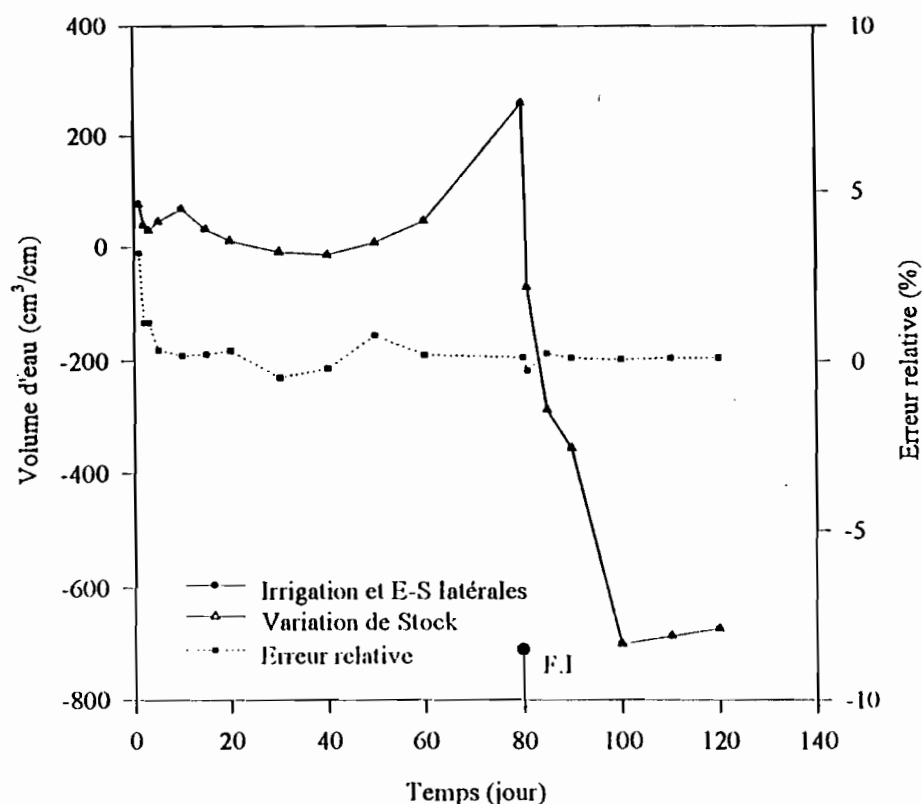


FIG III-15 : Riz sur hollaldé : Evolution des volumes d'eau échangés dans le domaine

Les volumes d'eau échangés sont assez faibles comparés à la riziculture sur du *fondé*. Ceci s'explique par les caractéristiques des sols qui sont différentes, notamment la conductivité hydraulique à saturation. Le bilan de masse quant à lui, reste correct (voir tableau III-10).

Tableau III-10 : Riz sur hollaldé : Volume d'eau Infiltré et variation de Stock

Temps (jour)	Δ Stock cm ³ /cm	Volume Infiltré (cm ³ /cm)	Entrées-Sorties Latérales (cm ³ /cm)	Erreur Relative (%)
1	76,6	26,2	52,9	3,16
5	45,8	53,8	-7,9	0,22
20	11,0	147,5	-136,5	0,00
60	46,8	399,7	-352,8	0,21
80 (F.I)	258,9	929,8	-670,5	0,15

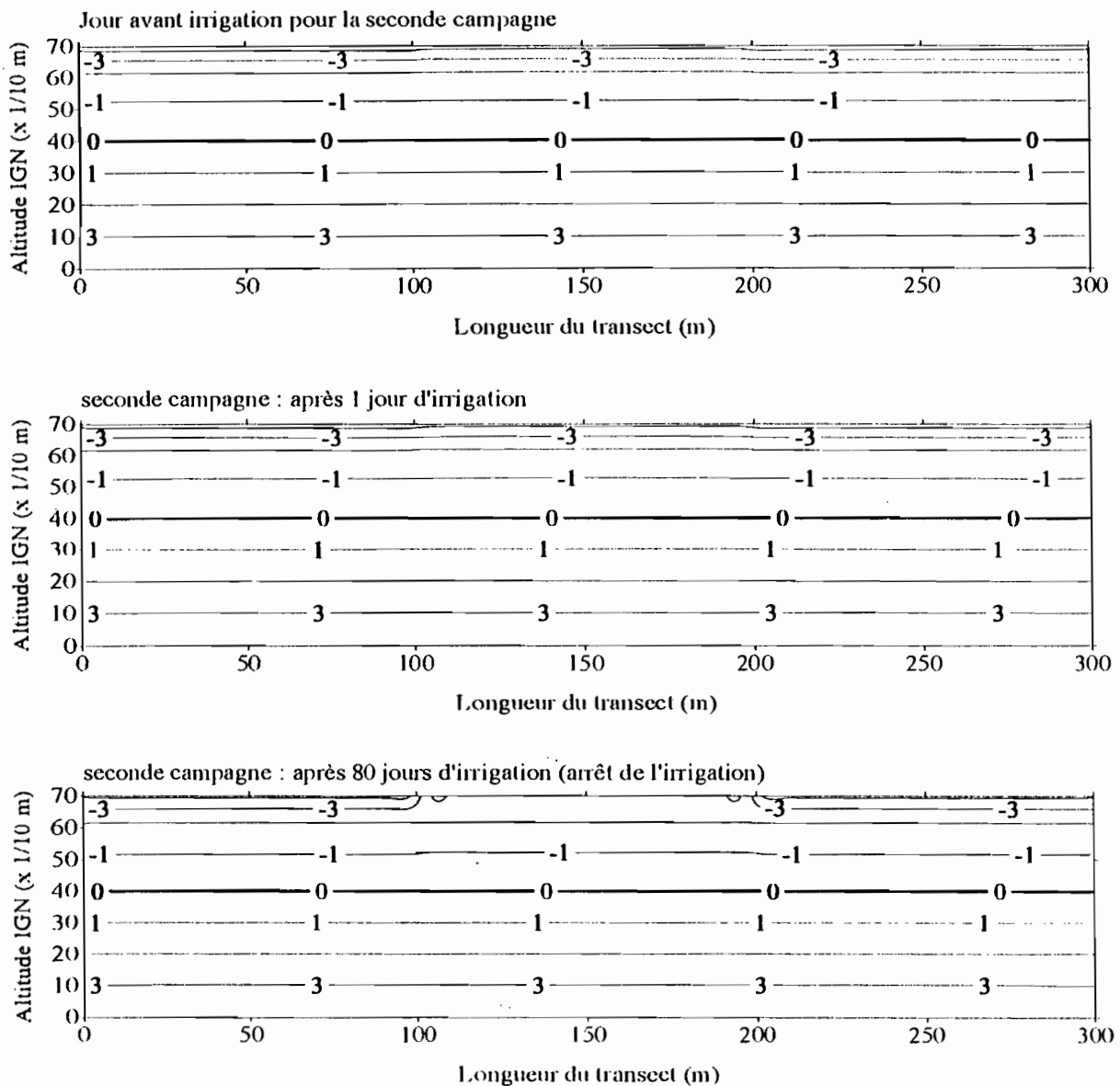
* F.I : fin irrigation

II.2.2.4. Double riziculture sur du hollaldé (sol lourd)

Dans ce cas précis, les conditions des simulations sont les mêmes que celles utilisées pour la simple riziculture. Nous considérons entre les deux campagnes une durée de deux mois qui constitue la période interculture.

Résultats des simulations

Les résultats sont les graphes ci-dessous (figure III-12) qui illustrent bien le comportement de la nappe durant la campagne agricole. Nous avons choisi de représenter uniquement les résultats de la seconde campagne, ceux de la première campagne étant identiques à ceux de la simple riziculture.



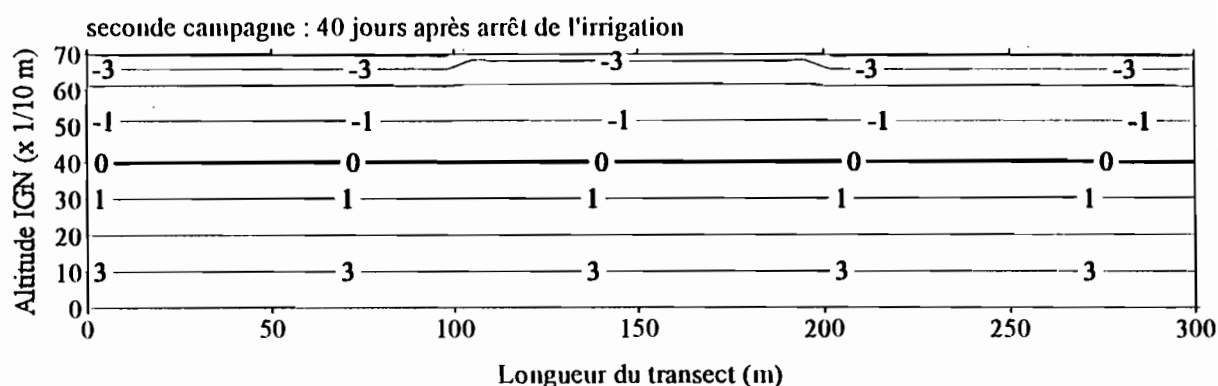


FIG. III-12 : Double riziculture sur du hollaldé : évolution du niveau de la nappe durant et après l'irrigation

Le constat et la conclusion sont les mêmes que pour la simple riziculture sur du hollaldé. L'ensemble des résultats montre que la double riziculture comme la simple riziculture sur du hollaldé, et dans les mêmes conditions utilisées pour les simulations, n'entraîne pas un rehaussement du niveau de la nappe. Cette pratique reste alors à haut risque et expose les sols à une alcalinisation.

II.2.2.5. Polyculture sur du sol Fondé (sol léger)

La culture de tomate et celle de l'oignon ont, en première approximation, les mêmes besoins en eau. Etant donné que la pratique culturale dans la région est la même pour ces deux cultures, (irrigation par des sillons et les cultures plantées sur des billons), nous nous contenterons d'une seule étude désignée sous le nom de polyculture sur du fondé ou sur du hollaldé. Par suite, nous entendons par polyculture, la culture de tomate et d'oignon.

Les conditions des simulations sont inspirées des observations effectuées à Ouro Madiou durant la campagne de contre saison froide 1995/96 (voir chapitre II).

Nous considérons alors dans les simulations, une série de cinq irrigations au total espacées régulièrement de 20 jours. Nous avons également supposé qu'à chaque irrigation, nous apportons en moyenne dans la parcelle une lame d'eau moyenne de 6 cm. Cette dernière est supposée être présente sur la parcelle en moyenne 4 heures après l'arrêt de la première irrigation et 6 heures de temps pour les autres irrigations. Cette différence de durée s'explique par le fait que les conditions initiales durant la première irrigation sont plus sèches que les conditions durant la période agricole, ce qui est compréhensible.

En ce qui concerne l'évapotranspiration, nous avons utilisé les valeurs estimées à Ouro Madiou pour la culture de l'oignon et de la tomate.

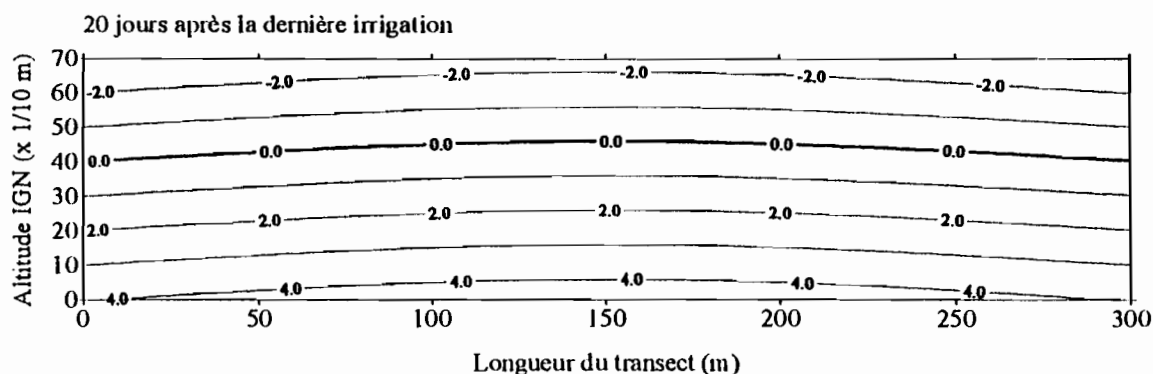


FIG. III-13 : Evolution de la nappe durant une campagne de polyculture sur du Fondé

Ces graphiques montrent un léger mouvement de nappe à la dernière irrigation. Ceci en fait correspond à la condition idéale cherchée, un lessivage des sols sans trop recharger la nappe pour qu'elle n'affleure pas. Autant il est vrai que la nappe a tendance à se relever notamment à partir de la dernière irrigation, autant il est intéressant de noter aussi qu'elle a tendance à retrouver sa position initiale. Ainsi dans le cas de la polyculture sur du *Fondé*, le sol n'est pas engorgé et la nappe n'affleure jamais durant toute la campagne. Nous pouvons dire alors que c'est une pratique à encourager. L'évaluation de l'erreur sur le bilan de masse ainsi que les volumes d'eau échangés sont présentés dans le tableau III-11. Leur évolution durant la campagne est présentée à travers la figure III-14.

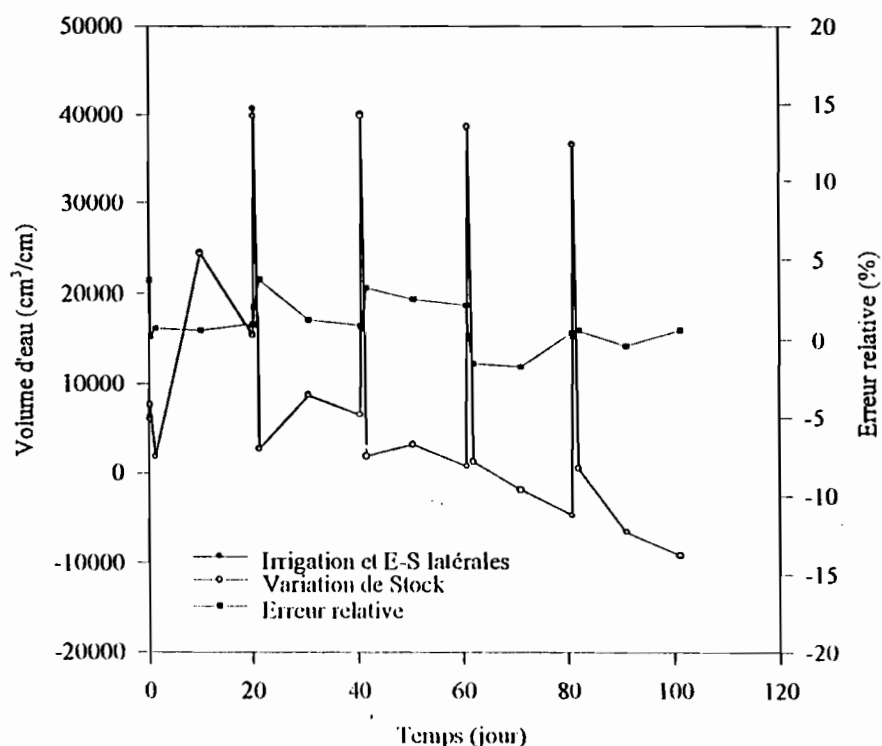


FIG. III-14 : Polyculture sur Fondé : Evolution des volumes d'eau échangés

Nous constatons dans cet exemple aussi, que l'erreur relative est acceptable ce qui témoigne d'un bilan de masse correct. Il faudra noter que les valeurs négatives dans la colonne des volumes infiltrés, représentent les volumes évapotranspirés à travers la surface de la parcelle entre deux irrigations.

Tableau III-11 : Polyculture sur fondé : Volume d'eau Infiltré et variation de Stock

Temps (jour)	Δ Stock cm ³ /cm)	Volume Infiltré (cm ³ /cm)	Entrées-Sorties Latérales(cm ³ /cm)	Erreur Relative (%)
0,17	7597,0	7736,0	-121,3	0,23
10,17	24343,1	-362,9	24850,2	0,58
20,42	39878,9	40332,5	371,1	2,02
30,42	8641,8	-360,1	9110,4	1,23
40,67	39878,16	39979,4	167,9	0,67
60,67	812,2	-402,6	1232,4	2,12
60,92	38614,5	38691,9	6,6	0,21
70,92	-1849,1	-360,4	-1456,6	-1,77
81,17	36586,2	36790,7	-144,1	0,16
101,17 (F.S)	-9110,5	-402,3	-8763,9	0,60

* F.S fin simulation

II.2.2.6. Polyculture sur du sol hollaldé (sol lourd)

Nous avons modifié les conditions initiales par rapport à la simulation effectuée sur le sol de type *fondé*. Les caractéristiques hydrodynamiques sont les mêmes que celles utilisées pour la riziculture sur du *hollaldé* (sol lourd). Nous avons aussi supposé dans ce cas que la durée de la présence de la lame d'eau après irrigation est plus importante pour le sol de type *hollaldé*. Ainsi, cette durée est considéré comme étant égale à 12 heures en moyenne pour la première irrigation et de 18 heures pour les irrigations suivantes, le profil du sol étant déjà considéré assez humide.

Résultats des simulations

Nous avons choisi de représenter à la suite de cette étude le comportement de la nappe après la première irrigation et la cinquième irrigation (dernière irrigation).

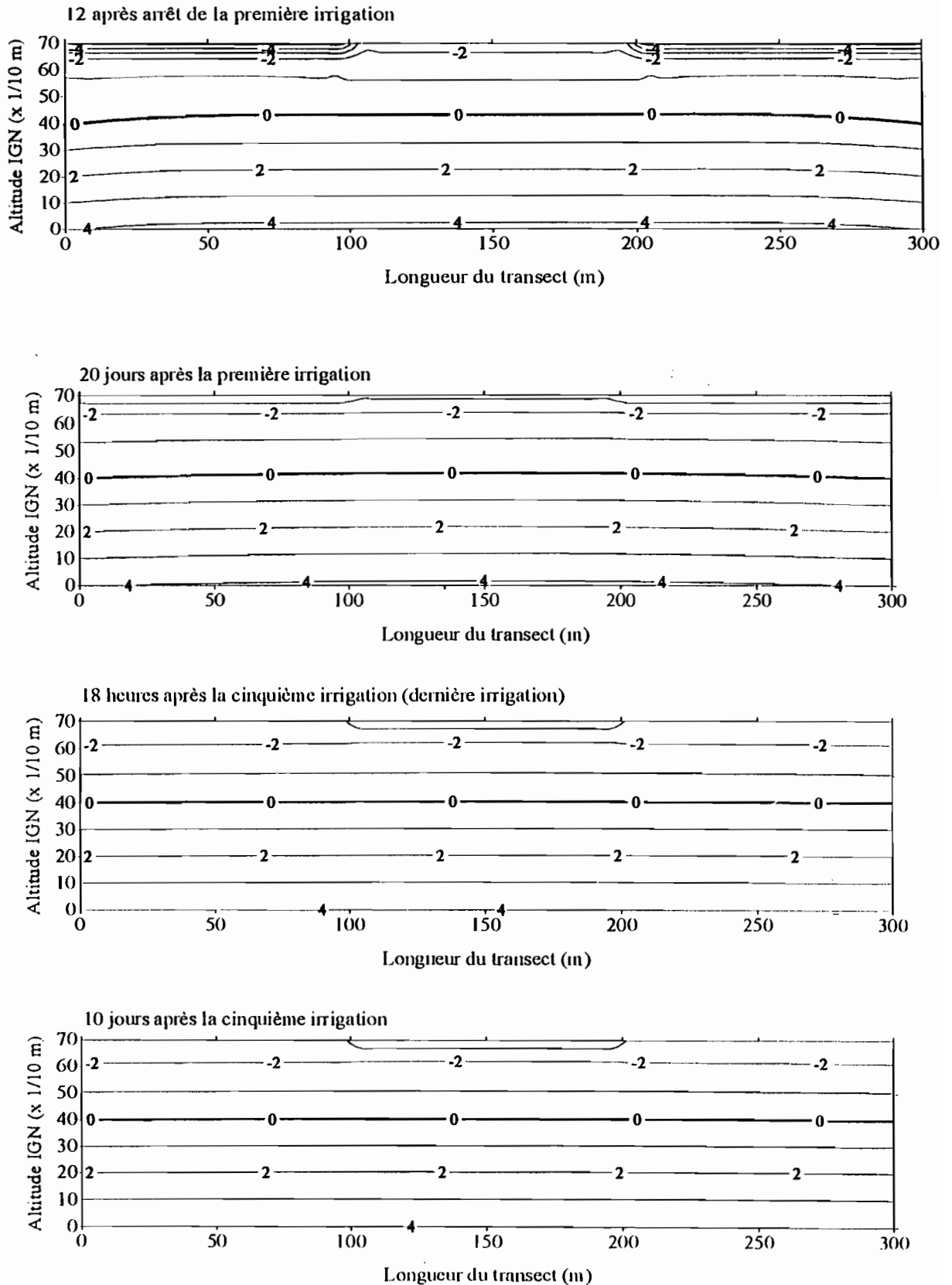


FIG. III-15 : Evolution de la nappes durant une campagne de polyculture sur du hollaldé

Ces résultats montrent tout simplement une humidification de surface après la première irrigation. Mais en aucun moment de la campagne on a observé de flux d'eau atteignant la nappe. Ce qui veut dire entre autres, que le niveau de la nappe ne fluctue pas durant une campagne de polyculture dans un sol de type *hollaldé*. Egalement nous n'avons pas de lessivage des sols ce qui se traduit par une accumulation de sels au niveau du profil supérieur du sol d'où l'amorce d'une alcalinisation certaine. La figure III-16 ci-dessous montre l'évolution de la variation de stock dans le domaine ainsi que l'erreur relative.

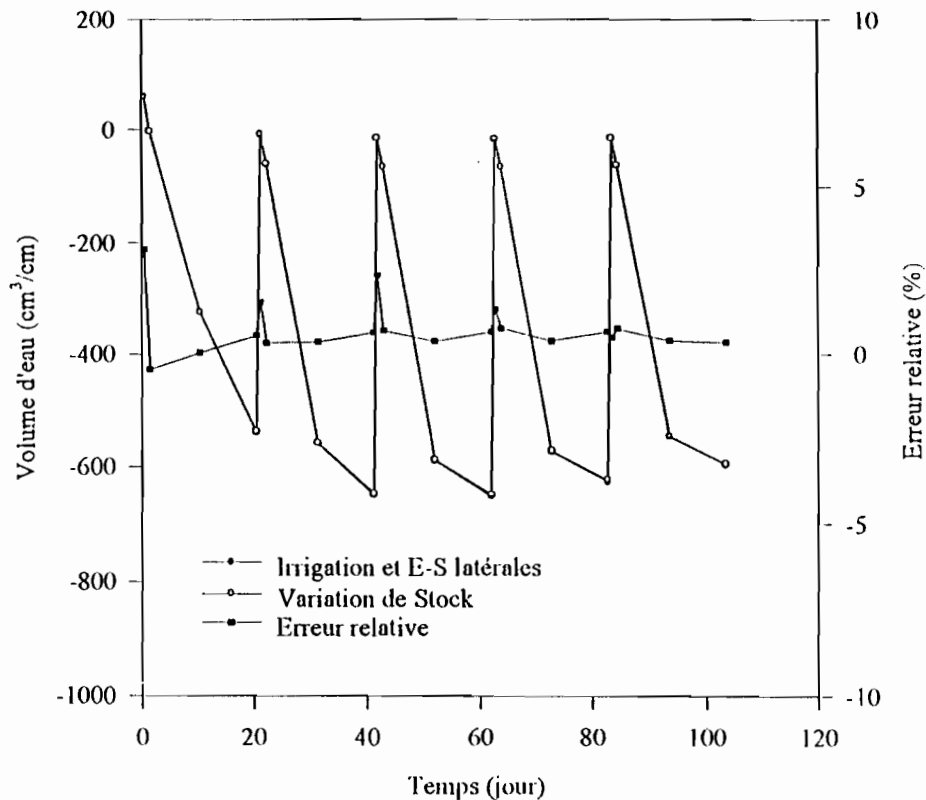


FIG III-16 : Polyculture sur *hollaldé* : Evolution des volumes d'eau échangés

Dans ce tableau III-12 ci-dessous, il conviendra de noter que les valeurs négatives reportées dans la colonne concernant le volume infiltré, représentent des volumes d'eau évapotranspirés au niveau de la parcelle durant les intervalles de non irrigation. Les valeurs positives elles, correspondent exactement au volume d'eau infiltré pour chaque irrigation. Nous remarquons au passage, qu'il sont faibles comparé aux volumes infiltrés pour la polyculture sur du *fondé*.

Tableau III-12 : Polyculture sur hollaldé : Volume d'eau Infiltré et variation de Stock

Temps (jour)	Δ Stock cm ³ /cm)	Volume Infiltré (cm ³ /cm)	Entrées-Sorties Latérales(cm ³ /cm)	Erreur Relative (%)
0,5	59,8	13,1	48,6	3,07
10,5	-324,9	-270,7	-54,4	0,06
20,5	-537,8	-301,6	-239,1	0,54
21,25	-7,9	15,1	-23,1	1,25
41,25	-646,6	-301,7	-349,1	0,63
42	-14,9	12,9	-28,3	3,24
62	-648,2	-301,8	-350,7	0,65
62,75	-15,9	11,3	-27,5	1,85
83,5	-15,3	9,9	-25,3	0,65
103,5 (F.S)	-595,2	-301,8	-295,4	1,41

* F.S : fin simulation

Tableau III-13 : Tableau récapitulatif

Pratiques culturales	Recharge de Nappe	Pas de Recharge
Riz sur du sol <i>fondé</i>	x	
Riz sur du sol <i>hollaldé</i>		x
Polyculture sur <i>fondé</i>	x (légère)	
Polyculture sur <i>hollaldé</i>		x
Double riziculture sur <i>fondé</i>	x	
Double riziculture sur <i>hollaldé</i>		x

II.3. Simulation avec introduction d'arbres dans le domaine (Eucalyptus)

D'après les résultats des études présentées plus haut, nous considérons que le type de problème où la recharge de nappe est la plus importante, est celui de la pratique de la riziculture sur du sol léger ou *fondé*, que ce soit en simple riziculture ou en double riziculture. Nous allons donc reprendre ce problème, en introduisant cette fois, des arbres de types Eucalyptus et en comptant sur leur pouvoir évapotranspiratoire pour essayer d'atténuer le rehaussement observé du niveau de la nappe durant l'irrigation.

En effet, cette pratique n'est pas nouvelle, elle a été utilisée dans certaines régions du monde notamment en Australie (Schofield and Bari, 1991 ; Bari and Schofield, 1992 ; ACIAR, 1992 ; McFarlane and George, 1992), en Inde (Mathur and Rajagopal, 1986 ; Kumar Dinesh, 1986 ; Calder IAN R. 1986 ; Shiva et *al.*, 1986) mais également au Portugal, en

Afrique de Sud (Fabião et *al.*, 1995 ; Claassen, 1993; DYE, 1987) et au Madagascar (UNESCO, 1978). Les caractéristiques de ces arbres, pour ce qui est de la profondeur racinaire et l'extension latérale, sont présentées dans le tableau I-2 du chapitre I de cette même partie. Ces valeurs résultent des travaux de Mathur et Rajagopal en 1986. Ils ont étudié le développement racinaire de la variété *Eucalyptus Globulus* à différents ages. La profondeur racinaire peut atteindre 1,02 m pour des arbres âgés d'une année, et le maximum de 3,08 m est observé à partir d'arbres âgés de 10 ans. Reste alors à évaluer la consommation d'eau par ces arbres.

La demande en eau de l'*Eucalyptus* est très importante comparé aux autres espèces forestières. Les études les plus importantes sur l'évapotranspiration des espèces forestières ont été réalisées en Afrique du Sud (Shiva et *al.*, 1986). Dans ces études, il a été démontré que la lame d'eau transpirée par l'*Eucalyptus* peut atteindre annuellement 1200 mm au niveau d'un site proche de Prétoria où la précipitation annuelle est de 780 mm alors que près de Darkersberg, la transpiration atteint 1248 mm avec une précipitation de 1140 mm. D'un autre côté, les autres espèces transpirent en moyenne 145 mm annuellement. C'est donc dire l'important pouvoir de transpiration de l'*Eucalyptus*. Il est clair que la plantation d'essences forestières comme l'*Eucalyptus* dans des zones arides ou semi-arides peut complètement influencer le bilan hydrologique. Etherington (1976) affirme que la plantation d'*Eucalyptus* dans une région où la pluviométrie est inférieure à 1200 mm par an, peut complètement détruire les ressources d'eaux souterraines en stoppant les processus de drainage et de percolation. Une expérience menée au Madagascar a montré, que dans un bassin versant avec une forêt naturelle, on estimait la recharge à 36% d'une pluviométrie annuelle de 1800 mm alors que dans un autre bassin versant proche sous une plantation d'*Eucalyptus*, la recharge est estimée à 20% (UNESCO, 1978).

Se basant sur ces constats, nous pouvons alors imaginer que la plantation de certaines essences forestières comme l'*Eucalyptus*, peut aider dans une certaine mesure, à réduire les remontées de nappe dans les parcelles irriguées.

S'agissant de l'estimation de la lame d'eau transpirée par l'*Eucalyptus*, DYE (1987) parvient à obtenir une bonne corrélation entre la transpiration des *Eucalyptus* et le déficit en pression de vapeur (VPD). La relation obtenue s'écrit :

$$Tr(mm/h) = 0,434VPD^{0,699}$$

Tr : transpiration de l'*Eucalyptus*

VPD : Vapor pressure deficit

Dans ces travaux, l'estimation de l'utilisation de l'eau par l'*Eucalyptus* a été faite d'après l'équation de Penman-Monteith. A partir de cette équation, différentes valeurs ont été

trouvées suivant les périodes de l'année. La plus faible est estimée à 2,4 mm/jour le 15-08-85 et la plus forte valeur à 8,9 mm/jour le 11-09-85 (DYE, 1987).

Partant de ces valeurs, nous avons considéré une transpiration égale à 6 mm/jour dans nos simulations. En outre, nous avons considéré une série d'arbres constituée de 11 Eucalyptus dans le domaine et distants de 25 m. Les résultats des simulations sont présentés à travers les figures III-17 et III-18. La figure III-18 montre une évolution presque identique des volumes d'eau stockée dans le domaine avec cependant, un léger décalage suivant les âges des arbres. Dans cette figure, l'influence du prélèvement de l'eau par les arbres n'est pas très nette durant la période d'irrigation. Les flux transférés étant plus ou moins importants, le régime permanent est vite atteint et l'influence du prélèvement par les arbres devient négligeable. A l'arrêt de l'irrigation, l'influence des arbres se fait mieux sentir et les courbes se détachent les unes des autres. Cela montre que dans ce type de problème, le retrait de la nappe est plus rapide selon qu'il y a des arbres dans le périmètre ou non.

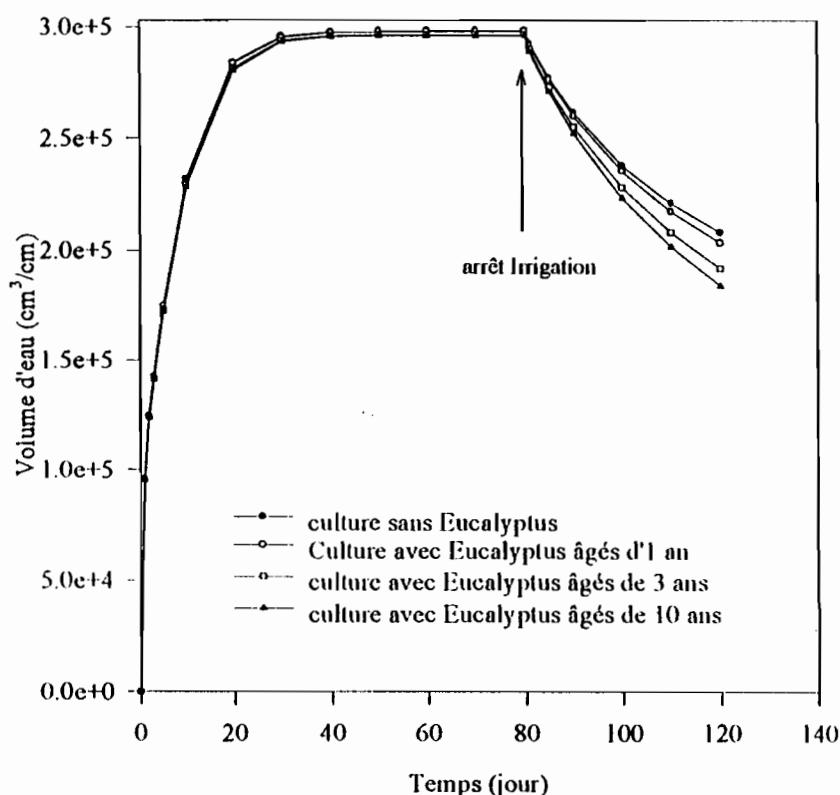


FIG III-17 : Evolution du volume d'eau cumulé suivant les âges des arbres

La représentation des volumes d'eau prélevés par les arbres suivant leur âge (figure III-18), est estimée à partir des écarts de volume d'eau entre la culture avec présence d'Eucalyptus et celle sans Eucalyptus. Elle montre également, l'influence de l'âge sur le prélèvement d'eau par les Eucalyptus. On remarquera des prélèvements assez importants aux premières

périodes d'irrigation et qui décroissent vers une valeur presque constante à partir du quarantième jour, pour prendre des proportions plus importantes à la fin de l'irrigation. Dans ce type de problème, c'est-à-dire une riziculture sur *fondé*, nous constatons que la présence des arbres ne peut pas empêcher le rehaussement de la nappe et donc l'engorgement des sols, les flux d'eau transférés provenant de l'irrigation étant assez importants. Toutefois, elle peut aider à accélérer le retrait de la nappe après arrêt de l'irrigation (voir figure III-18).

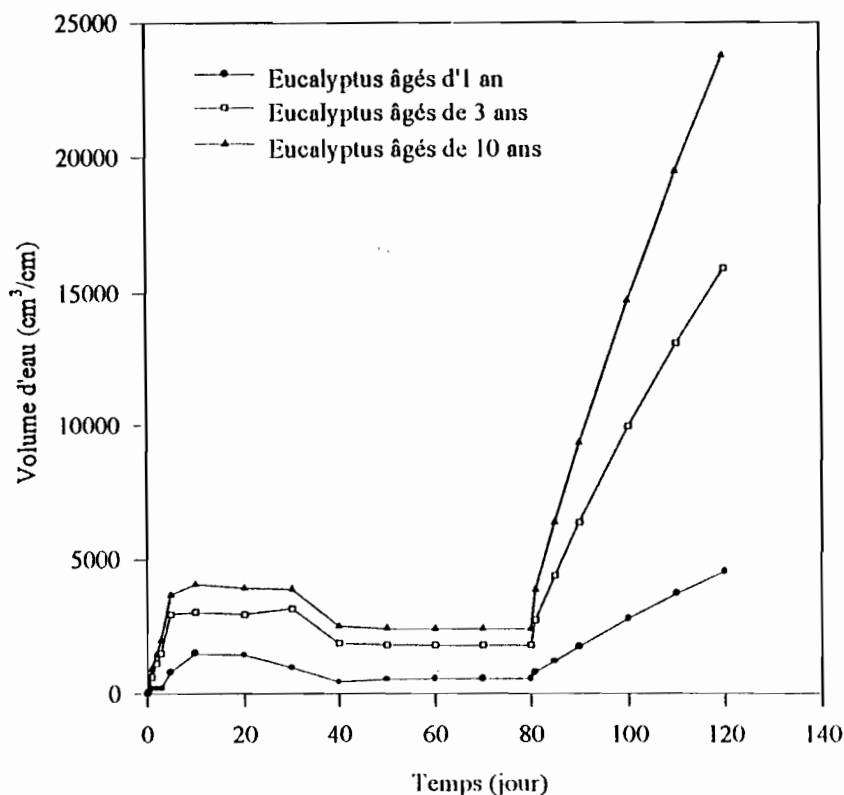


FIG III-18 : Evolution des volumes d'eau prélevés par les Eucalyptus suivant leur âge

II.4. Analyse de sensibilité suivant les paramètres hydrodynamiques : conductivité hydraulique à saturation " K_s " et coefficient de forme " α "

Les simulations sont menées à travers une simple riziculture sur du sol *fondé*. Dans cette partie, nous nous proposons d'utiliser deux valeurs de " α " différentes de celle utilisée pour les simulations précédentes, de même que deux autres valeurs de la conductivité hydraulique à saturation " K_s ". En définitive, nous présenterons deux types de résultats, ceux obtenus en fixant la valeur de α et en faisant varier la valeur de la conductivité hydraulique à saturation et ceux obtenus en fixant la valeur de la conductivité hydraulique à saturation et en faisant varier la valeur de " α ". Les valeurs des paramètres qui sont utilisées dans les simulations,

sont présentées dans la tableau III-13 ci-dessous. Les résultats obtenus sont également illustrés à travers les figures III-19 et III-20 et III-21 suivantes.

Tableau III-14 : Paramètres utilisés pour les simulations

Ks [cm/j]	α [cm ⁻¹]	α [cm ⁻¹]	Ks [cm/j]
6,0	0,0025	0,0025	3,0
	0,01		6,0
	0,1		10,0

Nous avons choisi l'exemple du riz sur *fondé* parce que dans cet exemple, les volumes d'eau échangés sont assez importants comparés à la riziculture sur du *hollaldé*. Nous pensons ainsi mieux mettre en évidence l'effet des paramètres hydrodynamiques.

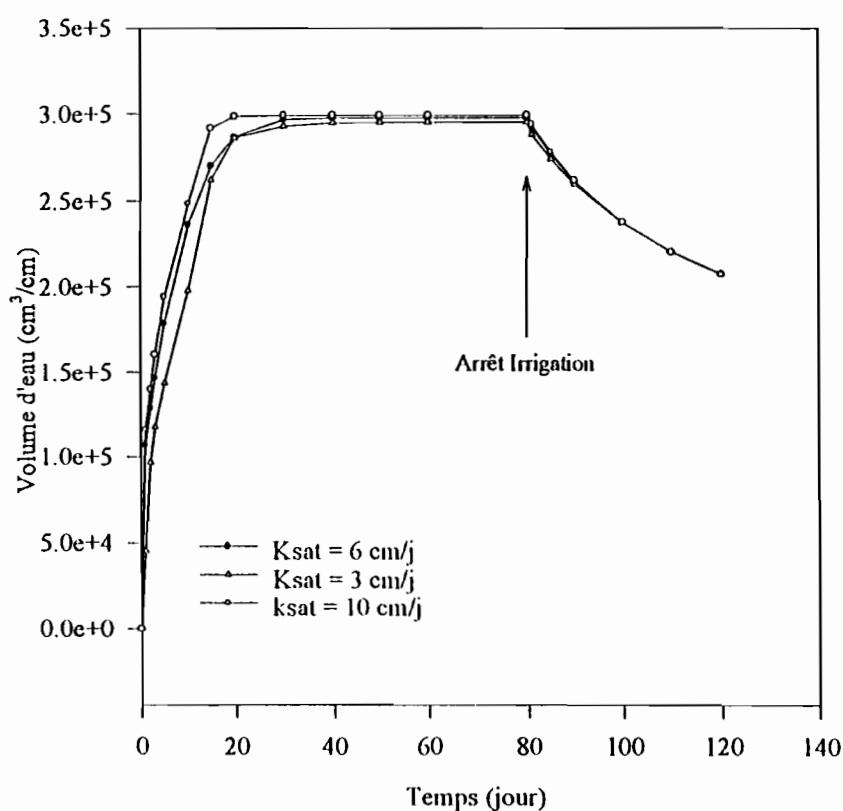


FIG. III-19 " α " fixe ; Evolution du volume d'eau cumulé dans le domaine pour différentes valeurs de la conductivité hydraulique à saturation

La figure III-19 ci-dessus montre des allures proches les unes des autres avec un léger décalage surtout durant la période d'irrigation. Celle-ci passée, les courbes deviennent

identiques. On notera par ailleurs que les volumes d'eau échangés sont plus importants suivant que la valeur de la conductivité hydraulique à saturation est importante. Nous constatons également que de cette valeur de conductivité hydraulique à saturation, dépend l'accélération des transferts d'eau conduisant rapidement à un écoulement permanent dans la parcelle.

L'influence du second paramètre étudié est le coefficient " α " de la courbe de rétention des sols. Ce paramètre " α " a la dimension de l'inverse d'une longueur et représente l'inverse de la pression d'entrée d'air dans le sol. Son influence dans les transferts d'eau en milieu non saturé est importante comme le montre les figures III-20 et III-21 ci-dessous. En effet, pour une valeur de conductivité hydraulique à saturation fixée, nous avons procédé à des simulations pour un même type de problème (riziculture sur du *fondé*) avec trois valeurs du paramètre " α " différentes présentées dans le tableau III-13. Comme dans le premier cas, c'est-à-dire pour différentes valeurs de la conductivité hydraulique à saturation, nous avons représenté l'évolution de la variation du stock d'eau cumulé dans le domaine pendant et après l'irrigation. Les résultats montrent trois allures de courbes différentes, d'où l'influence importante de ce paramètre comme en témoignent les figures III-20 et III-21 ci-dessous. Pour une valeur de " α " égale à $0,1 \text{ cm}^{-1}$, il n'y a presque pas d'infiltration dans la parcelle. Ceci s'explique par le fait que la pression d'entrée d'air est très faible et la conductivité hydraulique décroît très rapidement, et pour des suctions assez élevées, elle devient presque nulle. La valeur de " α " égale à $0,01 \text{ cm}^{-1}$ montre quelques difficultés d'entrée de l'eau dans le domaine durant les quarante premiers jours d'irrigation pour ainsi devenir importante durant les jours suivants. Ce phénomène peut être expliqué par l'effet de barrière capillaire à l'interface de l'horizon de sol supérieur et l'aquifère. Le contraste entre les propriétés des deux sols étant fort, la fraction du flux qui est transmise par l'horizon supérieur reste longtemps faible. Ainsi, durant l'irrigation, nous assistons à une saturation progressive du sol ; il y a accélération du phénomène et la fraction transmise passe très rapidement de quelques pourcents à pratiquement un régime permanent (Morel-Seytoux, 1992).

Cette étude de sensibilité démontre encore une fois, que l'étude des transferts d'eau en milieu poreux non saturé passe par une caractérisation physique rigoureuse des sols. Plus les paramètres utilisés sont corrects, plus les résultats obtenus sont fiables. Chaque paramètre à son importance, et son rôle est non négligeable pour l'étude des transferts d'eau. L'étude de Hopmans et Overmars (1986) a montré une influence plus ou moins importante de la teneur en eau résiduelle souvent considérée comme un paramètre purement empirique et sans signification physique, sur la courbe de rétention et donc sur l'écoulement.

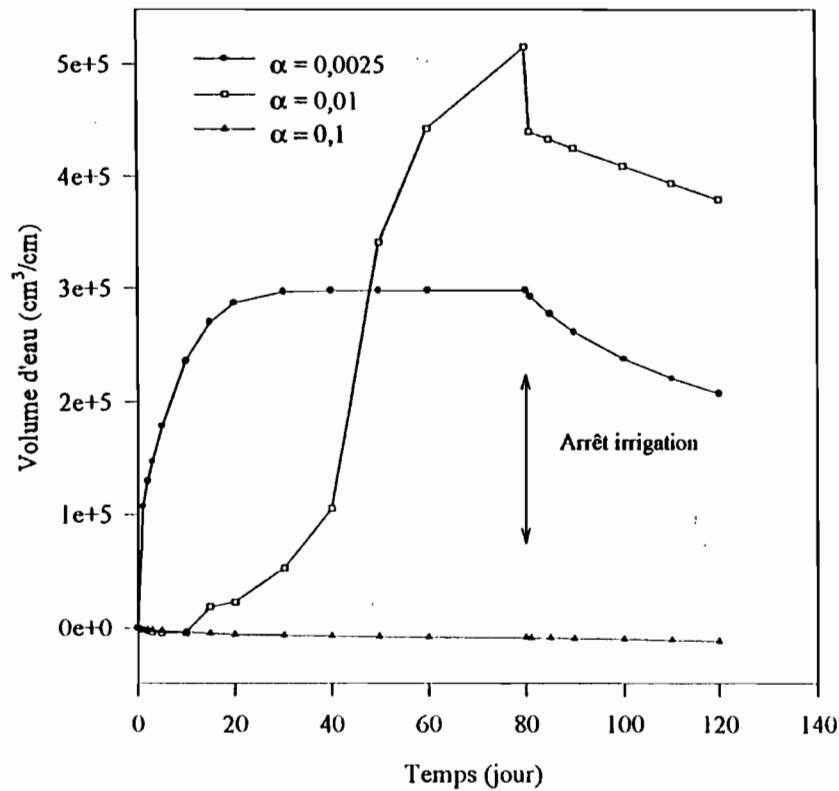


FIG. III-20 : K_{sat} fixe ; Variation de stock cumulé dans le domaine

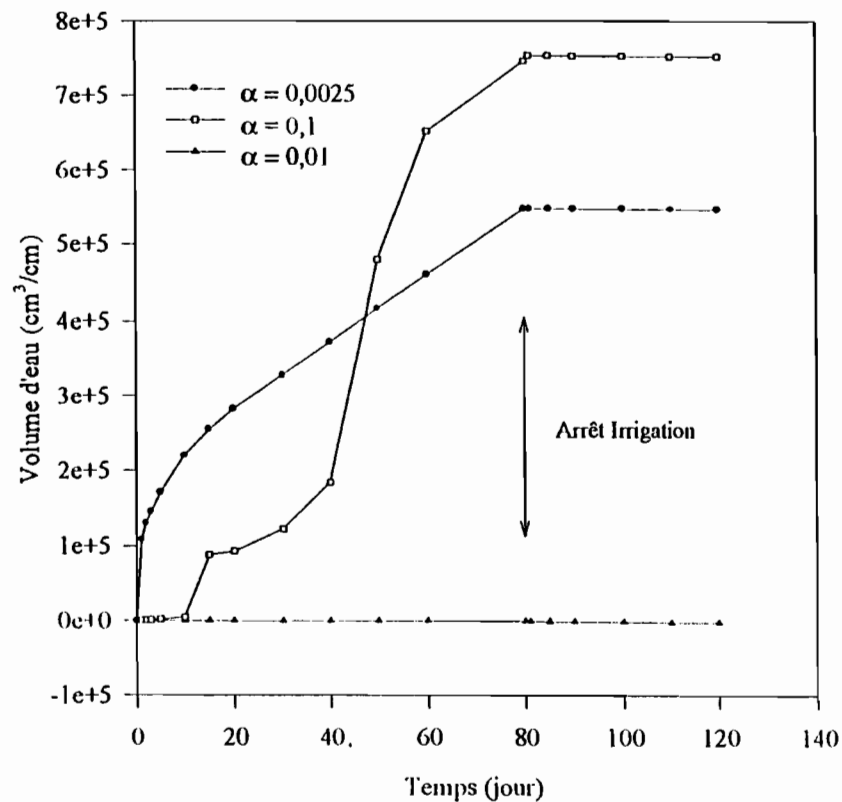


FIG. III-21 : K_{sat} fixe ; Evolution du volume d'eau échangé à travers la parcelle

III. CONCLUSION

L'objectif visé était de modéliser les observations faites sur le terrain et, par des simulations exploratoires, essayer de prédire le comportement de la nappe suite à des rotations culturales. Dans un premier temps, les simulations des observations à Donaye où nous avons une riziculture inondée en période d'hivernage montrent, malgré certains écarts, une relative adéquation des valeurs simulées aux valeurs mesurées. Seulement il ne faut pas trop se formaliser sur certains écarts qui sont souvent causés par des facteurs difficiles à prendre en compte dans le modèle ou simplement des difficultés de caractérisation physique des sols. En effet, la méthode utilisée qui est basée sur la granulométrie donne une image du sol à l'état sec, donc rétracté, ce qui fait que nous avons des suctions très élevées, biaisant ainsi la validité de la courbe de succion obtenue. Néanmoins les résultats obtenus sont physiquement acceptables et le modèle retrace assez bien les processus de transfert d'eau dans la parcelle de Donaye.

Etant donné qu'il a été démontré que le modèle simule assez bien les transferts d'eau, nous avons procédé à des simulations exploratoires qui nous ont permis de mieux appréhender l'effet de la pratique culturale sur les mouvements de nappe. Parmi l'ensemble des cas que nous avons étudiés, le cas le plus intéressant du point de vue de la conservation des sols et d'une irrigation durable, est celui de la polyculture sur du sol léger ou *fondé*. En effet, c'est le seul cas où nous avons pu avoir en même temps un lessivage des sols et une recharge assez faible pour ne pas trop relever le niveau de la nappe. Dès lors, il est évident qu'étant donné que la gestion conservatoire des sols dans la moyenne vallée du fleuve Sénégal repose sur un équilibre entre un lessivage des sols et une recharge de nappe pas trop importante pour la rendre affleurante, cette pratique culturale est à encourager. Par contre, la pratique de la riziculture sur du *fondé* est une pratique à haut risque dans la région, le sol étant engorgé du début jusqu'à la fin de l'irrigation. De même, la riziculture sur du sol lourd (*hollaldé*) est aussi dangereuse pour les sols, pas de recharge de nappe ni lessivage des sols (voir tableau III-13). On notera que pour la polyculture sur du *hollaldé* on ne recharge en aucun moment la nappe et le sol n'étant point lessivé, est appelé à la longue à se dégrader par alcalinisation (Boivin et Laval, 1996). L'analyse de sensibilité faite sur la conductivité hydraulique à saturation et le coefficient de forme " α " de la courbe de rétention montre tour à tour, l'importance relative de ces paramètres dans les transferts d'eau en milieu poreux non saturé. Les simulations effectuées en introduisant des arbres de types Eucalyptus dans une riziculture sur *fondé* montrent néanmoins, un engorgement des sols. On notera au passage, que l'étude de l'influence de la transpiration des Eucalyptus sur la recharge de nappe, a été toujours faite sous des conditions d'apport d'eau naturel, c'est-à-dire des apports d'eau relatifs à une pluviométrie et non d'une irrigation. Néanmoins, l'idée reste alléchante et la réflexion pour sa mise en oeuvre d'une manière efficace au niveau des périmètres irrigués mérite d'être approfondie.

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

Conclure n'est jamais facile surtout quand le travail en question est pluridisciplinaire. En effet, selon les objectifs de ces travaux, nous avons procédé d'abord par une étude numérique, une expérimentation de terrain et ensuite par une modélisation de l'hydrodynamique en milieu poreux saturé ou non saturé. Ce travail a permis de développer un outil d'étude performant de la migration de l'eau dans les milieux poreux saturés ou non saturés. Il se présente comme un modèle numérique basé sur la méthode des éléments finis mixtes hybrides. Sa performance a été testée en le comparant, dans un premier temps, à une solution semi-analytique. Dans un second temps, nous avons effectué une comparaison avec un modèle basé sur la théorie des éléments finis conformes à travers différents problèmes et divers aspects. Après une étude fine de la méthode des éléments finis conformes, nous avons proposé une nouvelle approche pour la détermination des conductivités hydrauliques au niveau des mailles. Cette dernière qui consiste à intégrer la relation donnant la conductivité hydraulique en fonction de la pression sur la surface de l'élément du domaine modélisé, se présente comme étant mathématiquement et physiquement plus correcte que l'approximation quasi linéaire souvent utilisée. Il est clair que notre approche donne une meilleure distribution des pressions comme nous l'avons montré dans le chapitre III de la 1^{ère} partie. L'utilisation d'un facteur de relaxation pour améliorer le bilan de masse, ainsi que la distribution des pressions obtenues à partir d'un modèle aux éléments finis classiques résolvant l'équation de Richards en charge, nous a donné des résultats assez satisfaisants. Seulement, la difficulté rencontrée pour la détermination de ce facteur apparemment sans aucune signification physique, et sa variabilité en fonction des problèmes étudiés, nous ont détourné de son utilisation dans la suite de nos travaux. Ceci dit, son utilisation peut être utile dans certains problèmes simples où il peut aider à accélérer la convergence du système. L'approche expérimentale quant à elle, s'est déroulée dans la moyenne vallée du fleuve Sénégal. Nous avons, par une approche assez originale, étudié les processus de transferts hydriques relatifs à une irrigation au niveau des parcelles irriguées de la zone . Cette étude

a permis de mettre en évidence l'effet de l'irrigation sur les mouvements de la nappe. En effet, les terres irriguées dans cette zone sont sous la menace d'une dégradation sans précédent dont la cause est une salinisation poussée et une menace d'alcalinisation plus que jamais présente. L'étude expérimentale menée au niveau du périmètre de Donaye, dans une parcelle rizicole, a permis de mieux appréhender les processus de transferts hydriques ainsi que les mouvements de la nappe durant une campagne agricole. Seulement, il est difficile de faire une conclusion sans réserve quant au déroulement des phénomènes hydriques dans cette parcelle. Le sol est gonflant, avec l'ensemble des problèmes connus pour caractériser l'hydrodynamique de ces types de sols encore appelés vertisols. La maîtrise de la zone non saturée devient alors quasi impossible. En plus, divers facteurs naturels interviennent au niveau de cette parcelle. Il est alors presque impossible de déterminer la part d'eau provenant des apports directs par irrigation de la parcelle et participant à la recharge de la nappe. Néanmoins, l'analyse des amplitudes de battement de la nappe a permis en première approximation d'estimer une valeur de recharge à 30%. Cependant, cette valeur n'est qu'un ordre de grandeur car vu le nombre de facteurs pouvant influencer le niveau de la nappe (échanges nappe-fleuve Doué, inondations etc.), il est certain qu'elle est surestimée. En outre il est intéressant d'évoquer les relations entre la nappe à Donaye et le fleuve Doué. Les résultats expérimentaux montrent que la nappe est drainée par le fleuve. Ainsi, en pratiquant la culture de riz en hivernage, le fleuve étant en hautes eaux, les échanges avec la nappe se trouvent réduits d'où une amplitude plus importante des battements de nappe. Cependant, la culture de contre saison montre des amplitudes de battement de nappe assez faibles. Nous prôtons alors dans cette parcelle, la pratique de la riziculture en période de contre saison où le fleuve est aux basses eaux et les échanges avec la nappe au maximum. La polyculture qui demande moins d'eau, sera alors pratiquée en période d'hivernage. Mais il est vrai que même si nous évitons une remontée de la nappe en pratiquant la culture de riz en contre saison, il ne demeure pas moins que le sol reste sous la menace d'une alcalinisation, étant donné qu'avec la polyculture, le sol ne se trouve pas lessivé. Toutefois, nous pouvons retenir cette proposition en espérant qu'avec la culture de riz qui suit la polyculture, nous obtiendrons un assez bon lessivage des sols.

L'étude menée au niveau du périmètre de Ouro Madiou, où nous avons une polyculture, révèle que dans ce périmètre, le niveau de la nappe est insensible aux eaux d'irrigation. En d'autres termes, il n'y a pas de mouvements de nappe observés à la suite de l'irrigation. En revanche, il faudra noter que l'irrigation dans ce second site ne s'est pas passée dans les meilleures conditions. En effet, les irrigations étaient irrégulières et la durée de l'intervalle entre deux irrigations peut atteindre presque un mois. Nous avons vu également dans ce même périmètre à travers le chapitre II de la 2^{ème} partie que les besoins en eau étaient supérieurs aux apports durant la campagne. La conséquence est que toute l'eau apportée est reprise par évapotranspiration dans les 150 premiers cm de sol. Ceci se retrouve à travers

les profils tensiométriques, ou au niveau des profils hydriques obtenus avec la sonde neutronique ; le front d'humidité ne dépassant guère les 150 premiers cm. L'ensemble des résultats expérimentaux a montré d'une manière générale un relèvement du niveau de la nappe durant une riziculture et un niveau de nappe quasi stable pour la polyculture. Cependant, le mouvement de la nappe est considérée comme le facteur majeur de dégradation des sols dans la moyenne vallée du fleuve Sénégal, et dans l'optique d'une gestion des sols et de l'eau pour une agriculture irriguée durable, il est indispensable de pouvoir le prédire. Ainsi, dans la dernière partie de ce travail, nous avons procédé à une modélisation hydrodynamique des transferts d'eau au niveau des parcelles irriguées. Ceci nous a conduit à effectuer des simulations au niveau de la parcelle de Donaye pour retrouver les observations effectuées à partir des relevés tensiométriques. L'ensemble des résultats montre, une relative adéquation entre les valeurs simulées et celles mesurées. Cependant les profils simulés sont relativement plus secs que ceux mesurés pour les quarante premiers centimètres. Cette différence de comportement est le résultat sans doute d'une relative imperfection au niveau de la caractérisation hydrodynamique des sols et également des autres facteurs énoncés dans le chapitre III de la 2^{ème} partie. Dans l'ensemble nous retiendrons que le modèle est capable de bien décrire les transferts hydriques dans les parcelles. Mais on sait que l'importance de la modélisation réside dans son pouvoir de prédiction, nous avons ainsi procédé à une simulation de variantes. L'objectif étant bien sûr de prédire le mouvement de la nappe suite à une irrigation. Cette étude menée sur la base des caractéristiques hydrodynamiques de différents types de sols rencontrés dans la région et des différentes pratiques culturales nous a permis de définir des préférences culturales pour certains types de sols. Elle a permis de montrer que la riziculture sur du sol de type *fondé* est une pratique à haut risque, le sol étant engorgé d'eau et la nappe devenant affleurante dès les premiers jours d'irrigation. Il en est de même pour la riziculture (simple ou double) sur du *hollaldé*. S'agissant de la polyculture, sa pratique dans du *hollaldé* expose le sol à une alcalinisation certaine. L'infiltration profonde est presque nulle ce qui se traduit par un non lessivage des sols. Cependant, la pratique de la polyculture sur du *fondé* nous permet d'obtenir l'équilibre sur lequel repose une gestion conservatoire des sols pour une irrigation durable dans la moyenne vallée du fleuve Sénégal, à savoir, lessiver suffisamment les sols sans trop recharger la nappe. Nous pensons alors que c'est une pratique à encourager.

Egalement pour diminuer le mouvement de nappe observé dans la pratique de la riziculture dans la région, et étant donné l'absence totale de système de drainage dans les parcelles, nous avons essayé d'étudier l'influence de la présence d'essences forestières dans les périmètres. L'étude menée sur des Eucalyptus montre qu'ils peuvent influencer sur la recharge des nappes. Le choix de cette espèce se justifie, car selon les agro-forestiers, elle grandit vite et est dotée d'un fort pouvoir évapotranspiratoire. Mais dans le cadre de la simulation

exploratoire effectuée, il nous a été très difficile d'apprécier l'effet direct de ces arbres sur le rehaussement ou non de niveau de la nappe, les volumes d'eau échangés étant importants et le régime permanent vite atteint.

Il nous est impossible de conclure ce travail, assez vaste du reste, sans dresser quelques perspectives en vue de la continuité de l'ensemble des études entreprises. Ainsi, du point de vue modélisation numérique, nous pensons qu'il serait utile de coupler le modèle actuel avec un module de transport de masse en milieu poreux non saturé et saturé. Etant donné la robustesse des champs de vitesse et de pression que fournit le modèle, l'importance d'un module de transport se justifie. Nous pensons également que faire une modélisation tridimensionnelle des transferts d'eau et de soluté en milieu poreux non saturé serait très intéressante notamment dans le cas d'étude de domaines hétérogènes. Du point de vue étude de l'expérimentale, il serait intéressant de reprendre une caractérisation physique plus complète de l'ensemble des types de sols et également tenir compte du comportement hydrodynamique des sols vertiques. Une telle étude permettra à l'avenir, de dégager des conclusions plus sûres quant au déroulement des processus hydriques au niveau de la région. Il conviendra également de préciser le sens des échanges entre la nappe à Donaye et le fleuve. Pour cela, l'installation de deux piézomètres supplémentaires disposés de manière perpendiculaire au réseau piézométrique existant devrait suffire. L'installation d'une échelle limnimétrique dans le Doué est aussi à envisager. Il faudra également procéder de la même manière pour compléter le réseau de piézomètres à Ouro Madiou.

BIBLIOGRAPHIE

Ackerer Ph., Diaw E. B., Mosé R., Siegel P., 1994 :

Unsaturated-Saturated Grounwater flow modelling by Mixed Hybrid Finite Element. In "computational methods in water ressources X", volume 1, pp. 383-390.

Allen M.B. and Murphy C.L., 1986 :

A finite element collocation method for variably saturated flows in two space dimensions. Water Resour. Res., 22 : pp. 1537-1542.

Angulo R., Gaudet J.-P., Thony J.-L. et Vaucelin M., 1990 :

Conductivité hydraulique d'un milieu poreux partiellement saturé, déformable. 1. Principes de détermination. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 310, Série II, p .161-164.

Angulo R., Gaudet J.-P., Thony J.-L. et Vaucelin M., 1990 :

Conductivité hydraulique d'un milieu poreux partiellement saturé, déformable. II. Résultats expérimentaux. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 310, Série II, p .341-345

ARYA L. M. and PARIS J. F., 1981 :

A physicoempirical Model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density data : Soil Sci. Soc. Am. J. 45: p. 1023-1030.

Barbiéro L., Valles V. et Régeard A., 1995 :

Précipitation de la fluorine et contrôle géochimique du calcium dans les sols alcalins du Niger. Conséquence pour une estimation quantitative de l'évolution géochimique des sols, C. R. Acad. Sci. Paris, t. 321, Série II a, p. 1147-1154.

Bari M.A. and Schofield N.J., 1992 :

Lowering of a shallow, saline water table by extensive eucalypt reforestation. Journal of hydrology, 133 : pp. 273-291.

Bazié P., 1993 :

Etude expérimentale et modélisation des transferts verticaux d'eau en milieu poreux non saturé : Application à la recharge des nappes de socle en climat Soudano-Sahélien. Thèse de doctorat de l'Université Louis Pasteur, Spécialité Sciences de l'eau, 171p.

Bear J., 1972 :

Dynamics of fluids in Porous Media. American Elsevier, New-York, 764p.

Bear J., 1978 :

Hydraulics of groundwater. McGraw-Hill series in water Resources and Environmental Engineering, 569p.

Bertrand B., Keïta B., N'Diaye M., 1993 :

La dégradation des sols des périmètres irrigués des grandes vallées sud sahariennes (cas de l'office du Niger au Mali), Cahier Agriculture 2, pp 318-329

Boivin P. et Laval F., 1996 :

Expérimentations ORSTOM-FED dans la moyenne vallée du fleuve Sénégal, région de Podor, volet irrigation et dynamique des nappes superficielles contre saison chaude et hivernage 1995, Rapport final, 29p.

Boivin P., Dia I., Lericollais A., Poussin J.C., Santoir C. et Seck S.M., 1995 :

Agriculture irriguée dans la vallée du fleuve Sénégal : Une approche pluridisciplinaire. ORSTOM actualités N°45, pp.8-12 et 21-23.

Boivin P., 1995 :

La dégradation des terres irriguées dans la moyenne vallée du fleuve Sénégal : Mécanismes, état et modes de caractérisation, Atelier international ADRAO sur le riz irrigué au sahel, Ndiaye (Sénégal), Avril 1995. 15p.

Boivin P., 1993 :

La dégradation des terres irriguées dans la vallée du fleuve Sénégal, Atelier SCOPE, Dakar, Novembre 1993. 9p.

Boivin P., Brunet D. et Gascuel-Oudoux C., 1991 :

Densité apparente d'échantillons de sols: méthode de la poche plastique. Bulletin du GFIIIN n°28 pp 59-70.

Brooks R. H. and Corey A. T., 1964 :

Hydraulic properties of porous media. Hydrology, Paper N°3, Colorado state Univ., Fort Collins, Colorado.

Brutsaert W.F., 1971 :

A functional iteration technique for solving the Richards equation applied to two dimensional infiltration problems. Water Resour. Res., 7 : pp.1583-1596.

Burdine N. T., 1953 :

Relative permeability calculations from pore-size distribution data. *Petrol., Trans., Am. Inst. Min. Eng.* 198 : pp. 71-77.

Calder I., 1986 :

Water use of Eucalyptus - a Review with Special Reference to South India. *Agriculture water management*, 11 pp.333-342.

Campbell, G.S., 1985 :

Soil physics with basic transport models for soil-plant system. *Elsvier*, 1985.

Carsel R.F. and Parrish R.S., 1988 :

Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resour. Res.*, 24 : pp. 755-769.

Castany, G., 1963 :

Traité pratique des eaux souterraines. *Dunod*, Paris.

Castany, G., 1982 :

Principes et méthodes de l'hydrogéologie, *Dunod*, Paris, 238p.

Celia M.A. and Bining P., 1992 :

A mass conservative numerical solution for two-phase flow in porous media with application to unsaturated flow. *Water Resour. Res.*, 28 : pp. 2819-2828.

Celia M. A., E. T. Bouloutas, and R. L. Zarba, 1990 :

A general mass-conservative numerical solution for the unsaturated flow equation, *Water Resour. Res.*, 26(7), pp. 1483-1496.

Camayou H. et Legros J.-P., 1989 :

Les BASES physiques, chimiques et minéralogiques de la science du sol. Agence de coopération culturelle et technique (A.C.C.T), 593p.

Charollais, M. et Weber, V., 1994 :

Evolution des sols irrigués dans la moyenne vallée du fleuve Sénégal. Sodisation et alcalinisation. Mémoire de fin d'études EPFL, Département de Génie Rural, IATE Pédologie, 46 pages et annexes.

Chavent G., Roberts J. E., 1991 :

A unified physical présentation of mixed, mixed hybride finite elements and standard finite difference approximation for the determination of velocities in waterflow problem, Adv. in Water Resources, Vol. 14, n°6, pp. 329-348.

Cheverry C., 1969 :

Salinisation et alcalinisation des sols des polders de BOL; Conséquences sur la fertilité et l'aptitude à l'irrigation de ces sols. ORSTOM, centre de Fort-Lamy, 106p.

Cooley R.L., 1983 :

Some new procedures for numerical solution of variably saturated flow problems. Water Resour. Res., 19 : pp. 1271-1285.

Daudet F.A., et Vachaud G., 1977 :

La mesure neutronique du stock d'eau du sol et de ses variations. Application à la détermination du bilan hydrique. Ann. agron., 1977, 28 (5), pp 503-519.

Davis L. A., S. P. Neuman, 1983 :

Documentation and user's guide : UNSAT2D - Variably saturated flow model, Final Rep., WWL/IM-1791-1, Water, Waste & Land, Inc., Ft. Collins, Colorado.

Dhatt G. et Touzot G., 1984 :

Une présentation de la méthode des éléments finis, Deuxième Edition, Collection Université de Compiègne, Maloine S.A. Editeur Paris, 543p.

Diagana A., 1995 :

Etude hydrogéologiques dans la vallée du fleuve Sénégal de Bakel à Podor. Relations eaux de surfaces/eaux souterraines. Thèse de 3eme cycle en géologie appliquée mention hydrogéologie. Université Cheikh Anta Diop de Dakar facultés des sciences département de géologie, 123p.

Diaw E. B., 1992 :

Mécanisme de l'infiltration à l'échelle hectométrique et réalimentation de la nappe. DEA Mécanique et Ingénierie "filère Science de l'Eau" ULP-ENITRTS, Strasbourg, 73 pages

Diaw E. B., Siegel P., Mosé R., Ackerer Ph., 1995 :

Application de la méthode des éléments finis mixtes hybrides à la modélisation du transfert d'eau en milieu poreux non saturé hétérogène. Hydrogéologie, N° 4, pp. 31-39, 13 fig.

Diemer et Van der Laan., 1987 :

L'irrigation au sahel. Karthala, 296p.

Dinesh K., 1986 :

Place of Eucalyptus in indian agroforestry systems. Eucalyptus in India : Past, Present and Future, PP. 257-260.

Dupriez H. et De leener Ph., 1990 :

Les chemins de l'eau : ruissellement, irrigation, drainage; Manuel tropical. Terres et vie, CTA, l'harmattan, enda ISBN 2-87105-009-X, 380p.

DYE J. P., 1987 :

Estimating water use by Eucalyptus grandis with the Penman-Monteith equation. Forest hydrology and watershed Management, Prtoceedings of the Vancouver Symposium, N°167.

Eisenlohr L., 1989 :

Détermination de la conductivité hydraulique à saturation (Ksat) des sols sulfatés acides de basse Casamance (Sénégal) par la méthode du double anneaux ou principe de MUNTZ. Influence de la taille du dispositif, influence des divers caractères morphologiques su sol.

Etherington J.R., 1976 :

Environement and plant ecology. Wiley Easten Ltd., New Delhi, pp.178.

Fabião A., Madera M., Steen E., Kätterer T., Ribero C. and Araújo : 1995

Developpement of root biomass in an Eucalyptus globulus plantation under different water nutrient regimes. Plant and Soil 168-169 : pp. 215-223.

F.A.O., 1986 :

Les besoins en eau des cultures. Bulletin F.A.O. d'irrigation et de drainage N°24, 198p.

Freeze, R. A. and Cherry, J.A., 1979 :

Groundwater. Englewood Cliffs, N.J., Prentice-Hall, 640p.

Haverkamp R. et Parlange J.-Y., 1986 :

Predicting the water-retention curve from particle-size distribution : 1. Sandy soils whithout organic matter. Soil science vol. 142 N°6 pp 325-339.

Haverkamp R. and Vauclin M., 1979 :

A note on estimating finite difference interblock hydraulic conductivity value for transient unsaturated flow problems, *Water Resour. Res.*, 15 : pp. 181-187.

Hecq J. et Duganquier F., 1990 :

Périmètre irrigué villageois de Guia au Sénégal, in : *Périmètres irrigués villageois en Afrique Sahélienne*, Centre technique de coopération agricole et rurale, Wageningen, 26p.

Henin S., 1977 :

Cours de physique du sol. ORSTOM-EDITEST Vol I et II.

Hillel D., 1988 :

L'eau et le sol : principes et processus physiques. Ed Vander, Bruxelles, 288p.

Hopmans J.W. and Stricker J.N.M., 1989 :

Stochastic analysis of soil water regime in a watershed. *J. Hydrol.*, 105 : pp. 57-84.

Hopmans J.W. and Overmars B., 1986 :

Presentation and application of an analytical model to describe soil hydraulic properties. *Journal of hydrology*, 87 (1986) pp. 135-143.

Huyakorn P.S. and Pinder G.F., 1983 :

Computational methods in subsurface flow. Academic Press, Orlando, FL.

Istok J., 1989 :

Groundwater modelling by the finite element method. American geophysical union, water resources Monograph ; 13, 495p.

Kaaschieter E.F., 1990 :

Mixed hybride finite elements for saturated groundwater flow. Proc. Intern. Conf. on "Computer Method in Water Resources", Venice, Italy, june 11-15 1990, Computational Mechanics Publications, pp. 17-22.

Kinzelbach W., 1986 :

Groundwater modelling. An introduction with sample programs in basic. Elsevier, 333p.

Kirkland M.R., Hills R.G. and Wierenga P.J., 1992 :

Algorithms for solving Richards equation for variably saturated soils. *Water Resour. Res.*, 28 : pp. 2049-2058.

Laval F., 1996 :

Caractérisation hydrodynamique des aquifères alluviaux de la vallée du fleuve Sénégal. Région de Podor, NDiaye. Méthode du Slug test, ORSTOM-Dakar, 21p et annexes.

Lehmann F., Diaw E. B., Ackerer Ph., 1995 :

Modélisation du transfert hydrique en milieu poreux non saturé hétérogène, 12^{ème} congrès Français de Mécanique; Vol 4, pp 149-152, 1995. I.S.B.N. 2-909932-26-5/4.

Li C.W., 1993 :

A simplified newton iteration method with linear finite elements for transient unsaturated flow. *Water Resour. Res.*, 29 : pp. 965-971.

Loyer J.Y., 1989 :

Les sols salés de la basse vallée du fleuve Sénégal : caractérisation, distribution et évolution sous culture. Edition de l'ORSTOM, collection Etudes et Thèse Paris, 137p.

Luca A. de, 1996 :

Caractérisation physique des sols alluviaux de la moyenne vallée du fleuve Sénégal : étude préliminaire pour une détermination des conductivités hydrauliques à saturation. Travail pratique de diplôme EPLF département de génie rural IATE-Pédologie, 33p + annexes.

Mané L., Boivin P., et Seguis L., 1995 :

Etat de surface des sols non cultivés dans la cuvette de Niangua : description, radiométrie de terrain et imagerie Spot. in "Nianga laboratoire de l'agriculture irriguée en moyenne vallée du fleuve Sénégal". ORSTOM-édition, 561p.

Marsily G. de, 1981 :

Hydrogéologie quantitative, Collection Sciences de la terre, Masson, Paris, 215p.

Mathur J.N., Francis H. Raj and Rajagopal, 1986 :

Root studies on eucalyptus globulus. in "eucalyptus in India : Past, Present and future, pp.225-228.

McCord J.T., 1991 :

Application of second type boundaries in unsaturated flow modelling. *Water Resour. Res.*, 27 : pp. 3257-3260.

McFarlane D.J. and George R.J., 1992 :

Factors Affecting dryland salinity in Two Wheatbelt Catchments in Western Australia. *Aust. J. Soil Res.*, 30 : pp.85-100.

Meissner U., 1973 :

A mixed finite element model for use in potential flow problems. *International journal for numerical methods in engineering*, 6 : pp. 467-473

Millington R. J. and Quirk J. P., 1961 :

Permeability of porous solids. *Faraday Soc. Trans.* 57 : pp. 1200-1206.

Milly P.C.D., 1985 :

A mass-conservative procedure for time-stepping in models of unsaturated flow. *Adv. Water Resour.*, 8: pp. 32-36.

Monnier G. et Stengel P., 1982 :

Structure et état physique du sol ; *Techniques agricoles fascicule 1140*, 19p.

Morel-Seytoux, J.H., 1992 :

L'effet de barrière capillaire à l'interface de deux couches de sol aux propriétés fort contrastées. *Hydrol. continent.*, vol. 7, N°2 : pp.117-128.

Morel-Seytoux, J.H., 1984 :

From excess infiltration to acquifer recharge. A derivation based on the theory of flow of water in unsaturated soils. *Water resources research*, vol. 20, n°9, p. 1230 - 1240.

Mosé R., Siegel P., Ackerer Ph. and Chavent G., 1994 :

Application of the Mixed Hybrid Finite Element Approximation in a Groundwater Flow Model : Luxury or Necessity? *Water Resour. Res.*, 30 : pp. 3001-3012.

Mosé R., Siegel P., Ackerer Ph., 1993 :

Simulation des écoulements en milieu poreux par éléments finis mixtes hybrides. *Hydrogéologie*, 4, pp. 293-302.

Mosé R., 1990 :

Application de la méthode des éléments finis mixtes hybrides et de la "marche au hasard" à la modélisation de l'écoulement et du transport de masse en milieu poreux. Thèse de l'Université Louis Pasteur, Institut de Mécanique des Fluides, Strasbourg, France, 130p.

Mualem Y., 1976 :

A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.*, 12 : pp. 5135-522.

Musy, A., Suter, M., 1991 :

Physique du sol. 6, Collection gérer l'environnement. Presses polytechniques et Universitaires Romandes. 335p.

Neuman S. P., 1972 :

Finite element computer program for flow in saturated-unsaturated porous media, Second Annual Report, Project No. A10 -SWC-77, Hydraulic Engineering Lab., Technion, Haifa, Israel.

Pan L. and Wierenga P.J., 1995 :

A transformed pressure head-based approach to solve Richards equation for variably saturated soils. *Water Resour. Res.*, 31 : pp. 925-931.

Paniconi C. and Putti M., 1994 :

A comparison of Picard and Newton iteration in the numerical solution of multidimensional variably saturated flow problems. *Water Resour. Res.*, 30 : pp. 3357-3374.

Pereira-Barreto S., 1985 :

Désertification et salinisation des sols et des eaux. Deuxième conférence ministérielle pour une politique de lutte contre la désertification et de la protection de la nature COMIDES II \TCP\SEN\4503 (A) 30p.

Philip J. R., 1969 :

The theory of infiltration, *Advan. Hydrosoci.*, 5, pp-215-269.

Pinder G. F., and Gray W. G., 1977 :

Finite element simulation in surface and subsurface hydrology. Academic Press, INC. Orlando, Florida, 295p.

- Kirkland M.R., Hills R.G. and Wierenga P.J., 1992 : *Water Resources Research*, vol. 28, pp. 2049-2058.
- Shiva V., Reddy S.T.S. and Bandyopadhyay J., 1986 : *Water Resources Research*, vol. 22, pp. 2049-2058.
- Laval F., 1996 : *Revue de Géographie*, vol. 102, pp. 635-650.
- Valéry J., 1996 : *Revue de Géographie*, vol. 102, pp. 635-650.
- Schofield N.J. and Bari M.A., 1991 : *Water Resources Research*, vol. 27, pp. 149-152.
- Lehmann F., Diaw E. B., Ackerer Ph., 1995 : *Water Resources Research*, vol. 31, pp. 149-152.
- Modélisation du transfert hydrique en milieu poreux saturé et non saturé : *Revue de Géographie*, vol. 102, pp. 635-650.
- Schnabel R. R. and Ritchie E. B., 1984 : *Water Resources Research*, vol. 20, pp. 149-152.
- Li C.W., 1993 : *Water Resources Research*, vol. 29, pp. 149-152.
- A simplified numerical model for the flow of water in a porous medium : *Water Resources Research*, vol. 29, pp. 149-152.
- Salvignol C., 1993 : *Water Resources Research*, vol. 29, pp. 149-152.
- Loyer J.Y., 1989 : *Water Resources Research*, vol. 25, pp. 149-152.
- Les sols salés de la basse vallée du fleuve Sénégal : *Water Resources Research*, vol. 25, pp. 149-152.
- Recherche sur les sols salés de la basse vallée du fleuve Sénégal : *Water Resources Research*, vol. 25, pp. 149-152.
- Sadio S., 1985 : *Water Resources Research*, vol. 21, pp. 149-152.
- Luca A. de, 1996 : *Water Resources Research*, vol. 32, pp. 149-152.
- Caractérisation physique et chimique des sols de la basse vallée du fleuve Sénégal : *Water Resources Research*, vol. 32, pp. 149-152.
- Présentation d'une détermination des conductivités hydrauliques : *Water Resources Research*, vol. 32, pp. 149-152.
- Pratique de diplôme EPLF département de génie rural IATE-Pédologie : *Water Resources Research*, vol. 32, pp. 149-152.
- Marsily G. de, 1981 : *Water Resources Research*, vol. 17, pp. 149-152.
- Etat de surface des sols non cultivés dans la cuvette de Niangua : *Water Resources Research*, vol. 17, pp. 149-152.
- de terrain et imagerie Spot. in "Nianga laboratoire de l'agriculture irriguée en moyenne vallée du fleuve Sénégal" : *Water Resources Research*, vol. 17, pp. 149-152.
- Capillary conduction of liquids in porous media : *Water Resources Research*, vol. 17, pp. 149-152.
- Richards L. A., 1931 : *Water Resources Research*, vol. 17, pp. 149-152.
- Marsily G. de, 1981 : *Water Resources Research*, vol. 17, pp. 149-152.
- Hydrological modeling of the second order elliptic problems, Mathematical aspect of the : *Water Resources Research*, vol. 17, pp. 149-152.
- Mathur J.N., Francis H. Raj and Rajagopal, 1986 : *Water Resources Research*, vol. 22, pp. 149-152.
- Root studies on eucalyptus globulus. in "eucalyptus in India : Past, Present and future, Res. 30 (7), pp. 2579-2586.
- Mass conservative numerical solutions of the h-based Richards equation, Water Resour. : *Water Resources Research*, vol. 30, pp. 2579-2586.
- Rathfelder, K., and L. M. Abriola, 1994 : *Water Resources Research*, vol. 30, pp. 2579-2586.

Siegel P., 1995 :

Transfert de masse en milieux poreux fortement hétérogènes : Modélisation et estimation de paramètres par éléments finis mixtes hybrides et discontinus. Thèse de l'Université Louis Pasteur, Institut de Mécanique des Fluides, Strasbourg, France, 185p.

Simunek J., Vogel T., Van Genuchten M. Th., 1992 :

The SWMS_2D Code for simulating Water Flow and Solute Transport in Two-Dimensional Variably Saturated Media. U.S. Salinity Lab., Riverside, CA. Research Report n°126 169p

Sisson J.B. and Van Genuchten M.Th., 1991 :

An improved analysis of gravity drainage experiments for estimating the unsaturated soil hydraulic functions. Water Resour. Res., 27 : pp. 569-575.

Sposito G., 1986 :

The "physics" of soil water physics. Water Resour. Res., 22 : pp. 83S-88S.

Stauffer F., 1984 :

Numerical simulation of infiltration into porous media and response of the water table, in Finite elements in Water Resources, edited by W. G. Gray et al., Pentech Press, London, pp. 10.73-10.81.

Tamari S., Gaudu J.-C. and Simonneau T., 1993 :

Tensiometric measurement and metastable state of water under tension. Soil Sci. Vol. 156, N°3, p. 149 - 155.

Tarrière C., 1993 :

La dynamique sociale des GIE, village de Donaye (département de Podor, communauté rurale de Guédi). in "Nianga laboratoire de l'agriculture irriguée en moyenne vallée du fleuve Sénégal". ORSTOM-édition, 561p.

Thomas J. M., 1977 :

Sur l'analyse numérique des méthodes d'éléments finis hybrides et mixtes, Thèse de doctorat d'état, Université Pierre et Marie Curie.

Tracy F. T., 1995 :

1-D, 2-D and 3-D analytical solutions of unsaturated flow in groundwater. Journal of hydrology 170 (1995) p. 199-214.

- UNESCO, 1978 :**
Tropical Forest Ecosystems. United Nations Educational, Scientific, and Cultural Organization, Paris, 258p.
- Vachaud G., Dancette C., Sonko S. et Thieme I., 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. Hydrogéologie quantitative Collection Sciences de la Terre, Paris, 1978, 29 (1), pp 1-36.
- Marsily G. de, 1981 :**
- Van Genuchten M.Th., Leij F.J. and Yates S.B., 1991 :**
The RETC Code for Quantifying the Hydraulic Functions of Unsaturated Soils. U.S. Salinity Laboratory, U.S. department of agricultural research service, Riverside, California 92501.
- Mané L., Boivin P., et Seguis L., 1995 :**
- Van Genuchten M.Th., 1987 :**
A numerical model for water and solute movement in and below the root zone. In: "Numerical models of water and solute movement in the soil", edited by J. van Genuchten, P. W. Leij, and F. J. Yates, U.S. Salinity Laboratory, Riverside, California 92501.
- Luca A. de, 1996 :**
- Van Genuchten, M., Th. 1980 :**
A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. 44, pp 892-898.
- Loyer J.Y., 1989 :**
- Vauclin M. et Vachaud G., 1984 :**
Transferts hydriques dans les sols non saturés, non homogènes. Annales des mines, pp 63-74.
- Li C.W., 1993 :**
- Vauclin M., Khanji D. and Vachaud G., 1979 :**
Experimental and numerical study of a transient, two-dimensional, unsaturated water table recharge problem. Water Resour. Res. 15, pp 1011-1020.
- Lehmann F., Diani E. B., Ackerer Ph., 1995 :**
- Verheye W. H., 1990 :**
Une approche agropédologique de la désertification. Sécheresse N°2, Vol. 1, pp 46-47.
- Vogel T., 1987 :**
- Laval F., 1996 :**
SWMII - Numerical model of Two-Dimensional flow in variably saturated porous medium, Research Rep. No. 87, Dept. of Hydraulics and Catchment Hydrology, Agricultural Univ., Wageningen, The Netherlands.
- Kirkland M.R., Illis R.G. and Wierenga P.J., 1992 :**

Voltz M. et Cabidoche Y.-M., 1987 :

Sur le retrait macroscopique d'un sol argileux gonflant. Modèle de relation entre le retrait vertical et les variations de la teneur en eau. Vérification expérimentale du modèle, C. R. Acad. Sci. Paris, t. 305, série II, p. 511-516.

Wang H. F. and Anderson M. P., 1982 :

Introduction to groundwater modelling : Finite difference and finite element methods, W. H. Freeman and company, San Francisco, 223p.

Warrick A.W., 1991:

Numerical approximations of Darcian flow through unsaturated soil, Water Resour. Res., 27 : pp. 1215-1222.

Warrick A.W. and Amoozegar-Fard., 1979 :

Infiltration and drainage calculations using spatially scaled hydraulic properties. Water Resour. Res., 15 : pp. 1116-1120.

Wendroth O., Katul G.G., Parlange M. B., Puente C. E. et Nielsen D. R. 1993 :

A nonlinear filtering approach for determining hydraulic conductivity functions in field soils. Soil Sci. Vol. 156, N°5, p. 293 - 301.

Wopereis M.C.S., 1993 :

Quantifying the impact of soil and climate variability on rainfed rice production. Thesis Wageningen, 188p.

Zante P., 1994 :

Culture irriguée et évolution des sols argileux de la moyenne vallée du fleuve Sénégal. Essai de caractérisation physique, DESS " Gestion des systèmes agro-sylvo-pastoraux en zones tropicales ", Université Paris XII Val de Marne, 86p.

TABLE DES MATIERES

AVANT-PROPOS.....	2
INTRODUCTION.....	6
PREMIERE PARTIE	
CHAPITRE I : PRESENTATION GENERALE DE L'HYDRODYNAMIQUE EN MILIEU POREUX NON SATURE.....	12
I. CARACTERISTIQUES PHYSIQUES DES MILIEUX POREUX.....	13
I.1. L'ANALYSE GRANULOMETRIQUE.....	14
I.2. LA NOTION DE TEXTURE DU SOL.....	14
I.3. LA NOTION DE STRUCTURE DU SOL.....	15
I.4. LA DENSITE.....	15
I.5. LA POROSITE.....	16
I.5.1. Une porosité de texture.....	17
I.5.2. Une porosité de structure ou fissurale.....	17
I.5.3. Une porosité tubulaire ou biologique.....	17
I.6. LA TENUEUR EN EAU ET METHODES DE DETERMINATION.....	17
I.6.1. Les méthodes directes : la méthode gravimétrique:.....	18
I.6.2. Les méthodes indirectes : la méthode neutronique.....	19
I.7. LE POTENTIEL DE L'EAU DU SOL ET SA DETERMINATION.....	20
I.7.1. Etat énergétique.....	20
I.7.2. Mesure du potentiel de l'eau du sol.....	22
I.7.3. Hystérésis.....	23
II. CARACTERISTIQUES HYDRODYNAMIQUES DU MILIEU POREUX NON SATURE.....	24
II.1. LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE ET LOI DE DARCY EN MILIEU POREUX NON SATURE :.....	24
II.1.1. Le concept de perméabilité ou conductivité hydraulique.....	24
II.1.2. La loi de Darcy en milieu non saturé.....	25
II.2. LES RELATIONS CARACTERISTIQUES DE L'HYDRODYNAMIQUE EN ZONE NON SATUREE.....	26
II.2.1. Concept théorique.....	26
II.2.2. Méthodes de détermination.....	28
II.2.3. Quelques expressions mathématiques de et.....	28
II.2.3.1. Relations $h(\theta)$	28
II.2.3.2. Relation $K(\theta)$	30
III. MODELISATION MATHEMATIQUE DE L'HYDRODYNAMIQUE EN MILIEU POREUX	
NON SATURE.....	32
III.1. EQUATION DE CONTINUITE.....	33
III.2. EQUATIONS DES ECOULEMENTS EN MILIEU NON SATURE : EQUATION DE RICHARDS.....	33
CHAPITRE II : MODELISATION NUMERIQUE DES TRANSFERTS D'EAU EN MILIEU POREUX NON SATURE.....	36

I. RESOLUTION DE L'ECOULEMENT PAR UNE APPROCHIE ELEMENTS FINIS CLASSIQUES	37
I.1. DISCRETISATION DE L'ESPACE DE RESOLUTION.....	37
I.2. DISCRETISATION TEMPORELLE	39
II. APPROXIMATION PAR ELEMENTS FINIS MIXTES HYBRIDES.....	40
II.1. PRESENTATION DE L'ESPACE FONCTIONNEL DE LA FORMULATION MIXTE	40
II.2. FORMULATION VARIATIONNELLE MIXTE DE LA LOI DE DARCY	41
II.3. FORMULATION VARIATIONNELLE DE L'EQUATION DE CONSERVATION DE LA MASSE	43
II.4. RESOLUTION DE L'EQUATION DE L'ECOULEMENT PAR UNE APPROCHIE MIXTE HYBRIDE	45
III. RESOLUTION NUMERIQUE DES SYSTEMES D'EQUATIONS OBTENUS	48
III.1. LINEARISATION DES EQUATIONS : METHODE DE PICARD.....	49
III.2. CRITERE DE CONVERGENCE ADOPTE POUR LES MODELES NUMERIQUES UTILISES	50
III.3. EVALUATION DU BILAN DE MASSE.....	51
III.4. CONTROLE DU TEMPS DE SIMULATION	51
IV. EXEMPLES NUMERIQUES AVEC UN MODELE ELEMENTS FINIS CLASSIQUES RESOLVANT L'EQUATION EN CHARGE (FECH)	54
IV.1. INTRODUCTION.....	54
IV.2. PRESENTATION DU PROBLEME ETUDIE	55
IV.3. RESULTATS DES SIMULATIONS.....	57
IV.4. DISCUSSIONS.....	58
IV.5. INTRODUCTION DU FACTEUR DE RELAXATION.....	58
IV.5.1. Détermination du facteur de relaxation	59
IV.5.2. Exemple de simulation avec modification du facteur de relaxation.....	59
IV.6. DISCUSSIONS ET CONCLUSION.....	60
IV.7. PRESENTATION DU MODELE SWMS_2D (SIMUNEK ET AL., 1992).....	61
V. VERIFICATION DU CODE DE CALCUL EN ELEMENTS FINIS MIXTES HYBRIDES (MIINS_2D) : COMPARAISON AVEC UNE SOLUTION SEMI-ANALYTIQUE	62
V.1. PRESENTATION DU PROBLEME ETUDIE	62
V.2. PRESENTATION DES RESULTATS DE SIMULATION	64
V.3. DISCUSSIONS ET CONCLUSION	67
VI. CONCLUSION.....	68
CHAPITRE III : ETUDES COMPARATIVES DE DEUX METHODES DE RESOLUTION NUMERIQUE : la méthode éléments finis classiques et la méthode éléments finis mixtes hybrides.....	70
I. MODELE ELEMENTS FINIS CLASSIQUES ET APPROXIMATION DE LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE EN MILIEU POREUX NON SATURE	70
I.1. ESTIMATION DE LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE EN MILIEU POREUX NON SATURE.....	71
I.2. UTILISATION D'UN ELEMENT DE REFERENCE POUR LE CALCUL DE LA CONDUCTIVITE	72
I.3. EXPRESSIONS DES FORMULES DE HAMMER.....	74

I.4. EXEMPLE DE PROBLEME.....	75
I.5. DISCUSSION ET CONCLUSION.....	78
II. PRESENTATION DE L'EXEMPLE DE PROBLEME SIMULE POUR LA COMPARAISON DES DEUX MODELES	78
II.1. CONDITIONS AUX LIMITES.....	79
II.2. DISCRETISATION TEMPORELLE	79
II.3. RESULTATS DES SIMULATIONS.....	79
II.4. DISCUSSION GENERALE.....	87
III. DE LA RECHERCHE D'UNE SOLUTION EXACTE A LA DETERMINATION D'UN CRITERE DE MAILLAGE OPTIMAL	93
III.1. EXEMPLE MONODIMENSIONNEL	93
III.2. EXEMPLE BIDIMENSIONNEL.....	95
III.3. DISCUSSION	96
IV. CONCLUSION.....	97

DEUXIEME PARTIE

CHAPITRE I : INTRODUCTION GENERALE ET POSITION DU PROBLEME.....	102
I. PROBLEMATIQUE GENERALE.....	102
I.1. BREF APERÇU SUR LE PASSE AGRICOLE DE LA REGION	103
I.2. POSITION DU PROBLEME.....	103
I.3. IMPACT DE L'IRRIGATION SUR LES SOLS DE LA MOYENNE VALLEE DU FLEUVE SENEGAL	105
1.3.1. <i>Salinisation</i>	106
1.3.1.1. <i>Processus et méfaits</i>	106
1.3.1.2. <i>Modalité de présence dans la région</i>	106
1.3.2. <i>Alcalinisation</i>	106
1.3.2.1. <i>Processus et méfaits</i>	106
1.3.2.2. <i>Modalités de présence dans la région</i>	107
I.4. OBJECTIFS GENERAUX ET UTILITE DE L'ETUDE.....	108
II. PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE.....	109
II.1. SITUATION GEOGRAPHIQUE	109
II.2. LE CLIMAT.....	110
II.3. LES SOLS	111
11.3.1. <i>Les sols de hautes et petites levées</i>	112
11.3.2. <i>Les sols des cuvettes de décantation</i>	112
II.4. LES TYPES D'AMENAGEMENT	112
II.5. LES TYPES DE CULTURE.....	114
II.6. CHOIX DES SITES.....	115
III. PROTOCOLE DES SIMULATIONS	115
III.1. SIMULATIONS DES OBSERVATIONS.....	116
III.2. SIMULATION DE VARIANTES	116
111.2.1. <i>Analyse des facteurs liés à la dégradation des sols</i>	117
111.2.1.1. <i>Caractéristiques hydrodynamiques des sols</i>	117
111.2.1.2. <i>Type de culture</i>	117
111.2.1.3. <i>Caractéristiques de l'aquifère</i>	117
111.2.1.4. <i>Introduction d'arbres dans les périmètres irrigués</i>	118
111.2.2. <i>Mise en oeuvre des simulations</i>	118

IV. CONCLUSION.....	119
CHAPITRE II : ETUDE EXPERIMENTALE DES TRANSFERTS D'EAU AU NIVEAU DES PERIMETRES IRRIGUES DU NORD SENEGAL.....	121
I. SITE EXPERIMENTAL DE DONAYE	122
I.1. PRESENTATION.....	122
I.2. CARACTERISTIQUE DU SOL.....	123
I.3. DISPOSITIF EXPERIMENTAL	123
I.3.1. <i>Evaluation des apports d'eau dans la parcelle</i>	124
I.3.2. <i>La piézométrie</i>	125
I.3.3. <i>Analyse des données piézométriques</i>	126
I.3.4. <i>Essai d'évaluation de la lame d'eau stockée dans la nappe à partir des relevés piézométriques</i>	127
I.3.5. <i>La tensiométrie</i>	127
I.3.6. <i>Analyse des données tensiométriques</i>	129
I.4. LES ECHELLES LIMNIMETRIQUES	131
I.5. EVOLUTION DU PROFIL HYDRIQUE DURANT LA CAMPAGNE	132
I.6. ANALYSE DES PROFILS HYDRIQUES	134
I.7. ESSAI DE BILAN HYDRIQUE DANS LA PARCELLE	135
I.8. ANALYSE DE LA CHRONIQUE GENERALE DES RELEVES PIEZOMETRIQUES ET DISCUSSION	137
I.9. CONCLUSION.....	139
II. SITE EXPERIMENTAL DE OURO MADIOU.....	140
II.1. PRESENTATION.....	140
II.2. CARACTERISTIQUE DU SOL.....	141
II.3. LE DISPOSITIF EXPERIMENTAL.....	144
II.3.1. <i>Les apports d'eau</i>	146
II.3.2. <i>La piézométrie</i>	147
II.3.3. <i>Analyse des données piézométriques</i>	148
II.3.4. <i>La tensiométrie</i>	149
II.4. EVOLUTION DE L'HUMIDITE DU SOL	152
II.5. MESURE DE L'EVAPORATION AU NIVEAU DU SITE	155
II.5.1. <i>Courbe de K_c pour la culture d'oignon</i>	157
II.5.2. <i>Courbe de K_c pour la culture de tomate</i>	158
II.6. ESSAI DE BILAN HYDRIQUE DANS LES PARCELLES	159
II.6.1. <i>Essai de bilan au niveau du tube N°1 (parcelle tomate)</i>	159
II.6.2. <i>Essai de bilan au niveau du tube N°2 (parcelle oignons)</i>	160
II.7. DISCUSSION ET CONCLUSION.....	160
III. CONCLUSION.....	161
CHAPITRE III : MODELISATION HYDRODYNAMIQUE DES TRANSFERTS D'EAU AU NIVEAU DES PARCELLES IRRIGUEES DU NORD SENEGAL.....	163
I. CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE DES SOLS.....	164
I.1. METHODES DE CARACTERISATION.....	165
I.1.1. <i>Détermination de la conductivité hydraulique à saturation</i>	165
I.1.2. <i>Détermination de la courbe de rétention des sols</i>	165

I.2. RESULTATS DES MESURES	165
I.2.1. Périmètre de Donaye	166
I.2.1.1. horizon argileux supérieur	166
I.2.1.2. Sable aquifère	166
I.2.2. Le Périmètre de Ouro Madiou	167
I.2.2.1. horizons de sols supérieurs	167
I.2.2.2. Sable l'aquifère de Ouro Madiou	168
II. SIMULATION ET RESULTATS	169
II.1. SIMULATION DES OBSERVATIONS A DONAYE	169
II.1.1. Conditions aux limites	169
II.1.1.1. limite supérieure du Domaine	169
II.1.1.2. limite inférieure	169
II.1.1.3. limites latérales	169
II.1.2. Conditions initiales	170
II.1.3. Résultats des simulations à Donaye IT1	170
II.2. SIMULATION DE VARIANTES	177
II.2.1. Structure du domaine et hypothèses de simulation	177
II.2.1.1. Conditions aux limites	178
II.2.1.2. Conditions initiales	179
II.2.2. Exécution des simulations	179
II.2.2.1. Riziculture sur du Fondé (sol léger)	179
II.2.2.2. Double riziculture sur du Fondé	183
II.2.2.3. Riziculture sur du hollaldé (sol lourd)	184
II.2.2.4. Double riziculture sur du hollaldé (sol lourd)	188
II.2.2.5. Polyculture sur du sol Fondé (sol léger)	189
II.2.2.6. Polyculture sur du sol hollaldé (sol lourd)	192
II.3. SIMULATION AVEC INTRODUCTION D'ARBRES DANS LE DOMAINE (EUCALYPTUS)	195
II.4. ANALYSE DE SENSIBILITE SUIVANT LES PARAMETRES HYDRODYNAMIQUES : CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE A SATURATION "Ks" ET COEFFICIENT DE FORME "α"	198
III. CONCLUSION	202
CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES	204
BIBLIOGRAPHIE	209
TABLE DES MATIERES	223
LISTE DES FIGURES	228
LISTE DES TABLEAUX	234
LISTE DES SYMBOLES	238
ANNEXES	240

LISTE DES FIGURES

FIGURES

LISTE DES FIGURES 1^{ère} PARTIE

	<i>pages</i>
FIG. 1-1 : Diagramme schématique du système à trois phases (Hillel, 1988)	13
FIG. 1-2 : Schéma d'une sonde à neutrons	20
FIG. 1-3 : Illustration des parties essentielles d'un tensiomètre (Hillel, 1988)	23
FIG. 1-4 : Courbes $K(\theta)$ pour deux sols différents	26
FIG. 1-5 : Allure de la relation pression -teneur en eau	27
FIG. 1-6 : Allure de la relation conductivité hydraulique-pression	27
 FIG. II-1 : Deux mailles E et E' avec leur côté commun F	 45
FIG. II-2 : Présentation d'un processus itératif (Dhatt G. et Touzot G., 1984)	50
FIG. II-3 : Organigramme de calcul du modèle MHNS_2D	54
FIG. II-4 : Domaine de simulation et conditions aux limites	56
FIG. II-5 : Modèle FECH, pression initiale = -1000 cm C.E [a] : maillage 20x22 et [b] : maillage 40x44	 57
FIG. II-6 : Modèle FECH, pression initiale = -1000 cm C.E avec relaxation [a] : maillage 20x22 et [b] : maillage 40x44	 60
FIG. II-7 : Colonne simulée et conditions aux limites	63
FIG. II-8 : Distribution de pression pour $\Delta z = 0.25$ cm	65
FIG. II-9 : Distributions de pression avec $\Delta z = 0.1$ cm	66
 FIG. III-1 : Représentation des points de calcul sur un triangle avec utilisation des formules de Hammer (Dhatt G. et Touzot G., 1984)	 74
FIG. III-2 : Solution "exacte" (pression initiale = -1000 cm C.E)	75
FIG. III-3 : Résultats des simulations avec les deux approches de discrétisation de la conductivité hydraulique (\bar{K}_e) : $[a_i]$; \bar{K}_e = moyenne arithmétique des conductivités aux noeuds des éléments et $[b_i]$; \bar{K}_e = Intégrale de la relation $K(h)$ sur toute la surface de l'élément	 77
FIG. III-4 : Maillage 20x22, Pression initiale = -200 cm C.E : [a] ; modèle SWMS_2D et [b] ; modèle MHNS_2D	 81
FIG. III-5 : Maillage 40x44, Pression initiale = -200 cm C.E : [a] ; modèle SWMS_2D et [b] ; modèle MHNS_2D	 82
FIG. III-6 : Maillage 80x88, Pression initiale = -200 cm C.E : [a] ; modèle SWMS_2D et [b] ; modèle MHNS_2D	 83
FIG. III-7 : Maillage 20x22, Pression initiale = -1000 cm C.E : [a] ; modèle SWMS_2D et [b] ; modèle MHNS_2D	 84

FIG. III-8 : Maillage 40x44, Pression initiale = -1000 cm C.E : [a] ; modèle SWMS_2D et [b] ; modèle MHNS_2D	85
FIG. III-9 : Maillage 80x88, Pression initiale = -1000 cm C.E : [a] ; modèle SWMS_2D et [b] ; modèle MHNS_2D	86
FIG. III-10 : Modèle éléments finis conformes; Evolution de la durée des pas de temps à différentes valeurs de pression initiale (Maillage 20x22)	87
FIG. III-11 : Modèle éléments finis Mixtes hybrides; Evolution de la durée des pas de temps à différentes valeurs de pression initiale (Maillage 20x22)	88
FIG. III-12 : Profils de pression donnés par les deux modèles au niveau de l'axe x = 51,7	89
FIG. III-13 : Evolution du nombre d'itérations avec le nombre d'inconnues : [a] ; pression initiale = -200 cm C.E et [b] ; Pression initiale = -1000 cm C.E.	92
FIG. III-14 : Modèle éléments finis classiques ; Evolution de la pression au niveau du noeud d'ordonnée y = 21 cm	94
FIG. III-15 : Modèle éléments finis mixtes hybrides ; Evolution de la pression au niveau de la facette d'ordonnée y = 21 cm	94
FIG. III-16 : Evolution comparée des profils de pressions avec le nombre d'itérations au niveau de la maille de coordonnées x = 51,7 et y = 86,7 (Maillage 20x22)	95
FIG. III-17 : Evolution comparée des profils de pression avec le nombre d'itérations au niveau de la maille de coordonnées x = 51, et y = 86,7 (Maillage 40x44)	96

LISTE DES FIGURES 2^{ème} PARTIE

FIG. I-1 : Schéma explicatif du problème posé	105
FIG. I-2 : Cartes de Situation	109
FIG. I-3 : Carte de la région de Podor	110
FIG. I-4 : Pluie moyenne journalière durant l'année 1995 à Podor	111
FIG. I-5 : Calendrier d' occupation du sol dans la vallée (Gay, Dancette, 1993)	114
FIG. I-6 : Successions culturales possibles en double culture annuelle dans la vallée du Sénégal (Gay et Dancette, 1993)	114
FIG. II-1 : Plan de Situation et localisation du dispositif expérimental	122
FIG. II-2 : Coupe lithologique, positionnement des piézomètres et de la nappe	123
FIG. II-3 : Apports d'eau (mm/jour) dans la parcelle durant la campagne hivernale (le zéro de l'axe des temps correspond au premier jour d'irrigation)	124

FIG. II-4 : Evolution des Piézomètres à Donaye, Campagne hivernage 1995 (<i>le zéro des abscisses correspond au premier jour d'irrigation de la parcelle</i>)	125
FIG. II-5 : Evolution spatio-temporelle du niveau piézométrique à Donaye (<i>Les initiales D.I et D.F correspondent respectivement au début de l'irrigation et la fin de l'irrigation</i>).	126
FIG. II-6 : Représentation des relevés tensiométriques : [a], site au pied du piézomètre P2 et [b] site au pied du piézomètre P3.	128
FIG. II-7 : Evolution des gradients hydrauliques à Donaye : [a] représente le site au niveau du piézomètre P2, [b] le site au niveau de P3 et [c] celui au niveau de P4 (<i>Les initiales D.I et D.F correspondent respectivement au début de l'irrigation et la fin de l'irrigation</i>).	130
FIG. II-8 : Lane d'eau mesurée aux échelles et apports d'eau dans la parcelle à IT1 (<i>le zéro de l'axe des abscisses correspond au premier jour d'irrigation</i>)	131
FIG. II-9 : Evolution de l'humidité pondérale durant la campagne hivernale 95 : [a] le 10/08/95, [b] le 26/08/95, [c] le 3/11/95 et [d] le 24/11/95 (<i>avec première irrigation le 19/07/95 et la dernière irrigation le 11/10/95</i>).	133
FIG. II-10 : Evolution du stock d'eau dans le sol : [a], au pied du piézomètre P2, [b], au pied de P3 et [c] au pied P4. (<i>stock évalué à partir de l'humidité pondérale et en considérant la densité du sol comme uniforme et égale à $1,8 \text{ g/cm}^3$</i>)	135
FIG. II-11 : Evolution des piézomètres à Donaye IT1 (<i>campagne de contre saison 1994, campagne hivernage 1994 et campagne hivernage 1995</i>)	137
FIG. II-12 : Superposition du niveau du fleuve avec ceux des piézomètres à Donaye	138
FIG. II-13 : Périmètre de OURO MADIOU : Plan de situation	140
FIG. II-14 : Cartes d'isovaleurs de pourcentage en argiles	141
FIG. II-15 : Coupe lithologique, positionnement des piézomètres et de la nappe	143
FIG. II-16 : Courbes granulométriques de différents horizons (<i>établies à partir d'échantillons prélevés lors des premiers sondages sur le terrain</i>).	144
FIG. II-17 : Ouro Madiou : équipement du dispositif expérimental	145
FIG. II-18 : Apports d'eau à Ouro Madiou; PA, parcelle oignons et PC, parcelle tomates. (<i>l'origine des abscisses correspond au 1/12/95 et la 1ère irrigation a eu lieu le 6/12/95 dans PA et le 19/12/95 dans PC</i>)	146
FIG. II-19 : Représentation des relevés piézométriques à OURO MADIOU (<i>le zéro des abscisses correspond à la première irrigation de la parcelle oignon et l'irrigation de la parcelle tomate s'est faite le 13^{ème} jour</i>).	147
FIG. II-20 : Evolution spatio-temporelle du niveau piézométrique à Ouro Madiou	147
FIG. II-21 : Représentation des relevés tensiométriques et des apports d'eau à Ouro Madiou : [a] parcelle tomates et [b] parcelle oignons	150

FIG. II-22 : Evolution des gradients hydrauliques à Ouro Madiou : [a] au site de tensios S1, [b] au site S2 et [c] au site S3. (le 0 des temps correspond au 1er jour d'irrigation).	151
FIG. II-23 : Evolution de la teneur en eau du sol durant la campagne agricole : [a] au niveau du tube N°1 et [b] au niveau du tube N°2.	153
FIG. II-24 : Evolution du stock d'eau cumulé dans le sol : [a] au niveau du tube de sonde N°1 et [b] au niveau du tube de sonde N°2. (abscisse 0 correspond au 18/11/95).	154
FIG. II-25 : Evolution journalière de l'évaporation bac	155
FIG. II-26 : Courbe du coefficient cultural de l'oignon à Ouro Madiou (<i>climat sec, HRmin faible, vent léger à modéré et ET_0 phase initiale ~ 3 mm/jour</i>).	157
FIG. II-27 : Courbe du coefficient cultural de la tomate à Ouro Madiou (<i>climat sec, HRmin faible, vent léger à modéré et ET_0 phase initiale ~ 3 mm/jour</i>).	158
FIG III-1 : Evolution comparée des pressions mesurées et simulées à DNYP2 : [a] tensiomètre à 20 cm, [b] à 40 cm, [c] à 60 cm, [d] tensio à 95 cm et [e] tensio à 135 cm.	171
FIG III-2 : Evolution comparée des pressions mesurées et simulées à DNYP3 : [a] tensiomètre à 20 cm, [b] à 40 cm, [c] à 60 cm, [d] tensio à 95 cm et [e] tensio à 135 cm.	172
FIG III-3 : Evolution comparée des pressions mesurées et simulées à DNYP4 : [a] tensiomètre à 20 cm, [b] à 40 cm, [c] à 60 cm, [d] tensio à 95 cm et [e] tensio à 135 cm.	173
FIG III-4 : Evolution des volumes d'eau échangés à Donaye	174
FIG. III-5 : Volumes d'eau échangés à Donaye; Irrigation et entrées-sorties latérales	174
FIG. III-6 : Domaine de simulation et conditions aux limites	178
FIG. III-7 : Riz sur du fondé ; Evolution du niveau de la nappe durant et après arrêt de l'irrigation	181
FIG III-8 : Riz sur fondé ; volumes d'eau échangés dans le domaine	182
FIG. III-9 : Double riziculture sur du fondé ; évolution du niveau de la nappe avant, durant et après l'irrigation	184
FIG. III-10 : Riz sur du hollaldé ; évolution de la nappe après durant et après arrêt de l'irrigation	186
FIG III-15 : Riz sur hollaldé : Evolution des volumes d'eau échangés dans le domaine	187
FIG. III-12 : Double riziculture sur du hollaldé : évolution du niveau de la nappe durant et après l'irrigation	189
FIG. III-13 : Evolution de la nappe durant une campagne de polyculture sur du Fondé	191

FIG III-14 : Polyculture sur Fondé : Evolution des volumes d'eau échangés	191
FIG. III-15 : Evolution de la nappe durant une campagne de polyculture sur du hollaldé	193
FIG III-14 : Polyculture sur Fondé : Evolution des volumes d'eau échangés	194
FIG III-17 : Evolution du volume d'eau cumulé suivant les âges des arbres	197
FIG III-18 : Evolution des volumes d'eau prélevés par les Eucalyptus suivant leur âge	198
FIG. III-19 : " α " fixe ; Evolution du volume d'eau cumulé dans le domaine pour différentes valeurs de la conductivité hydraulique à saturation	199
FIG. III-20 : Ksat fixe ; Variation de stock cumulé dans le domaine	201
FIG. III-21 : Ksat fixe ; Evolution du volume d'eau échangé à travers la parcelle	201

LISTE DES TABLEAUX

TABLEAUX

LISTE DES TABLEAUX 1^{ère} PARTIE

	<i>pages</i>
Tableau II-1 : Paramètres hydrodynamiques du domaine simulé	55
Tableau II-2 : Paramètres temporels des simulations	56
Tableau II-3 : Evolution du bilan en eau pour les simulations effectuées	57
Tableau II-4 : Evolution du bilan de masse avec facteur de relaxation	59
Tableau II-5 : Caractéristiques hydrodynamiques du sol modélisé	63
Tableau II-6 : Paramètres temporels des simulations	64
Tableau II-7 : Bilans de masse donnés par les modèles	67
Tableau III-1 : Coefficients de Hammer à six points	74
Tableau III-2 : Evolution du nombre d'itérations avec le maillage pour les deux méthodes	76
Tableau III-3 : Paramètres temporels des simulations	79
Tableau III-4 : Evolution du bilan en eau avec le maillage (Pression initiale = -200cm C.E)	80
Tableau III-5 : Evolution du bilan en eau avec le maillage (Pression initiale = -1000cm C.E)	80
Tableau III-6 : Evolution du temps CPU avec la pression initiale	90
Tableau III-7 : Evolution du temps CPU et du nombre d'itérations avec le maillage	90
Tableau III-8 : Evolution du temps CPU et du nombre d'itérations avec le maillage	90
Tableau III-9 : Evolution du temps CPU et du Nombre d'itérations avec le maillage	91
Tableau III-10 : Evolution du temps CPU et du nombre d'itérations avec le maillage	91
Tableau III-11 : Evolution du nombre d'inconnues avec le maillage	98

LISTE DES TABLEAUX 2^{ème} PARTIE

Tableau I-1 : Types d'aménagements (d'après Hecq et Dugauquier, 1990)	113
Tableau I-2 : Caractéristiques des racines de l'Eucalyptus globulus pour quatre âges différents (d'après Mathur et Rajagopal, 1986)	118
Tableau I-3 : Plan d'exécution des simulations	119
Tableau II-1 : Caractéristiques granulométriques et classe texturale du matériau poreux; [a] sondage 1, [b] sondage 2 et [c] sondage 3	142
Tableau III-1 : Paramètres hydrodynamiques de l'horizon argileux	166
Tableau III-2 : Ksat de l'aquifère déterminée au niveau des piézomètres par Slug-test	166
Tableau III-3 : Paramètres hydrodynamiques de l'aquifère	167
Tableau III-4 : Récapitulatif des paramètres hydrodynamiques des sols à Donaye	167
Tableau III-5 : Récapitulatif des paramètres hydrodynamiques des sols à Ouro Madiou	168
Tableau III-6 : Donaye : Volume d'eau Infiltré et variation de Stock	175
Tableau III-7 : Paramètres hydrodynamiques du sable aquifère	179
Tableau III-8 : Caractéristiques hydrodynamiques d'un sol de type Fondé	179

Tableau III-9 : Riz sur Fondé : Volume d'eau Infiltré et variation de Stock	182
Tableau III-10 : Riz sur hollaldé : Volume d'eau Infiltré et variation de Stock	187
Tableau III-11 : Polyculture sur fondé : Volume d'eau Infiltré et variation de Stock	192
Tableau III-12 : Polyculture sur hollaldé : Volume d'eau Infiltré et variation de Stock	195
Tableau III-13 : Tableau récapitulatif	195
Tableau III-14 : Paramètres utilisés pour les simulations	199

LISTE DES SYMBOLES

LISTE DES SYMBOLES

α	: coefficient de forme de la courbe de rétention	$[L^{-1}]$
$C(h)$: capacité capillaire	$[L^{-1}]$
Caps	: capacité capillaire à saturation	
$D(\theta)$: Diffusivité en milieu non saturé	$[L^2 T^{-1}]$
d_t	: la densité apparente totale	$[ML^{-3}]$
d_p	: La densité du solide ou densité des particules	$[ML^{-3}]$
d_s	: la densité apparente sèche	$[ML^{-3}]$
ψ	: potentiel total	$[L]$
ψ_g	: potentiel de gravité	$[L]$
ψ_m	: potentiel de pression ou matriciel	$[L]$
ψ_o	: potentiel osmotique	$[L]$
g	: accélération de la pesanteur	$[LT^{-2}]$
h	: pression (< 0)	$[L]$
H	: charge piézométrique ($H = h + z$)	$[L]$
i_v	: indice des vides	$[L^3 L^{-3}]$
k	: perméabilité intrinsèque dépend uniquement des caractéristiques du solide	$[L^2]$
$K(h)$: conductivité hydraulique en milieu non saturé	$[LT^{-1}]$
K_s	: conductivité hydraulique à saturation	$[LT^{-1}]$
λ	: paramètre reflétant la porosimétrie du sol	
l	: connectivité des pores	
M_a	: masse air	$[M]$
M_e	: masse eau	$[M]$
M_s	: masse solide	$[M]$
M_t	: masse totale	$[M]$
n & m	: coefficients de forme (adimensionnels) caractéristiques du sol considéré	
η	: viscosité dynamique du fluide	$[ML^{-1}T^{-1}]$
P_1	: poids humide de l'échantillon	$[M]$
P_2	: poids sec de l'échantillon	$[M]$
P_{at}	: pression atmosphérique	$[ML^{-1}T^{-2}]$
P_e	: pression absolue de l'eau du sol	$[ML^{-1}T^{-2}]$
P_{ef}	: porosité efficace	
P_t	: porosité totale	$[L^3 L^{-3}]$
q	: flux échangé	$[L^2 T^{-1}]$

θ	: teneur en eau volumique	$[L^3 L^{-3}]$
$\theta(h)$: teneur en eau	$[L^3 L^{-3}]$
θ_r	: teneur en eau résiduelle	$[L^3 L^{-3}]$
θ_s	: teneur en eau à saturation	$[L^3 L^{-3}]$
ρ	: masse volumique	$[ML^{-3}]$
ρ_e	: masse volumique de l'eau	$[ML^{-3}]$
S_e	: taux de saturation	
V_a	: volume air	$[L^3]$
V_e	: volume d'eau dans l'échantillon	$[L^3]$
V_f	: volume fluide	$[L^3]$
V_{grav}	: volume d'eau gravitaire	$[L^3]$
V_s	: volume solide	$[L^3]$
V_t	: volume total de l'échantillon	$[L^3]$
V_v	: volume des vides	$[L^3]$
z	: cote altimétrique	$[L]$

ANNEXE A

CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE A SATURATION

DETERMINATION DE LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE A SATURATION DES SOLS PAR LE BIAIS D'UN PERMEAMETRE A CHARGE VARIABLE

A-I. Principes de la méthode

Le principe de la mesure de la conductivité hydraulique à saturation consiste à suivre dans le temps la variation de la charge appliquée à l'échantillon. Le dispositif est constitué d'un tube en verre de section (s) se raccordant à un cylindre de section (S) supérieure à (s) et contenant l'échantillon à étudier (voir figure 1).

A un instant t donné, h mesure la perte de charge au travers de l'échantillon. La loi de Darcy s'écrit alors :

$$Q(t) = KS \frac{h(t)}{L}$$

Pendant l'intervalle de temps dt qui suit l'instant t , le niveau de l'eau dans le tube s'abaisse de dh et le volume écoulé est donné par la relation :

$$dV = Qdt = -s dh$$

Par identification on obtient la relation:

$$KS \frac{h(t)}{L} = -s \frac{dh}{dt}$$

Après intégration, on en déduit l'expression donnant K la conductivité hydraulique :

$$K = \frac{Ls}{S\Delta T} \ln\left(\frac{h_0}{h}\right)$$

K conductivité hydraulique ($L T^{-1}$)

ΔT intervalle de temps entre l'instant t et $t + dt$ (T)

h_0 charge hydraulique à l'instant initial (L)

Cette relation nous permet d'évaluer la conductivité hydraulique en relevant les variations de la charge hydraulique h entre deux instants.

L'autre procédé est de relever les variations de h au cours du temps et de porter sur un graphique $\ln\left(\frac{h_0}{h}\right)$ en fonction du temps :

$$\ln\left(\frac{h_0}{h}\right) = f(t)$$

On obtient alors une droite dont la pente est proportionnelle à la conductivité hydraulique à saturation du sol constituant l'échantillon en question.

Compte tenu des types de sol que nous avons au niveau de nos sites d'étude, nous avons opté pour l'utilisation de ce type de perméamètre pour la détermination de la conductivité hydraulique à saturation.

A-II. Application de la méthode aux sols des périmètres irrigués

On procédera en une première étape qui consiste à prélever des échantillons de sols non remaniés. Ces échantillons ont été prélevés à l'aide de tube en PVC cylindriques de 7,4 cm de diamètre et de 6 cm de hauteur. La prise d'échantillons s'est effectuée à différents niveaux de profondeur allant de 20 cm à partir de la surface du sol à 100 cm à Ouro Madiou et jusqu'à 140 cm à Donaye. Les échantillons sont ensuite saturés en laboratoire *per ascendum* pendant au minimum 48 heures avant le début de chaque essai d'infiltration.

Nous présentons alors à travers ce qui suit les résultats que nous avons obtenus à partir de nos échantillons de sol. On procédera par des illustrations graphiques des résultats d'essais de détermination de la conductivité hydraulique à saturation par le biais du perméamètre à charge variable et nous essayerons de déterminer une valeur moyenne de conductivité hydraulique pour chaque horizon échantillonné et pour chaque site d'étude.

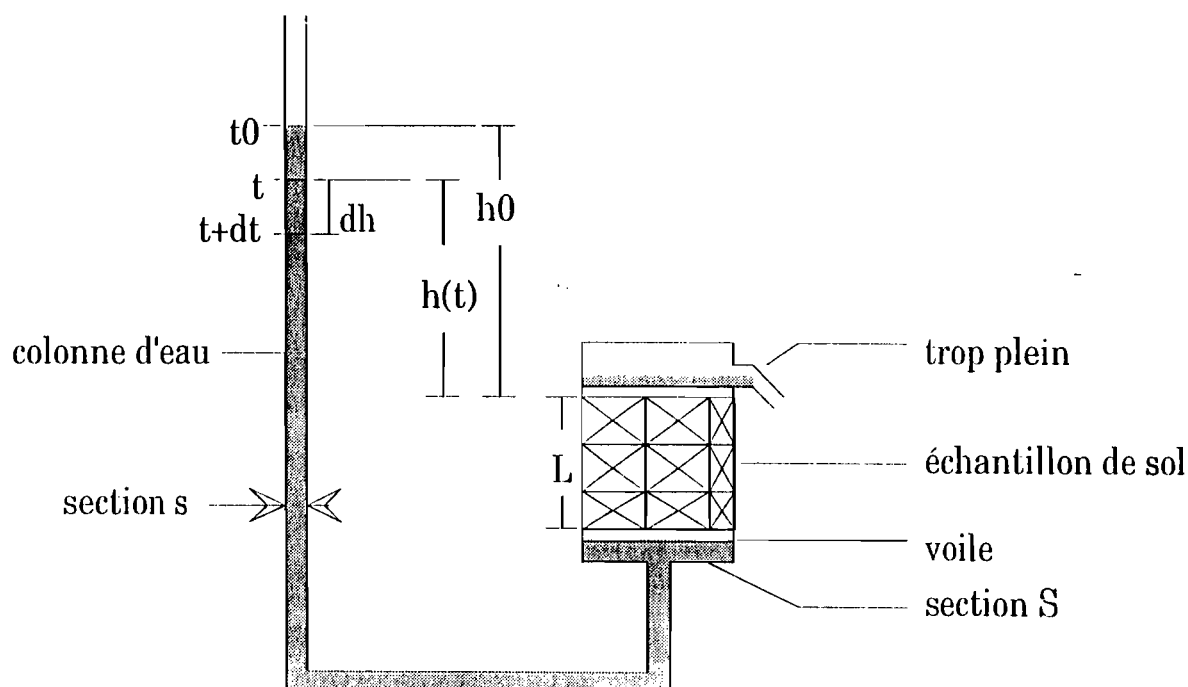


FIG. A-1 : Perméamètre à charge variable

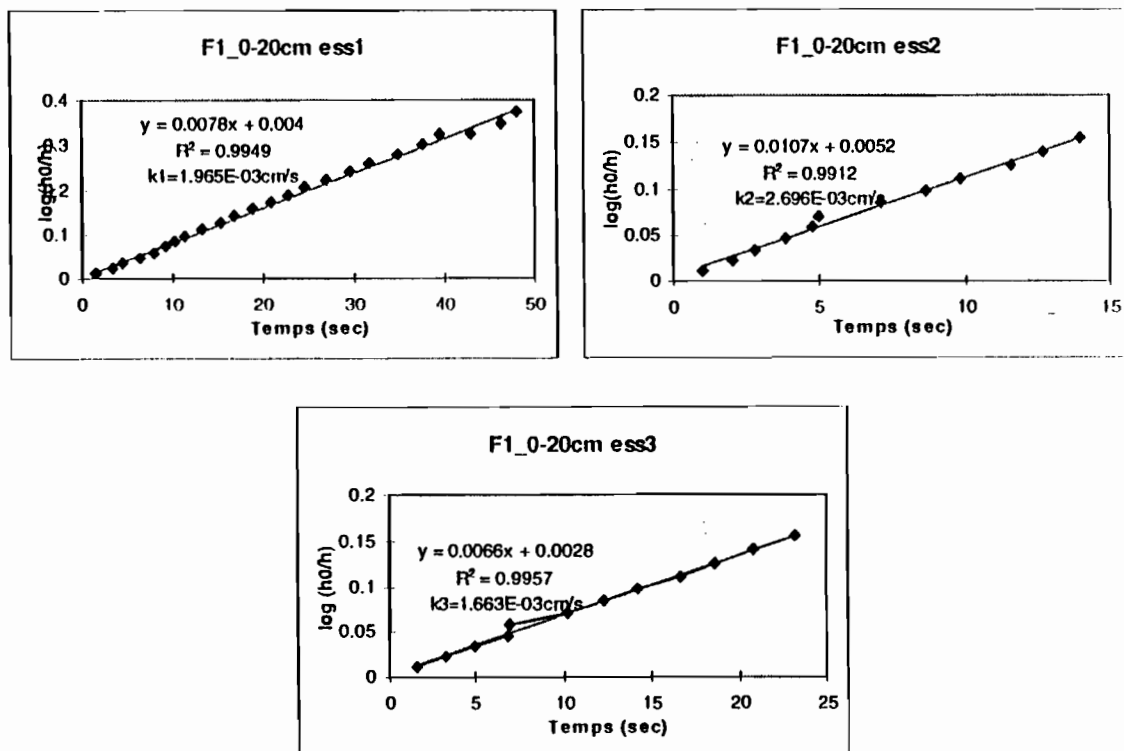
Il faudra noter qu'il n'est nullement question dans cette étude de procéder à une analyse de la variabilité locale de la conductivité hydraulique à saturation (voir travaux de Arnaud de Luca), ni d'un test de reproductibilité des essais, mais tout simplement d'une détermination d'un ordre de grandeur permettant de caractériser hydrodynamiquement chaque horizon. Par contre, plusieurs essais ont été effectués pour chaque échantillon de chaque horizon et la moyenne arithmétique des valeurs obtenues est considérée comme étant la conductivité hydraulique à saturation moyenne de l'horizon en question.

A-II-1. PERIMETRE DE OURO MADIOU

Compte tenu de la structure des sols du périmètre, les échantillons ont été prélevés dans trois fosses différentes suivant le long d'un transect allant d'une zone composée de limons fins à une fortement argileuse.

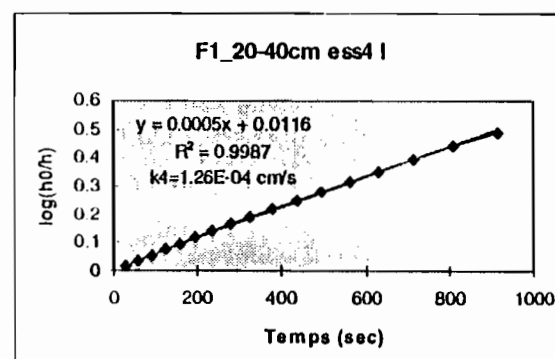
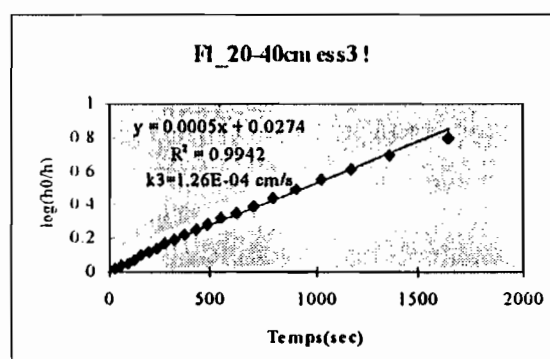
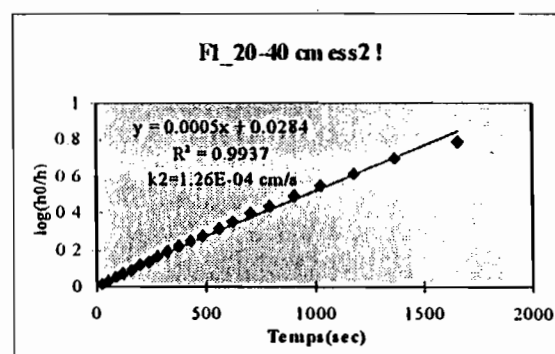
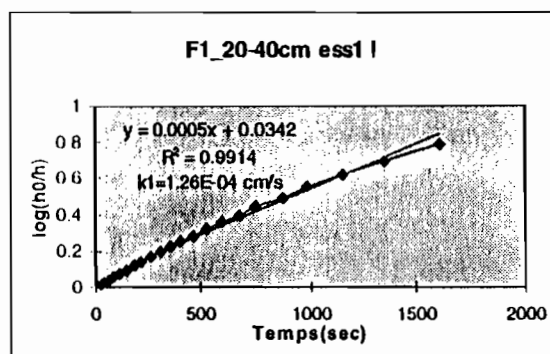
A-II-1-1. Echantillons de la Fosse F1

Horizon 0-20 cm



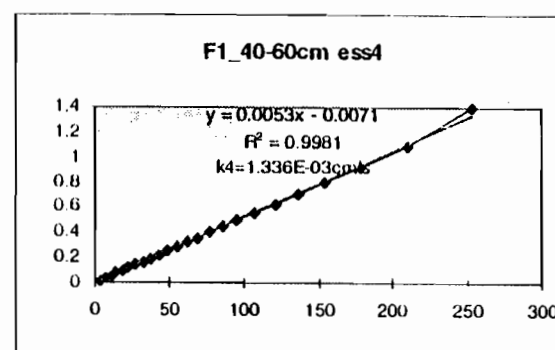
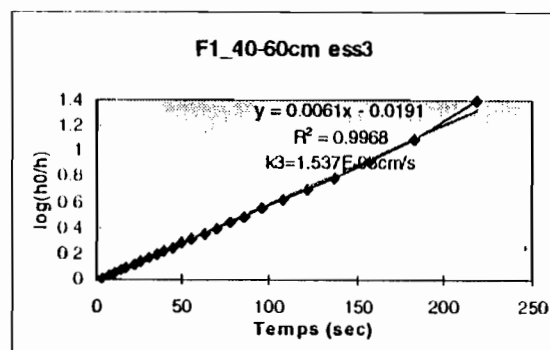
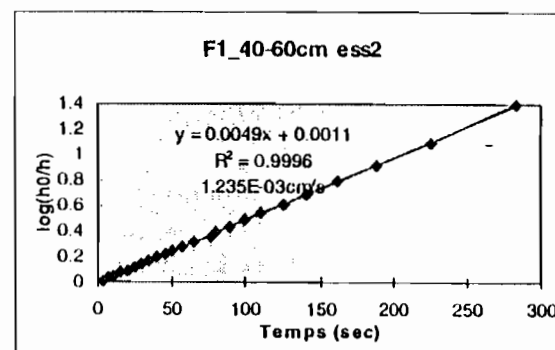
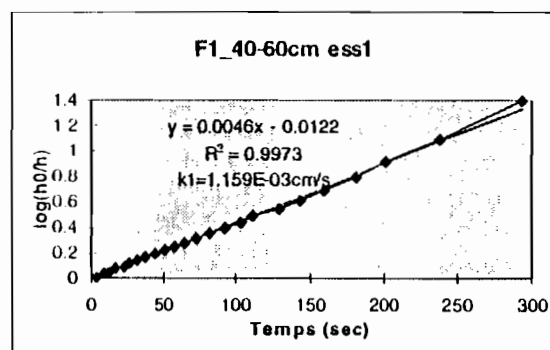
Conductivité hydraulique moyenne pour cet horizon : $Ks \text{ moy} = 2,108E-03 \text{ cm/s}$

Horizon 20-40 cm



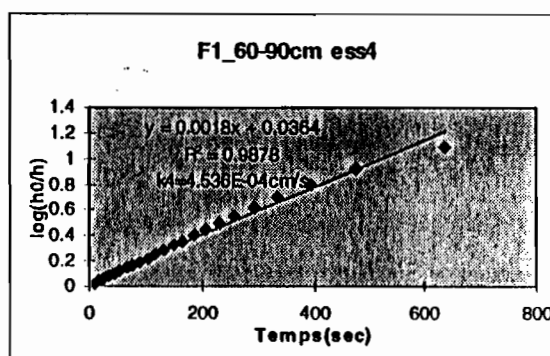
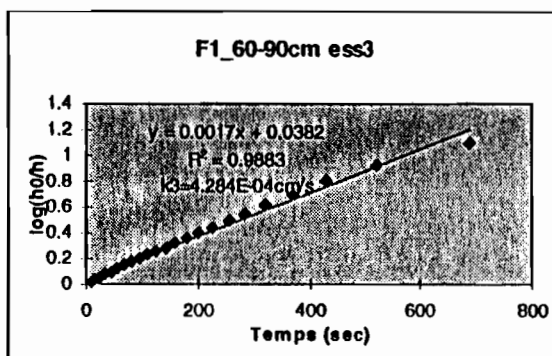
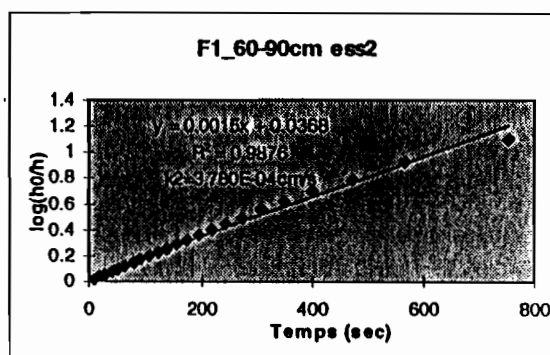
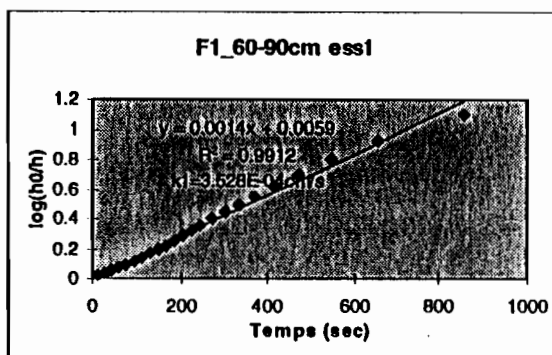
Conductivité hydraulique moyenne pour cet horizon : $Ks \text{ moy} = 1,26 E-04 \text{ cm/s}$

Horizon 40-60 cm



Conductivité hydraulique moyenne pour cet horizon : $Ks \text{ moy} = 1,317E-03 \text{ cm/s}$

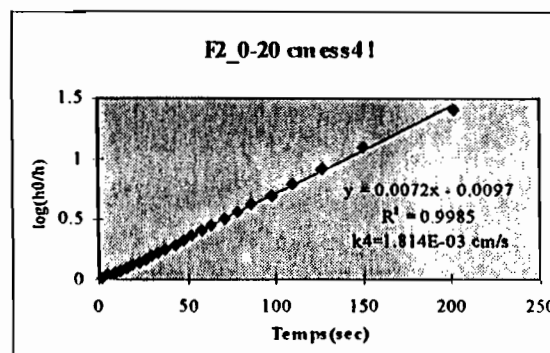
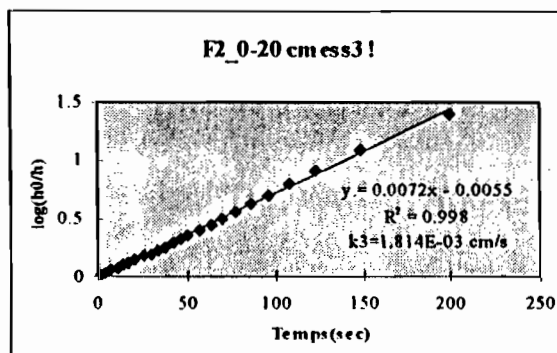
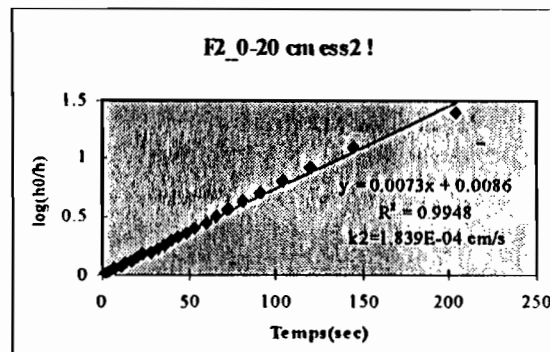
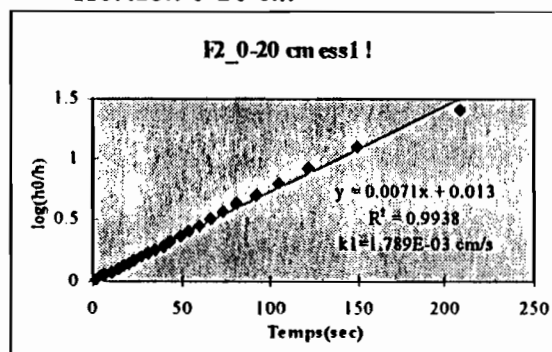
Horizon 60-90 cm



Conductivité hydraulique moyenne pour cet horizon : $Ks \text{ moy} = 4,032E-04 \text{ cm/s}$

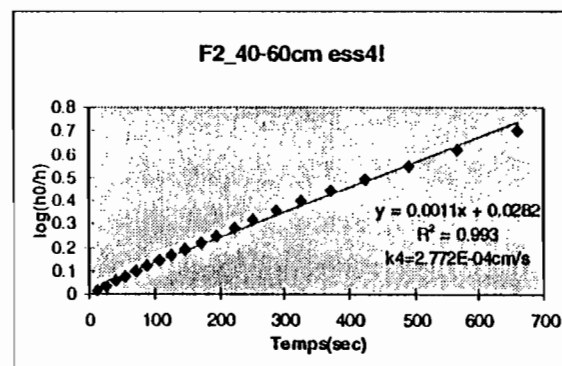
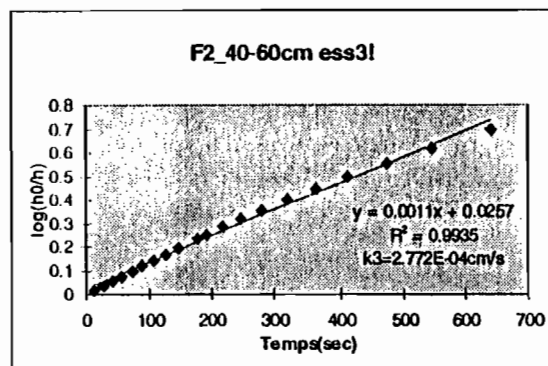
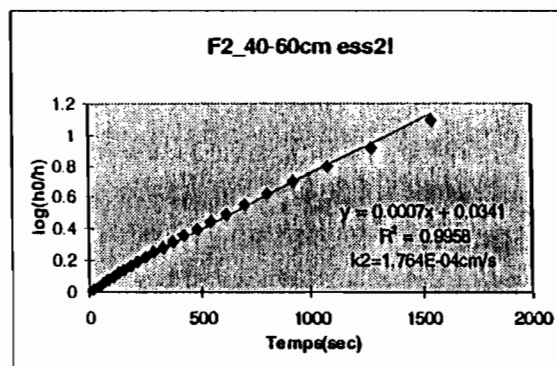
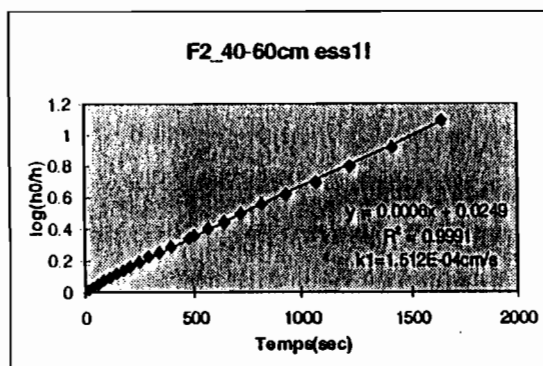
A-II-1-2. Echantillons de la Fosse F2

Horizon 0-20 cm



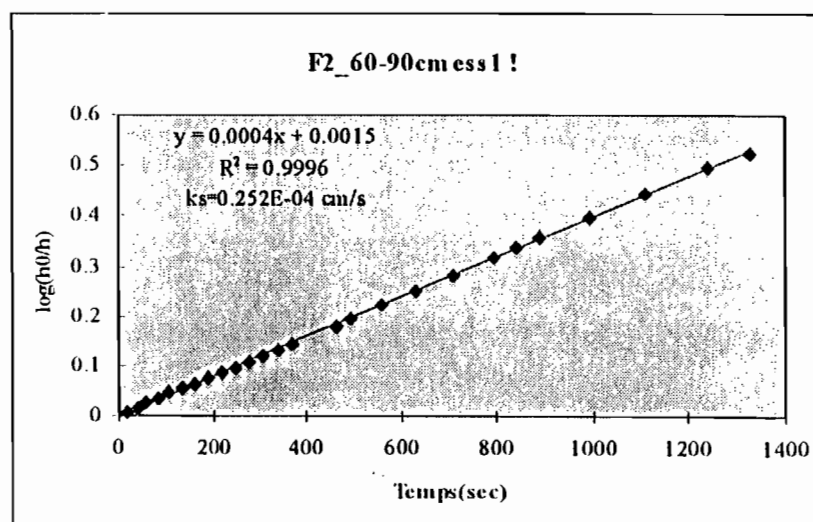
Conductivité hydraulique moyenne pour cet horizon : $Ks Mo = 1,814E-03 \text{ cm/s}$

Horizon 40-60 cm



Conductivité hydraulique moyenne pour cet horizon : $Ks_{\text{moy}} = 2,205E-04 \text{ cm/s}$

Horizon 60-90 cm

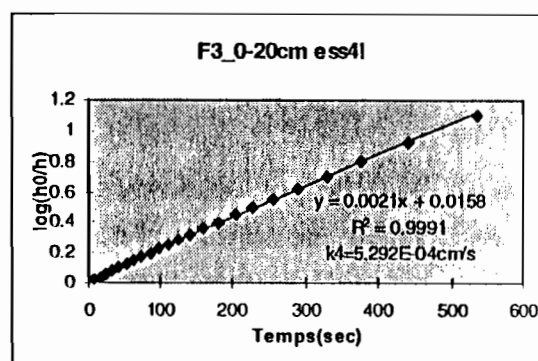
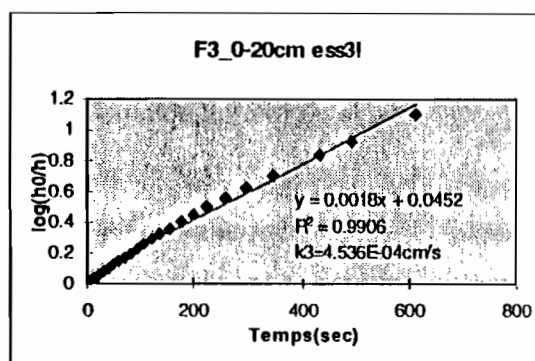
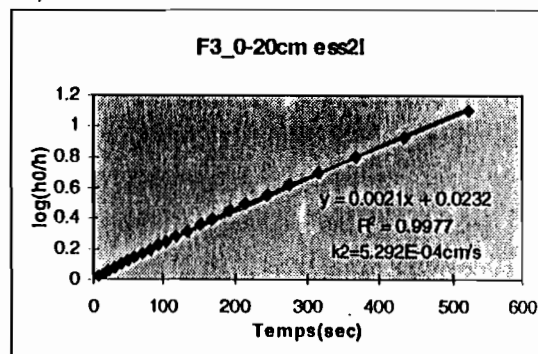
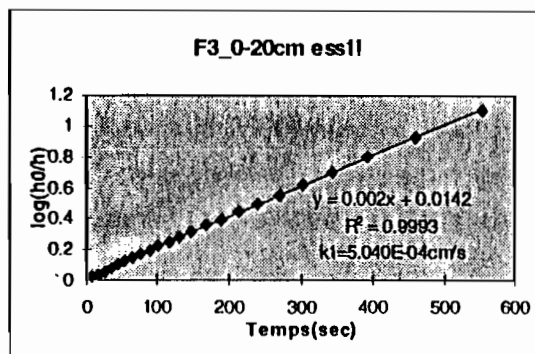


Conductivité hydraulique moyenne de l'horizon : $Ks = 0,252E-04 \text{ cm/s}$

Remarque : Pour cet horizon on n'a pas pu réaliser d'autres essais, l'échantillon ayant été détruit au cours du second essai.

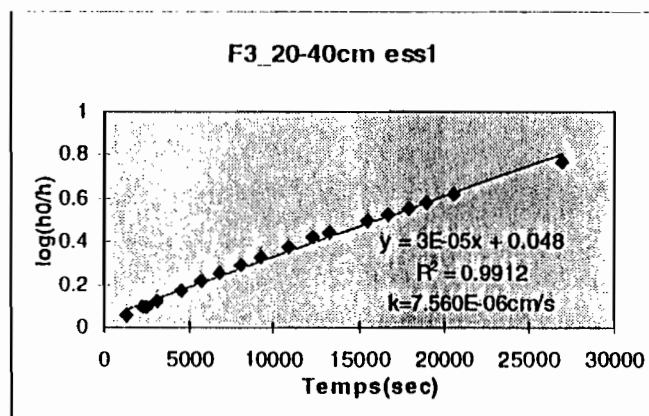
A-II-1-3. Echantillons de la Fosse F3

Horizon 0-20 cm



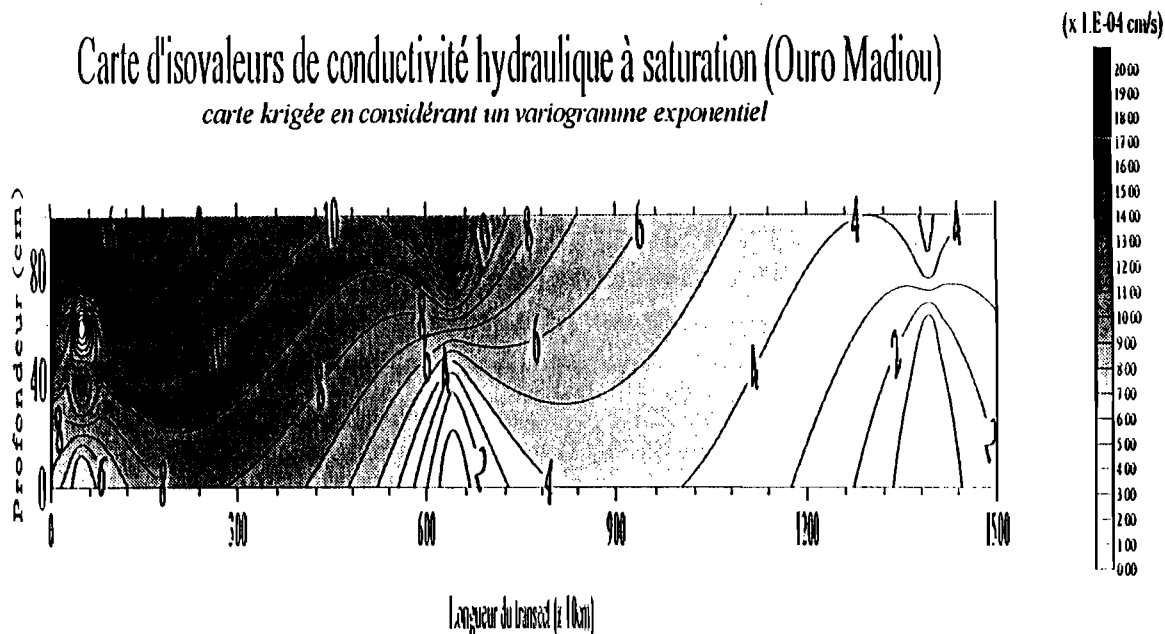
Conductivité hydraulique à saturation pour cet horizon : $Ks \text{ moy} = 5.040 E-04 \text{ cm/s}$

Horizon 20 - 40 cm



Conductivité hydraulique à saturation pour cet horizon : $Ks \text{ moy} = 7,560E-06 \text{ cm/s}$

Remarque : Un seul essai possible, échantillon détruit durant le second essai.

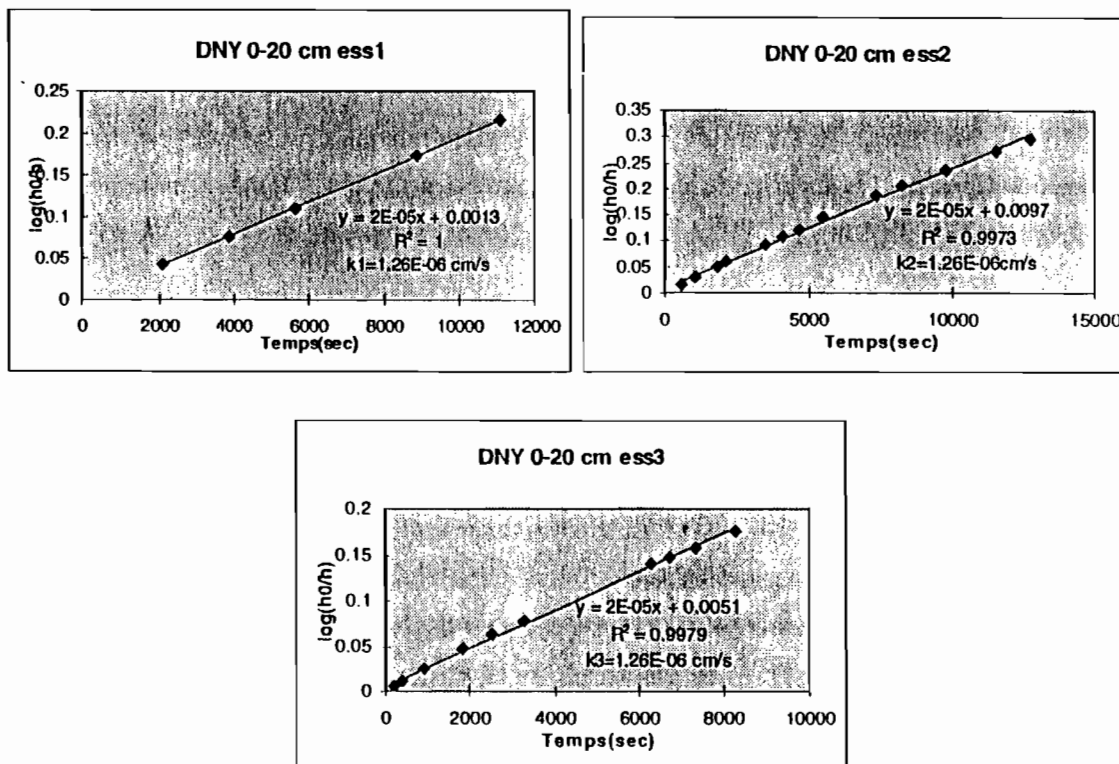


Cette carte a été obtenue à partir des différentes valeurs moyennes de conductivités hydrauliques à saturation déterminées pour chaque horizon. Elle montre une distribution de cette conductivité assez représentative de la structure du sol observée sur le terrain. Nous constatons des valeurs plus fortes au niveau du fondé (en tête de transect à partir du Doué) et des valeurs plus faibles vers la zone constituée d'un sol hollaldé (fin du transect). Nous pourrions ensuite envisager une superposition avec une carte de distribution des pourcentages d'argiles, au niveau du transect, obtenue à partir des résultats granulométriques. Ceci pourra nous permettre de déterminer une corrélation entre la conductivité hydraulique à saturation et le pourcentage d'argile.

A-II-2. PERIMETRE DE DONAYE

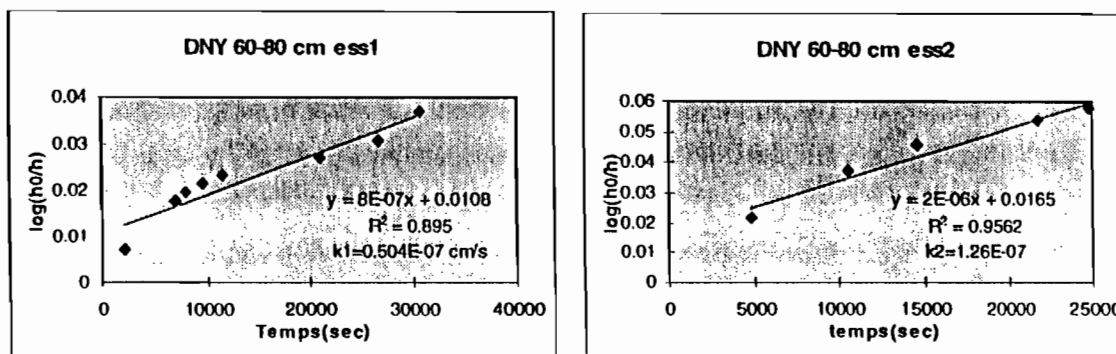
Les échantillons proviennent d'une seule fosse ouverte au centre de la parcelle à IT1. Différentes profondeurs ont été échantillonnées et les résultats des essais sont illustrés ci-dessous.

Horizon 0-20 cm

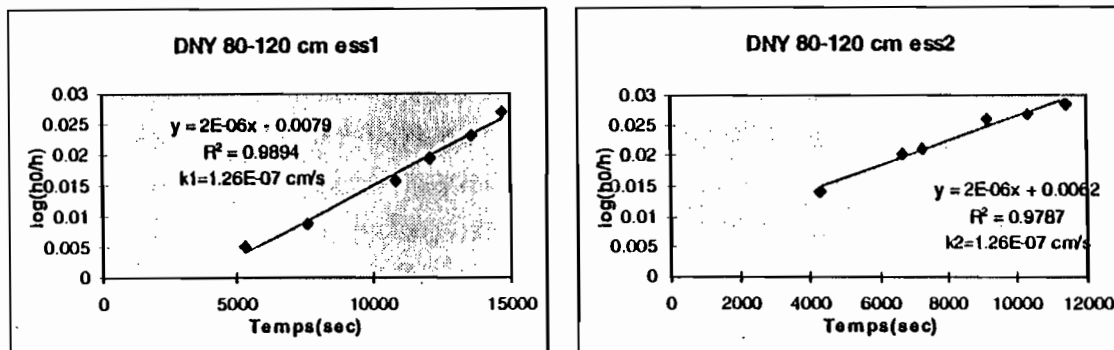


Conductivité hydraulique moyenne pour cet horizon : $Ks \text{ moy} = 1,260 \text{ E-06 cm/s}$

Horizon 60-80 cm



Conductivité hydraulique moyenne pour cet horizon : $Ks \text{ moy} = 0,882 \text{ E-07 cm/s}$

Horizon 80-120 cm

Conductivité hydraulique moyenne pour cet horizon : $Ks \text{ moy} = 1,26E-07 \text{ cm/s}$

A-II-3 OBSERVATIONS GENERALES

Pour les échantillons avec lesquels on a pu faire plusieurs essais, nous observons des valeurs de conductivité hydraulique à saturation quasi identiques pour chaque série d'essais et pour chaque échantillon. Ceci permet de justifier l'utilisation de la moyenne arithmétique pour déterminer une valeur de conductivité hydraulique à saturation moyenne par échantillon. En outre, nous observons en général une bonne tenue des échantillons des sols argileux comme ceux de Donaye. Les seuls cas de destruction d'échantillons observés concernent des échantillons du périmètre de Ouro Madiou. Une fois saturé d'eau, le sol perd toute cohésion et les particules de sol sont transportées par l'eau. Dans de pareils cas, l'eau qui se déverse à travers le trop plein de l'appareil devient très chargée. Ceci fait que dans certains cas, on a pu réussir qu'un seul essai.

A-II-4 AVANTAGES ET INCONVENIENTS DE LA METHODE

L'avantage premier est bien sûr sa simplicité de mise en oeuvre mais également l'interprétation qui se fait de manière relativement aisée.

En ce qui concerne les inconvénients nous pouvons noter en premier la délicatesse de la prise d'échantillons. En effet, une attention particulière doit être apportée à cette opération pour ne pas tasser le sol dans le cylindre PVC et ainsi modifier le comportement hydrique du sol. En second lieu nous avons les sources d'erreurs multiples. Une première source d'erreur potentielle résiderait au niveau de la percolation de l'eau au travers de l'échantillon à étudier. Pour ce processus en question, Nous pouvons noter la possibilité de "bypassflow" ou circulations préférentielles de l'eau qui prennent naissance en l'occurrence entre l'échantillon de sol et le cylindre PVC le contenant. Nous pouvons dire alors que cette

erreur est inhérente à la méthode et entraîne alors une légère surestimation de la conductivité hydraulique. Une autre source d'erreur peut également provenir toujours de la présence de circulations préférentielles qui occupent cette fois-ci le long des racines se trouvant dans les échantillons notamment de surface qui concernent souvent la partie travaillée des sols. Nous avons également la création de pores fonctionnels occasionnée par la prise d'échantillon. En effet on peut avoir des macropores inactifs "*in situ*" et que la prise d'échantillon peut occasionner l'ouverture de ces derniers entraînant ainsi des circulations préférentielles. L'importance de ces racines et de ces macropores pourrait même dans certains cas compromettre l'applicabilité de la loi de Darcy l'écoulement devenant fortement turbulent. Des cas de ce genre ont été rencontrés durant notre expérimentation.

En revanche, des tests effectués au bleu de méthylène pour suivre l'existence éventuelle de ces circulations préférentielles nous ont confirmé la bonne tenue de la plupart de nos échantillons d'où la relative confiance qu'on peut accorder à nos valeurs de conductivité hydraulique à saturation.

UTILISATION DE LA METHODE DU SLUG TEST POUR LA DETERMINATION DE LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE DES AQUIFERES

Dans nos études, nous avons utilisées la méthode du slug test ou choc hydraulique pour caractériser nos aquifères (Laval, 1996).

i) Présentation du Slug test

Le slug-test ou essai de choc hydraulique est un essai facile à mettre en oeuvre permettant d'accéder à la perméabilité ou la transmissivité de l'aquifère au voisinage d'un puits ou d'un piézomètre. Il consiste à injecter ou à prélever un volume d'eau connu et d'observer l'abaissement, respectivement la remontée du plan d'eau au cours du temps.

Les meilleurs résultats au slug-test sont obtenus pour des perméabilités relativement faibles, c'est-à-dire inférieures à 10^{-4} m/s ou environ 10m/j. Au-delà, les temps d'abaissement ou de remontée du plan d'eau sont relativement courts et ne permettent pas une bonne précision dans les mesures avec un matériel classique.

Le slug-test est utile pour l'étude des aquifères à faible perméabilité pour lesquels les essais de pompage sont difficiles à réaliser (faible débit, longue durée de pompage). Néanmoins, le caractère du slug-test reste très local du fait du faible volume d'eau déplacé et il convient de répéter les essais dans l'espace pour connaître la variabilité des grandeurs hydrodynamiques.

ii) Les différentes méthodes d'interprétation

La première méthode d'interprétation a d'abord été développée par Hvorslev (1951) pour différents types de puits et de piézomètres; elle permet d'accéder à la perméabilité locale de l'aquifère. Plus tard, Cooper et *al.*, (1967, 1973) ont développé des abaques de référence pour des essais de choc hydraulique dans des puits complets. Cette méthode aboutit au calcul de la transmissivité de l'aquifère et dans une moindre précision au calcul du coefficient d'emménagement.

Bouwer et Rice (1976) ont complété, amélioré et généralisé à différentes configurations la méthode de Hvorslev. Leur méthode s'applique pour des piézomètres complets ou pénétrant partiellement un aquifère libre. Dans le cas des aquifères captifs, la méthode s'applique à condition que l'aquifère soit alimenté par l'horizon supérieur.

ii)-a. Méthode de Bouwer et Rice

Dans toutes les méthodes précédentes, la donnée la plus difficile à recueillir est le rayon d'influence R_e de l'essai de slug-test. Bouwer et Rice ont évalué R_e dans différentes configurations à partir d'une analogie électrique.

La méthode de Bouwer et Rice est basée sur l'équation de Thiem :

$$Q = 2\pi KL \frac{y}{\ln(R_e / r_w)} \quad (1)$$

- Q : débit dans le piézomètre [$L^3 T^{-1}$]
- K : perméabilité conductivité hydraulique [LT^{-1}]
- L : longueur de crépine libre [L]
- y : charge instantanée dans le piézomètre: $y = h(t) - H_0$ [L]
- R_e : rayon d'influence de l'essai [L]
- r_w : distance du centre du piézomètre à l'aquifère [L]
- H_0 : niveau d'eau initial [L]
- $h(t)$: niveau d'eau à l'instant t de l'essai [L]

L'application de cette loi nécessite certaines hypothèses qui sont les suivantes :

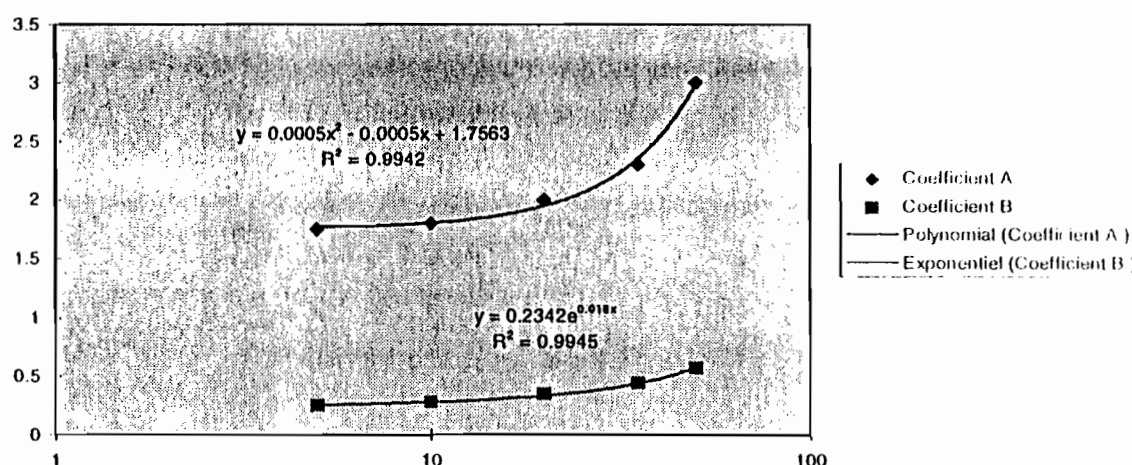
- aquifère homogène et isotrope
- abaissement de la nappe au voisinage du piézomètre négligeable
- débit d'origine capillaire négligeable
- pertes de charges négligeables

où C est un coefficient semblable à A et B.

A, B et C sont des coefficients adimensionnels qui sont fonction du rapport L/r . Leurs valeurs sont estimées graphiquement à partir d'abaques données par Bouwer et Rice. Par la suite, seuls les coefficients A et B ont été calculés puisque les piézomètres étudiés ne sont pas complets.

Pour faciliter le traitement des résultats, on a calé des lois mathématiques sur ces abaques pour des valeurs de L/r balayant les valeurs caractéristiques des piézomètres.

L/r varie généralement de 0 à 30. Dans le paragraphe suivant, on verra que lorsque $L/r < 1$, la méthode de Hvorslev pour un essai en bout de tubage a été préférée. On considère donc que L/r varie entre 1 et 30 ce qui permet de caler les deux lois suivantes pour A et B:



Pour le coefficient A, une loi polynomiale convient le mieux. Pour le coefficient B, on a ajusté une loi exponentielle.

Enfin, connaissant la valeur de $\ln(R_e/r)$ grâce à (3), on déduit la valeur de la conductivité hydraulique K.

ii)-b. Méthode de Hvorslev

La méthode de Hvorslev est brièvement présentée car elle a été utilisée dans certains cas.

- Pour un piézomètre incomplet et crépiné sur une longueur L, ce qui correspond au cas de figure étudié par Bouwer et Rice, la perméabilité est donnée par:

L'équation de conservation de la matière est traduite par l'expression suivante:

$$\frac{dy}{dt} = -\frac{Q}{\pi \cdot r_c^2} \quad (2)$$

r_c : rayon intérieur modifié du piézomètre [L]

r_c doit tenir compte de la porosité du massif filtrant du piézomètre. Dans les piézomètres étudiés, le tube est en contact directement avec l'aquifère; r_c est donc pris comme le rayon intérieur du piézomètre et de plus il sera égal à r_w . Dans la suite nous désignerons par r ces deux grandeurs.

La combinaison de (1) et (2) donne après intégration l'expression de la conductivité hydraulique :

$$K = \frac{r^2 \ln(R_e/r)}{2L} \cdot \frac{1}{t} \ln\left(\frac{y_0}{y(t)}\right) \quad (3)$$

Nous pouvons diviser cette équation en deux membres, un premier membre indépendant du temps et un second membre qui lui, dépend du temps. Ainsi, lors de l'essai, nous mesurons y en fonction de t . Ensuite le tracé sur un graphique semi-logarithmique la courbe $y(t)/y_0$ en fonction de t donne une droite dont la pente caractéristique affectée du signe moins donne la valeur du premier membre recherchée.

La grandeur $\ln(R_e/r)$ est la dernière inconnue de l'équation (3). Elle a été estimée par Bouwer et Rice par analogie électrique pour des piézomètres incomplets. Sa valeur peut être calculée grâce à l'équation empirique suivante:

$$\ln\left(\frac{R_e}{r}\right) = \left[\frac{1.1}{\ln(d/r)} + \frac{A + B \cdot \ln[(b-d)/r]}{L/r} \right]^{-1} \quad (4)$$

d : distance entre la surface de l'aquifère et le fond du piézomètre [L]

b : épaisseur de l'aquifère [L]

Dans le cas de piézomètres complets, c'est-à-dire si $b=d$, la formule (4) devient :

$$\ln\left(\frac{R_e}{r}\right) = \left[\frac{1.1}{\ln(d/r)} + \frac{C}{L/r} \right]^{-1} \quad (5)$$

$$K = \frac{r^2 \ln(L/r)}{2L} \cdot \frac{1}{t_2 - t_1} \ln\left(\frac{y_1}{y_2}\right) \quad (6)$$

y_1 et y_2 sont deux charges instantanées aux temps t_1 et t_2

En comparant (6) à (3), on remarquera que Hvorslev a estimé R_e par L , ce qui limite la précision de l'interprétation.

- Pour un piézomètre avec tubage jusqu'à une profondeur L à l'intérieur de la partie non creusée, Hvorslev donne encore:

$$K = \frac{2\pi r + 11L}{11} \cdot \frac{1}{t_2 - t_1} \ln\left(\frac{y_1}{y_2}\right) \quad (7)$$

Enfin, pour un piézomètre avec tubage mais sans crépine, ce qui correspond à un essai en bout de tubage, Hvorslev donne:

$$K = \frac{2\pi r}{11} \cdot \frac{1}{t_2 - t_1} \ln\left(\frac{y_1}{y_2}\right) \quad (8)$$

Cette dernière équation est identique à (7) lorsque $L=0$

iii) Quelques résultats : Donaye IT1

Les mesures à Donaye ont donné les résultats suivants:

Lieu	Piézomètre	Conductivité hydraulique	
		K en m/s (x 10 ⁻⁵)	K en m/j
Donaye	DNYa	2.2	1.9
	DNY4	2.4	2.1
	DNY3	2.2	1.9
	DNY2	2.0	1.7
	DNY1	3.5 et 3.0	3.0 et 2.6
	DNYb	4.6	4.0
	DNYc	2.4 et 2.3	2.1 et 2.0
	DNYd	3.1	2.7

Les valeurs de conductivités hydrauliques trouvées sont assez homogènes dans l'espace et varient entre 1.7m/j et 4 m/j. Ces valeurs de conductivité hydraulique sont caractéristiques d'un sable fin comme celui que nous avons à Donaye. Cette méthode donne alors des résultats assez corrects dans l'ensemble.

Son avantage est bien sur sa facilité de mise en oeuvre et permet une caractérisation rapide et à moindre coup des aquifères. Le principal inconvénient est son caractère local compte tenu du faible volume d'eau déplacé. On retiendra aussi les multiples approximations du fait que toutes les hypothèses d'application de l'équation (1) ne soient pas souvent réunies.

ANNEXE B

LA TENSIONNOMETRIE

LA TENSIONOMETRIE

La tensionométrie permet de déterminer la pression de l'eau du sol ou succion en milieu poreux non saturé. Elle est en fait une rétro-détermination de la pression de l'eau en évaluant le déficit en eau du sol à partir d'appareil appelés tensionomètres. Bien que délicate à mettre en oeuvre, elle permet de suivre l'état hydrique d'un sol donné et dans certains cas le pilotage même de l'irrigation. En effet, en agriculture, il n'est nécessaire d'irriguer un sol que lorsque ses réserves en eau sont amoindries au point de ne plus satisfaire les besoins des cultures. Il est donc indispensable d'évaluer l'état hydrique du sol et ceci avec une certaine fiabilité ce que nous permet les tensionomètres. Une meilleure connaissance de l'état hydrique du sol pourrait également contribuer à une gestion optimale des ressources en eau. Dans le cadre restreint de notre étude, la tensionométrie nous permet de suivre l'évolution du front d'humidité au niveau des parcelles irriguées nous permettant ainsi de mettre en évidence une recharge éventuelle de la nappe. La connaissance des potentiels hydriques des transferts représentera ainsi un élément de contrôle de la nappe. La détermination des directions des flux de transfert se fera par l'analyse des gradients hydrauliques.

B-1 Principe des mesures

Le principe de la mesure repose sur la dépression créée dans un système étanche à l'air par le transfert de l'eau au travers d'une paroi poreuse. L'élément principal du tensionomètre est alors la bougie poreuse qui est introduite dans le milieu dont on veut mesurer l'état hydrique (voir schéma du dispositif). Cette bougie saturée d'eau est surmontée d'un tube réservoir relié à un manomètre ou à un flacon de mercure. Lorsque le sol est saturé d'eau, il n'y a aucun échange entre l'intérieur de la bougie et le sol. Dans ce cas précis, la montée du mercure dans la colonne de mesure est nulle. Dès lors que le sol commence à s'assécher, on observe des transferts par diffusion de l'intérieur de la bougie poreuse vers le milieu environnant. La conséquence résultant de ces transferts se manifeste par dépression dans le système qui se traduit par une montée du mercure dans la colonne de mesure. Cette montée de mercure est donc fonction de l'état de dessèchement du sol. Dans le cas d'une sécheresse absolue du sol, la dépression peut tendre vers la tension de vapeur de l'eau en ce moment on dira que le tensionomètre a décroché. L'évaluation de l'état hydrique est basée sur l'équilibrage des pressions de part et d'autre de la bougie poreuse. La pression de l'eau du sol est transmise au mercure par l'intermédiaire de l'eau contenue dans la canne et le circuit de liaison (le capillaire) entre la canne et le flacon de mercure.

B-2 Interprétation des mesures

Soit " h_{hg} " représente la remontée du mercure dans le capillaire, " y " la distance entre le niveau de mercure dans le flacon et la surface du sol l'axe vertical " z " orienté vers le bas.

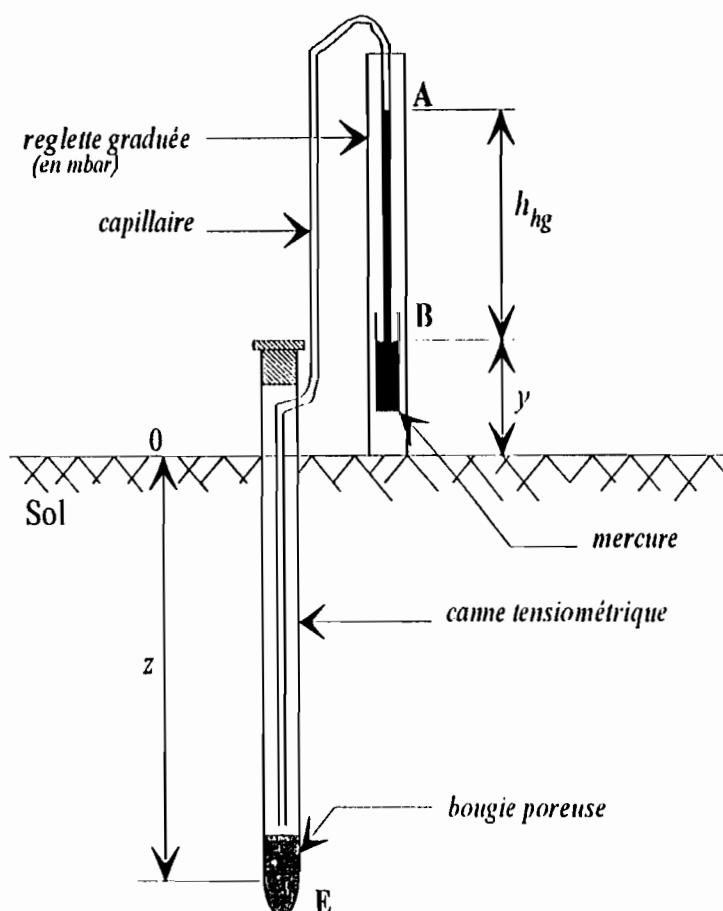


Fig B-1 : Schéma d'un tensiomètre implanté dans le sol

Au niveau de l'interface eau mercure dans le capillaire, la pression est la même dans l'eau et dans le mercure soit P_A . La répartition des pressions est hydrostatique dans la colonne d'eau entre A et E mais aussi entre A et la surface libre du mercure dans le flacon. On peut écrire alors :

- dans l'eau entre A et E,

$$P_E = P_A + \rho_e g(z + y + h_{hg}) \quad (B.1)$$

ρ_e masse volumique de l'eau

- dans le mercure entre A et B,

$$P_B = P_A + \rho_{hg} g h_{hg} \quad (B.2)$$

ρ_{hg} masse volumique du mercure

Au point B, le niveau du mercure étant à la pression atmosphérique on a de plus $P_B = P_0$ (P_0 est la pression atmosphérique).

En éliminant P_A de (1) et de (2) on obtient alors :

$$P_E = (P_0 - \rho_{hg} g h_{hg}) + \rho_e g (z + y + h_{hg}) = P_0 - g h_{hg} (\rho_{hg} - \rho_e) + \rho_e g (z + y) \quad (B.3)$$

Soit P_e la pression de l'eau dans le sol au niveau de la bougie poreuse. Par convention on caractérisera cette valeur sous forme d'une pression effective exprimée en hauteur d'eau et définie par la relation :

$$h = \frac{P_e - P_0}{\rho_e g} \quad (B.4)$$

Si l'on suppose que la pression d'eau est en équilibre entre l'intérieur et l'extérieur de la bougie poreuse, soit $P_e = P_E$ alors l'expression (3) devient :

$$h \rho_e g + P_0 = P_0 - g h_{hg} (\rho_{hg} - \rho_e) + \rho_e g (y + z) \quad (B.5)$$

soit avec $\rho_{hg} = 13.6 \text{ g/cm}^3$ et $\rho_e = 1 \text{ g/cm}^3$

$$h = -12.6 h_{hg} + y + z \quad (B.6)$$

En introduisant la charge hydraulique sous la forme $H = h - z$ on obtient:

$$H = -12.6 h_{hg} + y \quad (B.7)$$

Dans la pratique, cette expression peut se simplifier en utilisant une échelle qui donne directement la remontée du mercure en millibars (au lieu de lire la remontée en cm). Ce sont ces types d'échelles que nous avons utilisées au niveau de toutes nos installations. Ceci nous a permis d'avoir directement nos résultats en pression ou en charge hydraulique.

B-3 Exemples de sites de mesures

B-3-1 Site de Donaye

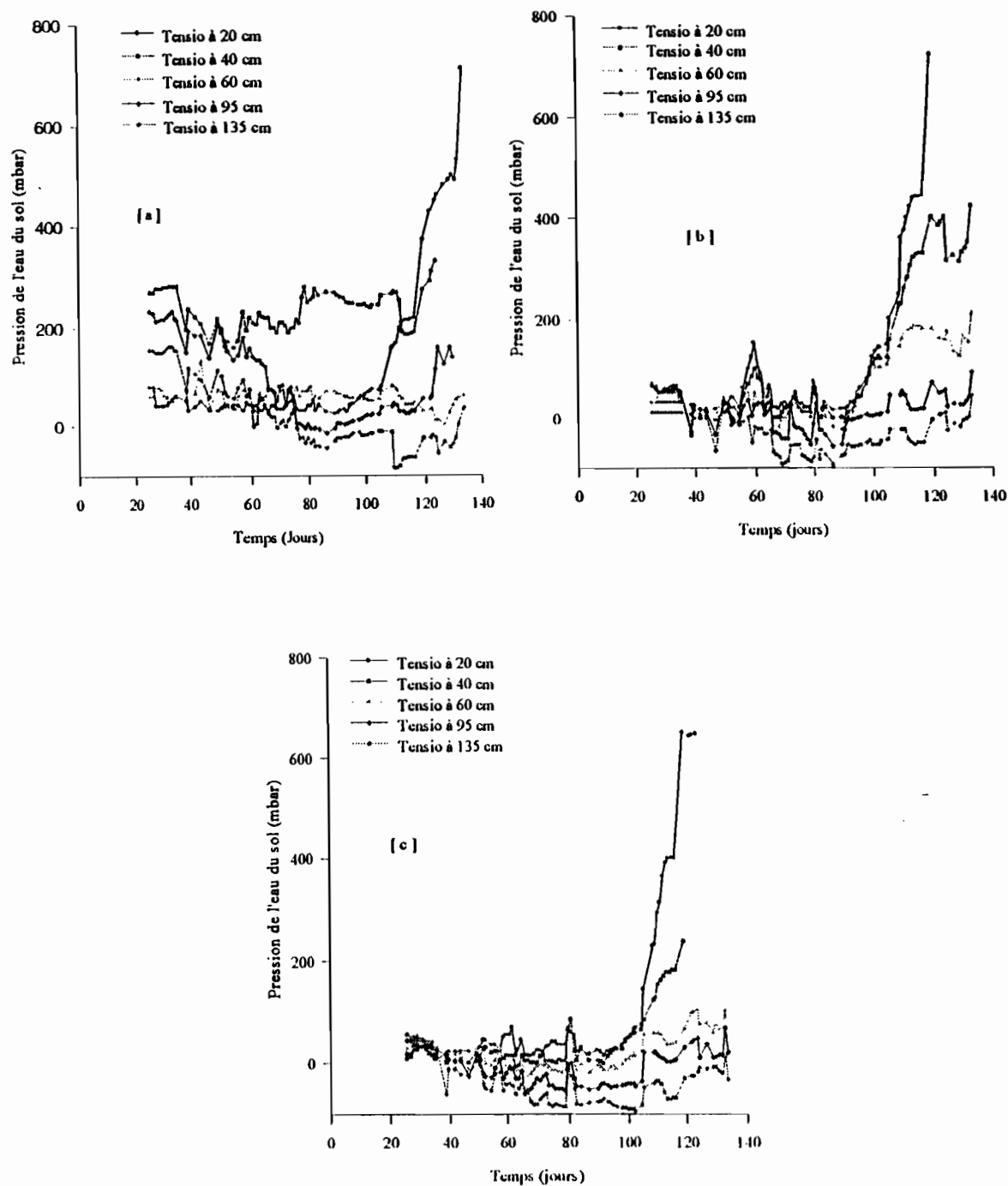


Fig. B-2 : Evolution des tensiomètres à Donaye : [a], site P2, [b], site P3 et [c], site P4 (l'origine des temps correspond au premier jour d'irrigation)

B-3-2 Site de Ouro Madiou

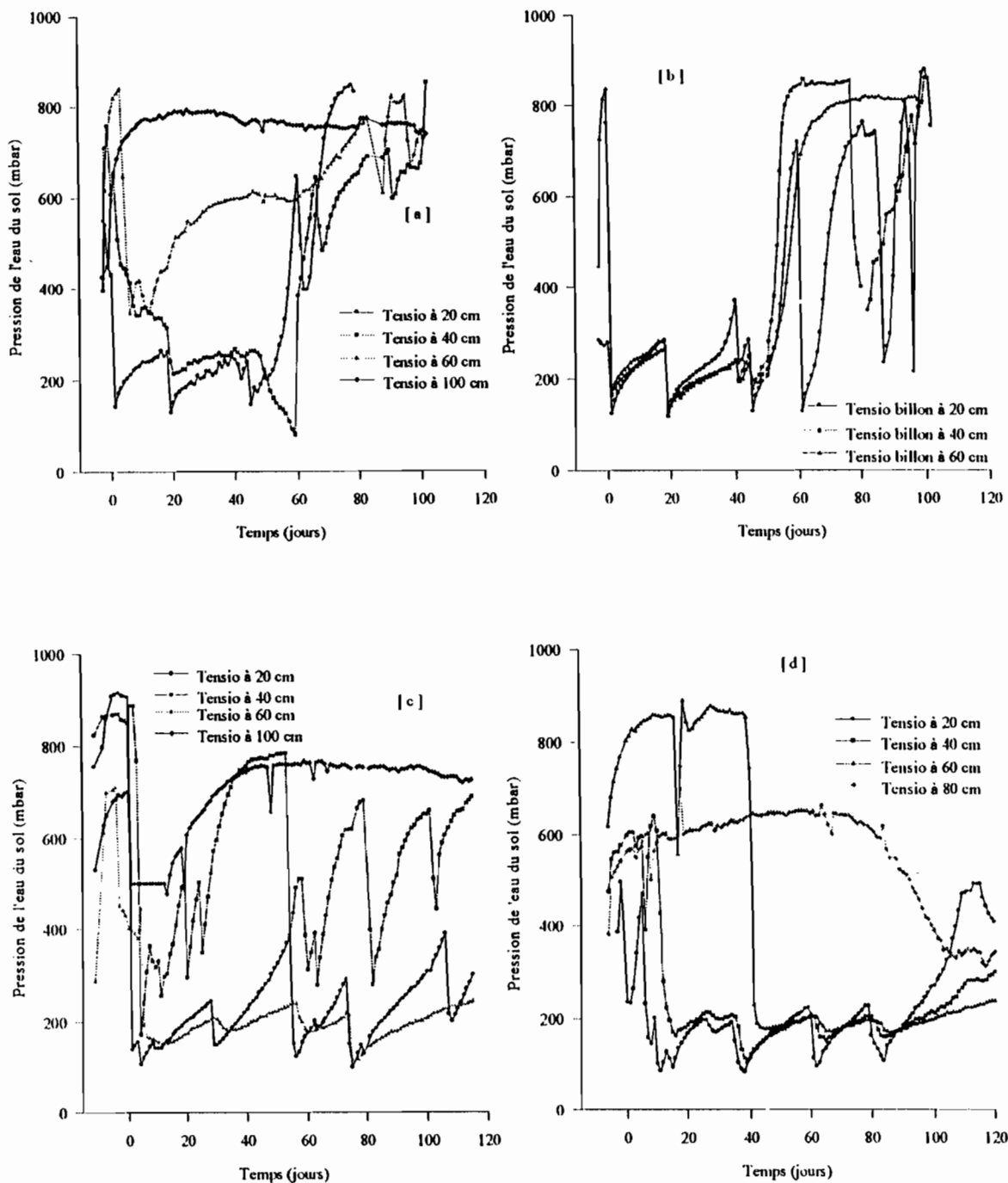


Fig. B-3 : Evolution des tensiomètres à Ouro Madiou : [a] et [b], sites dans le secteur tomates (dans [b] les tensiomètres sont installés sur le billon), [c] et [d], sites dans le secteur oignons. (l'abscisse 0 correspond au jour de première irrigation)

ANNEXE C

SONDE GAMMA

SONDE GAMMA DENSIMETRIQUE

C-1. Principe de fonctionnement : Utilisation dans le cadre de notre étude

La sonde gamma-métrique permet de déterminer la densité humide d'un matériau à partir d'un comptage réduit qui n'est rien d'autre que le rapport entre le comptage "*in situ*" et un comptage standard. Ce dernier étant obtenu avec la sonde bloquée en position haute c'est-à-dire sur sa caisse. La sonde est basée sur le principe de l'émission et de l'enregistrement des rayons gamma dont certains sont absorbés par le sol. A cet effet, elle contient une source radioactive de césium qui produit un rayonnement gamma électromagnétique hautement énergétique dont l'absorption par le milieu extérieur est d'autant plus forte que le milieu est dense.

Cette densité humide est obtenue en fait grâce à une courbe de type logarithmique fournie par le constructeur. Cette courbe est établie avec un tube standard en aluminium (type 6061.T6 Al, OD: 1.625 ", ID: 1.527 ") et la densité humide est obtenue selon la relation :

$$Dh_{std} = -Ln\left(\left(R_{std} + 1.2708\right) / 9.97\right) / 0.4948$$

Dh_{std} densité humide déterminée avec le tube standard

R_{std} le comptage réduit standard

Dans le cadre de notre étude, nous avons utilisé des tubes d'accès en PVC de diamètre (42-45 mm). L'analyse de l'influence de la nature du tube d'accès sur les résultats a été déjà faite par Montoroi et Zante dans la vallée de Katouré (Montoroi et Zante, 1989). A travers leurs études, ils ont démontré que le diamètre du tube d'accès (42-45 mm) légèrement supérieur au diamètre du tube standard n'influence pas la réponse de l'appareil. Ils ont établi une corrélation entre les comptages standards avec le tube constructeur, le tube aluminium et un tube PVC. Cette corrélation leur a permis d'apporter une petite correction au niveau de la relation fournie par le constructeur pour les mesures effectuées avec des tubes d'accès en aluminium ou en PVC. La régression obtenue est de la forme :

$$R_{std} = 1.0785R_p - 0.3635$$

avec un coefficient de corrélation de $\rho = 0.962$

R_p comptage réduit obtenu avec le tube PVC

R_{std} comptage réduit obtenu avec le tube constructeur

Cette valeur de "ρ" témoigne ainsi d'une bonne corrélation entre les comptages réduits avec le tube standard et le tube PVC. En tenant compte de cette correction, on obtient une nouvelle relation qui donne la densité humide et s'exprimant de la manière suivante :

$$Dh_{std} = -Ln\left(\left(1.0785R_p + 0.9073\right) / 9.97\right) / 0.4948$$

Dans nos travaux, nous utiliserons alors cette loi corrigée pour la détermination des densités humides de nos sols d'étude en vue de la détermination de la densité sèche. Cette dernière est nécessaire pour l'étalonnage de la sonde neutronique.

C-2. Détermination de la densité sèche

Au moment du fonçage du tube d'accès pour la sonde, des prélèvements de sol sont faits à chaque niveau de mesure de densité pour déterminer l'humidité pondérale. Ainsi, à partir des mesures de densité humide effectuées avec la sonde gamma et de la teneur en eau pondérale, nous déterminons pour le tube d'accès en question, la densité sèche par la relation :

$$Ds = \frac{Dh}{(1 + Hp)}$$

Ds	densité sèche
Dh	densité humide
Hp	humidité pondérale

Les valeurs de densité sèche obtenues sont ainsi utilisées pour la détermination de la teneur en eau volumique qui s'obtient par la relation :

$$Hv = Hp.Ds$$

Les valeurs d'humidité volumique obtenues sont utilisées pour la détermination des courbes d'étalonnage de la sonde à neutrons.

C-3. Résultats des mesures

Nous avons utilisé la sonde gamma au niveau du site de Ouro Madiou où nous avons installé deux tubes d'accès pour la mesure de l'humidité du sol à partir d'une sonde à

neutrons. L'utilisation de cette sonde nous permet de déterminer les densités sèches des horizons du sol. De ces densités sèches, nous déduisons l'humidité volumique avec les comptages effectués à partir de la sonde à neutrons. Les résultats des mesures de densités sèches obtenus sont illustrés dans la figure ci-dessous.

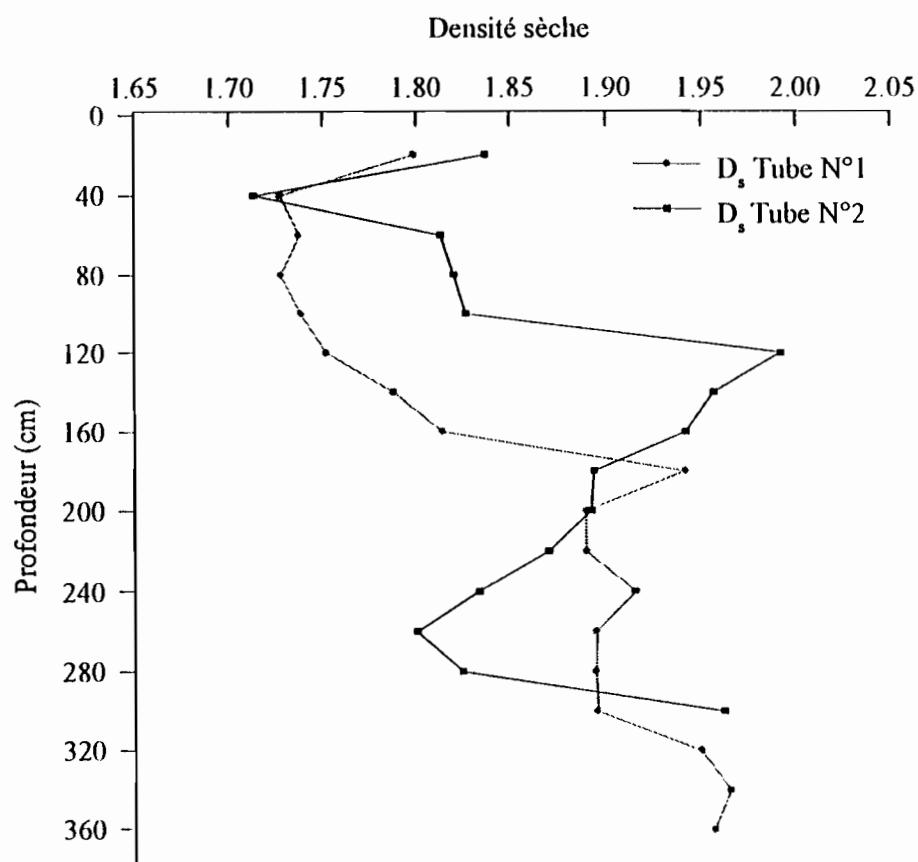


Fig. C-1 : Profils de densité sèche : Tube n°1 parcelle dans le secteur tomates et Tube n°2 parcelle dans le secteur oignons

ANNEXE D

SONDE à NEUTRONS

SONDE NEUTRONIQUE

Introduction

L'utilisation de la sonde à neutrons s'est révélée comme étant un des moyens les plus efficaces pour suivre l'évolution de la teneur en eau d'un sol donné. En effet, elle permet d'avoir des mesures régulières et continues de la teneur en eau du sol et présente aussi l'avantage d'être une méthode non destructive (mesures "in situ") comparée aux autres méthodes de laboratoire telle la méthode gravimétrique. Cependant, elle est d'utilisation assez délicate et l'obtention de résultats fiables dépend essentiellement d'un étalonnage assez précis de la sonde. Nous nous permettons de nous attarder un peu sur le principe et l'utilisation de cet appareil de mesure de la teneur en eau.

D.1. Principe de fonctionnement de l'appareil

La mesure neutronique de la teneur en eau du sol se base sur les propriétés de réflexion que possèdent les molécules d'eau à l'égard d'un flux de neutrons (propriétés dues à la similarité de la masse de l'atome d'hydrogène et de la masse du neutron. Les deux parties essentielles d'une sonde à neutrons, isolées l'une de l'autre, sont l'émetteur et le détecteur de neutrons que l'on introduit dans le sol par un tube d'accès préalablement installé. (voir figure ou photo). elles sont liées à un câble qui transmet les impulsions électriques à un compteur. La source radioactive est principalement constituée par un mélange de americium et de beryllium. Lorsque la sonde est en place dans le sol, des neutrons rapides ($\sim 1600\text{km/s}$) sont émis par la source dans toutes les directions. Ils se heurtent alors aux noyaux des divers atomes qui se trouvent sur leurs trajectoires et voient ainsi leur énergie cinétique et leur vitesse diminuer progressivement. Ce processus dit de thermalisation, conduit à la transformation par chocs successifs des neutrons rapides en neutrons lents ($\sim 3\text{km/s}$). Le coefficient de ralentissement varie fortement d'une espèce chimique à l'autre et atteint son maximum pour des collisions avec des particules ayant une masse voisine de celle du neutron. Or, parmi les divers éléments que l'on trouve dans le sol, ce sont les atomes d'hydrogène qui possèdent le noyau dont la masse est plus proche de celle du neutron. Si le sol présente une concentration d'atomes d'hydrogène suffisante, le ralentissement des neutrons émis par la source se produit alors qu'ils se trouvent encore à proximité de celle-ci. Les neutrons ralentis par collisions successives se propagent dans des directions

purement aléatoires si bien qu'il se forme un nuage neutronique dont la densité est plus ou moins constante. Une partie de ces neutrons, dans une proportion dépendante linéairement de la concentration en atomes d'hydrogène, sont renvoyés en direction du détecteur. Ce dernier, en absorbant les neutrons ralentis, émet une particule alpha qui crée une impulsion électrique sur le fil chargé. C'est le nombre d'impulsions, pendant un intervalle de temps, qui est enregistré par le compteur.

D.2. Transformation du comptage en teneur en eau

La transformation du comptage en teneur en eau s'effectue à partir d'une courbe dite d'étalonnage. En effet, le nombre d'impulsions enregistré ne dépend pas seulement que de la teneur en eau du sol dans la sphère d'influence de la sonde (de 10 cm de diamètre en sol humide à 25 cm ou plus en sol sec), mais également de divers autres paramètres tels le type d'appareil, le site de mesure et le sol étudié. Pour chaque site de mesure, il est ainsi nécessaire de déterminer une courbe d'étalonnage qui prendra la forme d'une relation entre le comptage réduit et la teneur en eau déterminée par d'autres méthodes. Cette courbe dite ratio, présente l'avantage d'éliminer l'influence de certaines variations inhérentes au fonctionnement de l'appareil.

D.3. Etalonnage de la sonde

Nous avons déjà vu que la transformation du comptage en teneur en eau dépend uniquement de l'étalonnage de la sonde. Ceci montre l'importance de la précision avec laquelle cet étalonnage doit être mené sans quoi il conduirait à des résultats aberrants. Trois méthodes d'établissement de la courbe d'étalonnage sont souvent utilisées : un étalonnage au laboratoire, un étalonnage théorique et un étalonnage sur le terrain ou gravimétrique. Nous avons opté pour ce dernier car il est le plus simple.

Cette méthode consiste à faire un prélèvement d'échantillons pour des mesures d'humidité pondérale lors du fonçage pour la mise en place du tube d'accès de la sonde. On procédera ensuite sur le champ par un comptage à la sonde neutronique au niveau de chaque profondeur de prélèvement. L'obtention des humidités volumiques est assurée dès lors que la densité apparente sèche du sol est connue aux profondeurs de prélèvement. Cette densité sèche est obtenue grâce à l'utilisation d'une sonde gammamétrique. Ces mesures sont répétées pour différentes phases de l'état d'humidité du sol de manière à couvrir une large gamme d'humidité, en d'autres termes, de manière à avoir des points secs et des points humides. Ainsi avec ces points, une courbe dite d'étalonnage est tracée pour chaque horizon obtenue par un ajustement d'une droite de régression linéaire sur le nuage de points obtenu pour chaque horizon (les couples de points étant bien entendu teneur en eau (0) et

comptage réduit (C_r) par la méthode des moindres carrés. Nous aurons alors une droite de la forme:

$$\theta = f(C_r).$$

θ teneur en eau

C_r comptage réduit.

C_r est le rapport entre le comptage "in situ" et le comptage standard, ce dernier étant celui obtenu dans l'eau. Ce comptage est effectué avant et après chaque série de mesures pour éventuellement corriger les fluctuations au niveau du comptage qui sont souvent dues à des dérives électroniques (effet d'échauffement).

On considère alors, suivant le principe de fonctionnement de la sonde, qu'il existe une corrélation étroite entre la teneur en eau du sol (θ) et le comptage réduit correspondant (C_r). Cette corrélation est traduite par une droite de régression de la forme suivante :

$$\theta = \alpha \cdot C_r + \beta \quad (D.1)$$

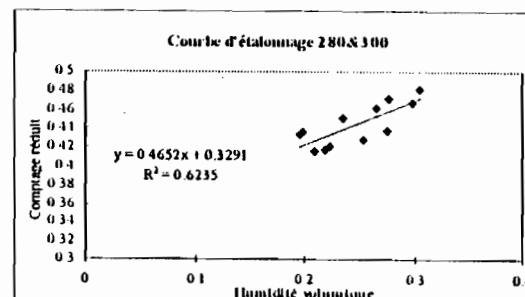
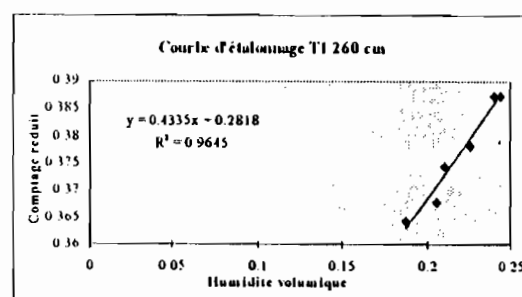
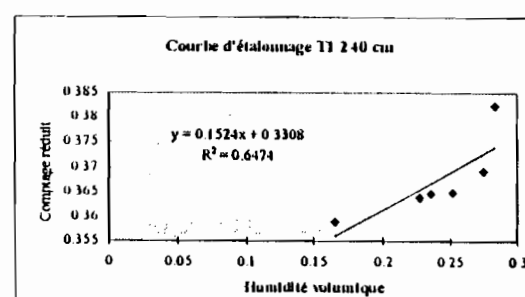
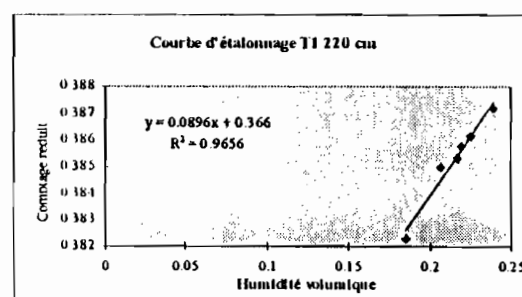
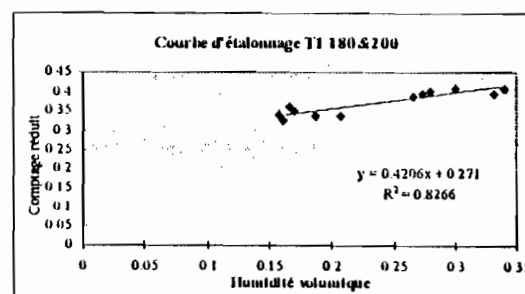
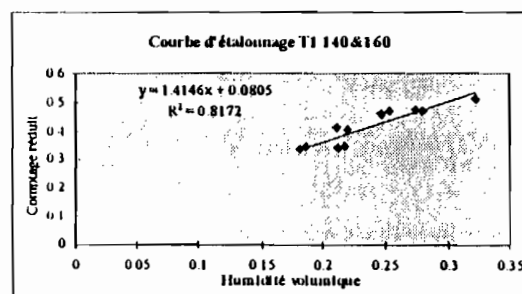
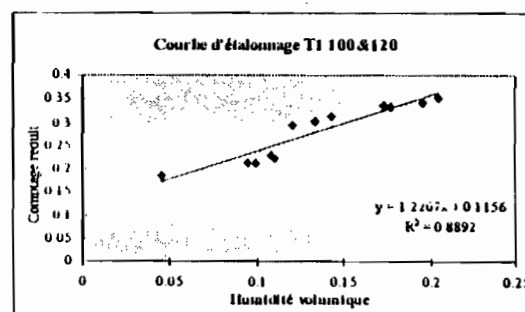
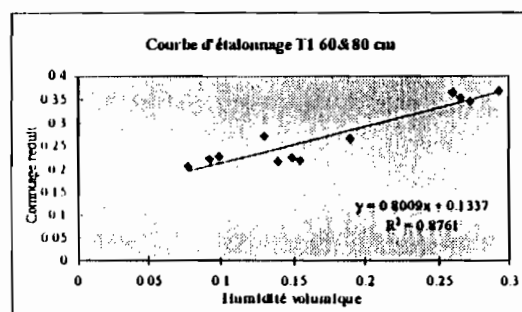
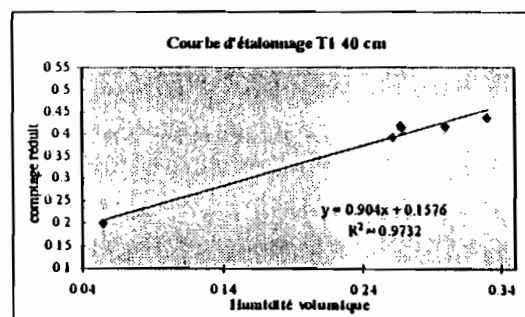
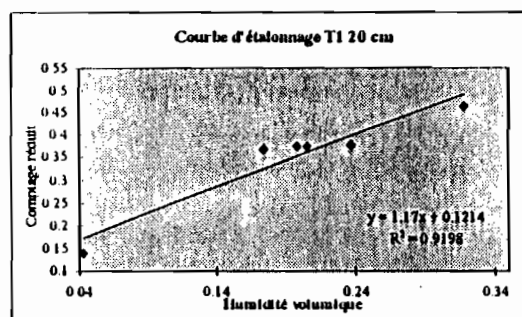
Il s'agit pour cela, de chercher à ajuster au nuage de points (θ_i, C_{ri}) une droite d'équation du type (D.1) de sorte que la somme (D.2) soit minimale

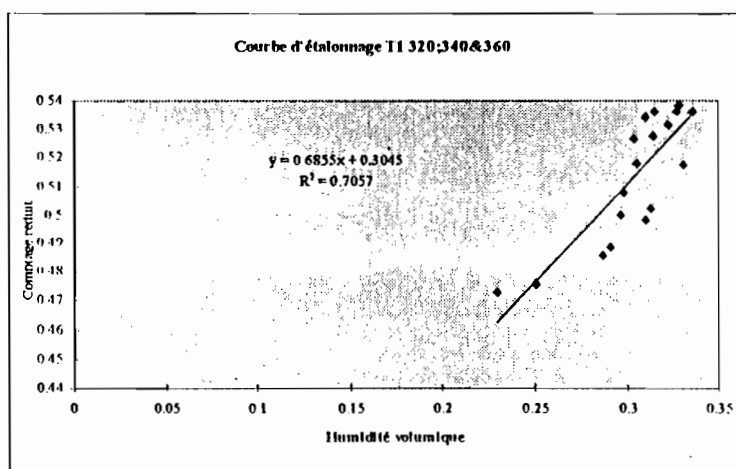
$$\sum_{i=1}^n (\theta_i - \theta'_i)^2 \quad (D.2)$$

D.4. Résultats des mesures neutroniques dans le cas du site de Ouro Madiou

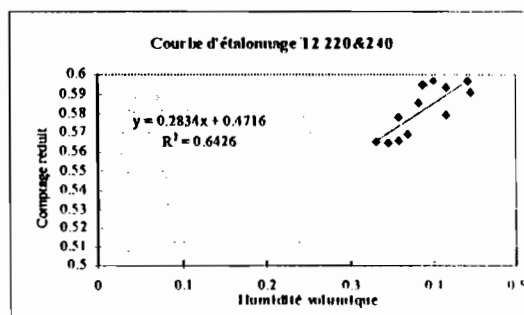
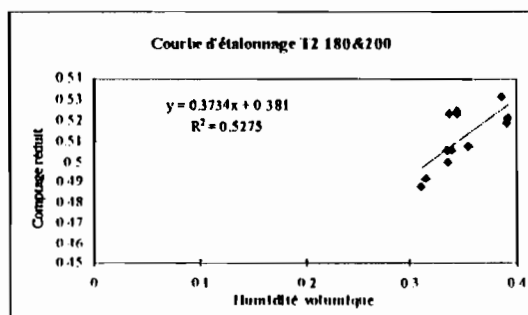
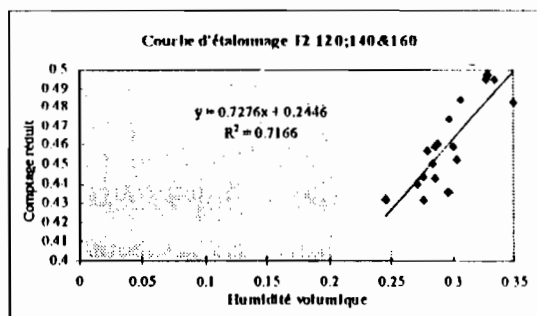
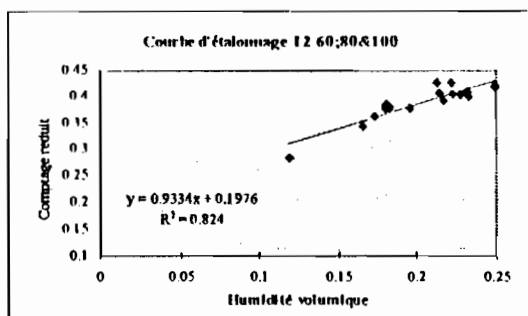
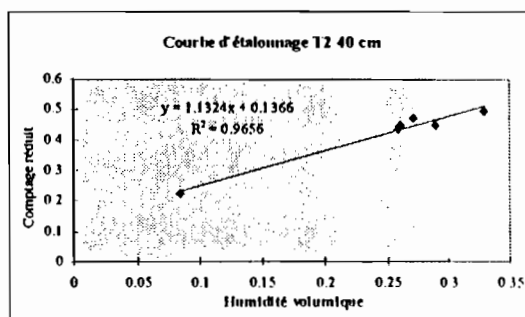
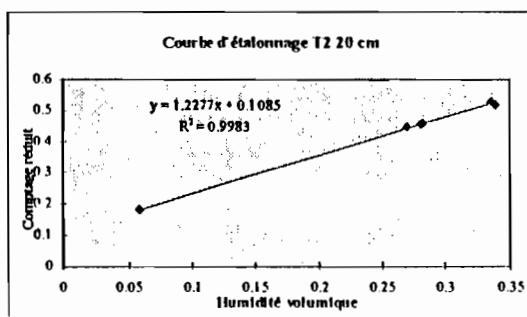
Nous avons installé dans ce périmètre deux tubes d'accès pour la sonde à neutrons, un dans la parcelle tomates (tube n°1 dans la suite) et un second dans la parcelle oignons (tube n°2). Ceci fait qu'il nous faudra procéder à l'étalonnage de chaque site de mesures. Pour ce faire, nous avons utilisé la méthode gravimétrique. Cette dernière nous a donné en tout six couples de points pour chaque horizon. Un regroupement de certains horizons sur la base de la densité apparente sèche et des pentes des courbes d'étalonnage par horizon par la suite, ce qui nous a permis d'obtenir les courbes d'étalonnage que nous présentons ci-dessous. A partir de ces courbes, nous avons établi aussi des illustrations de l'évolution du profil hydrique au niveau des deux tubes d'accès durant la campagne et que nous présentons également dans ce qui suit.

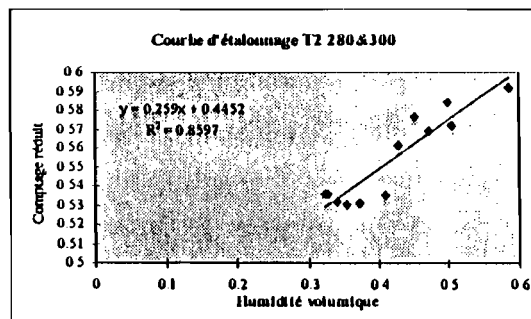
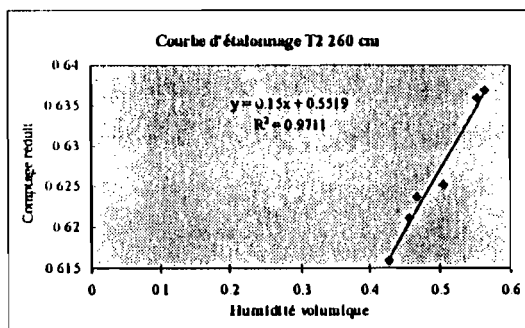
D.4.1. Représentation des Courbes d'étalonnage pour le Tube d'accès de sonde N°1

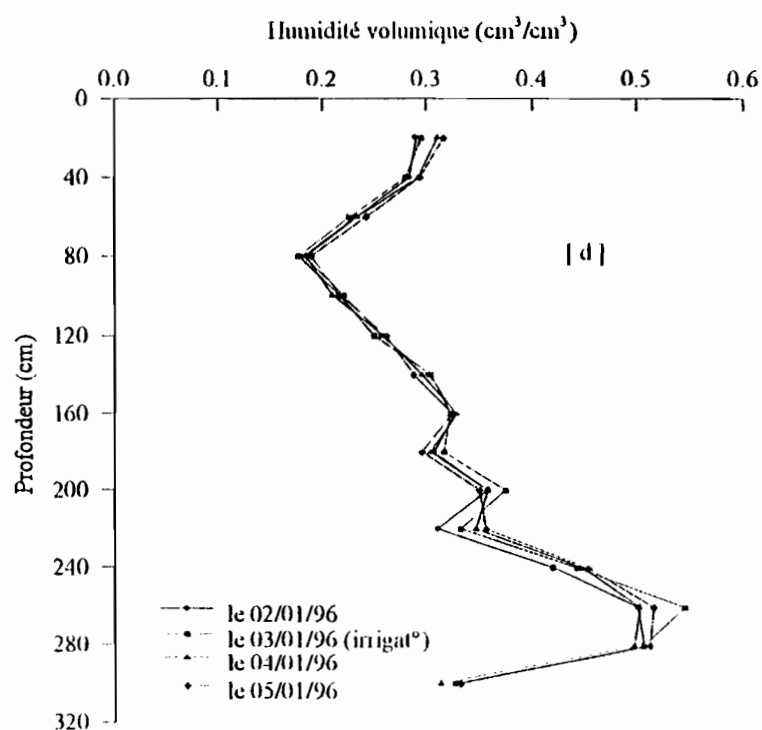
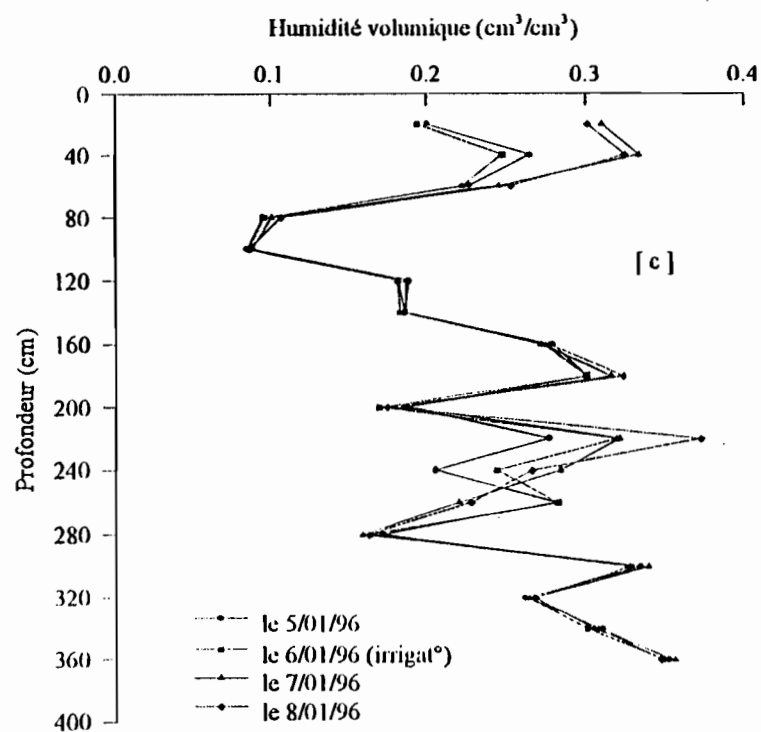




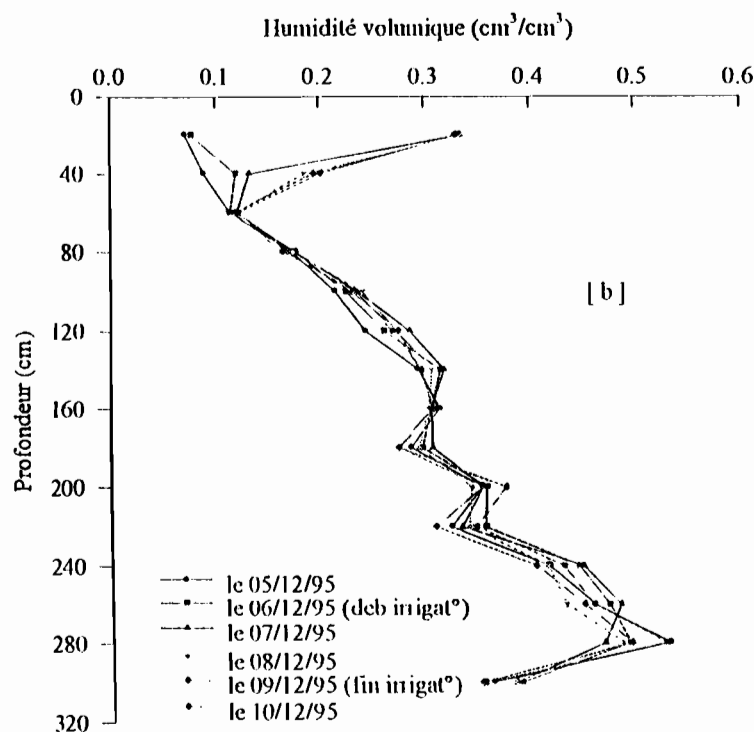
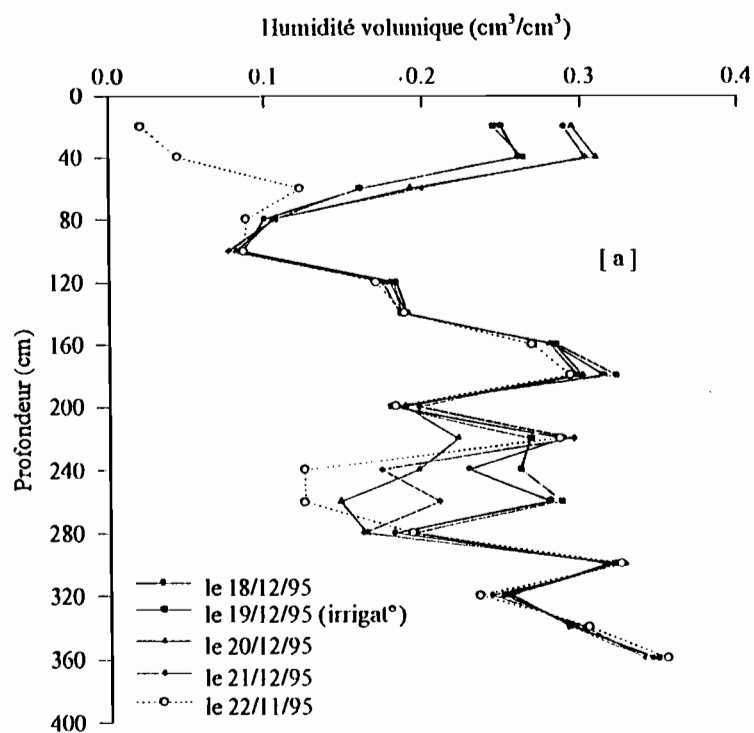
D.4.2. Représentation des Courbes d'étalonnage pour le Tube d'accès de sonde N°2

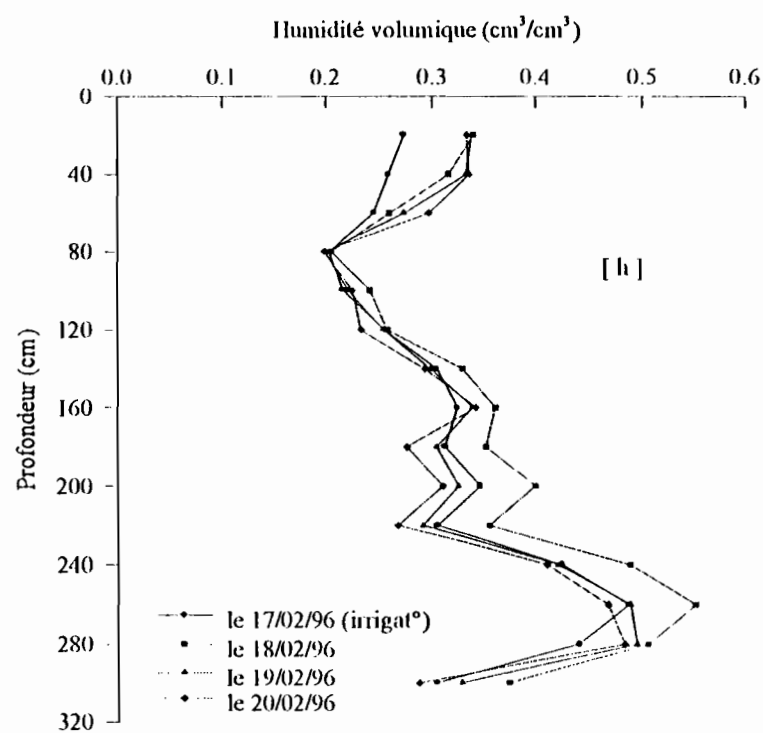
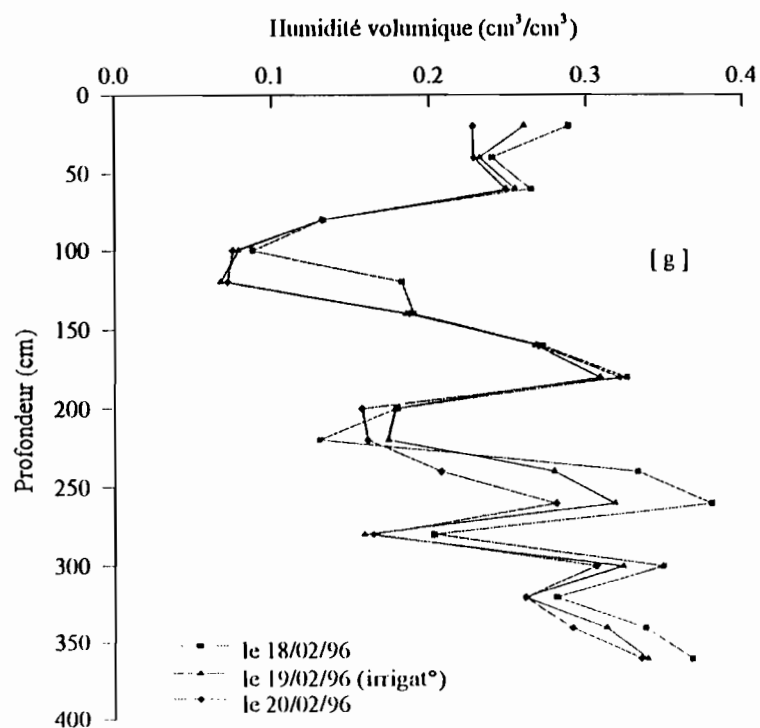


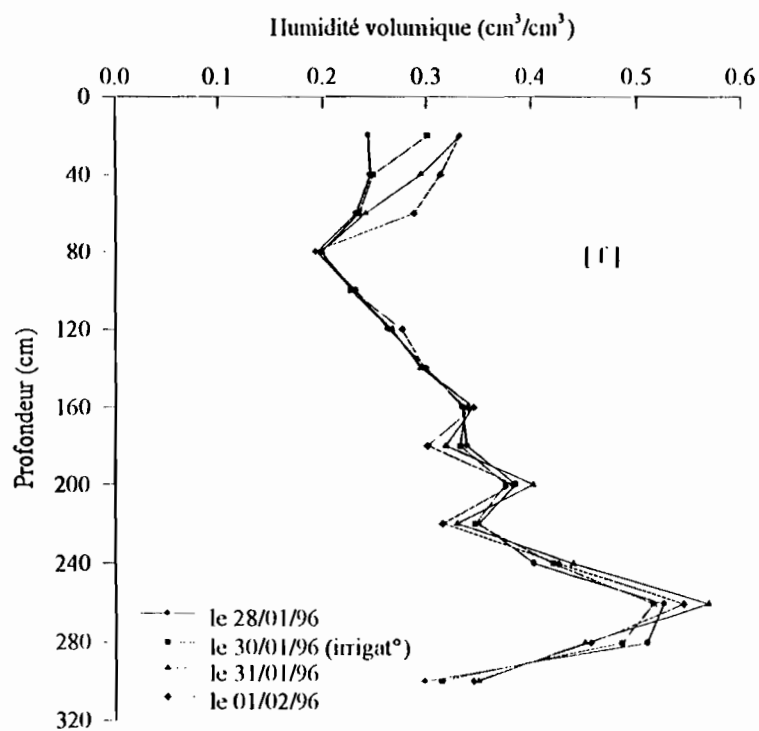
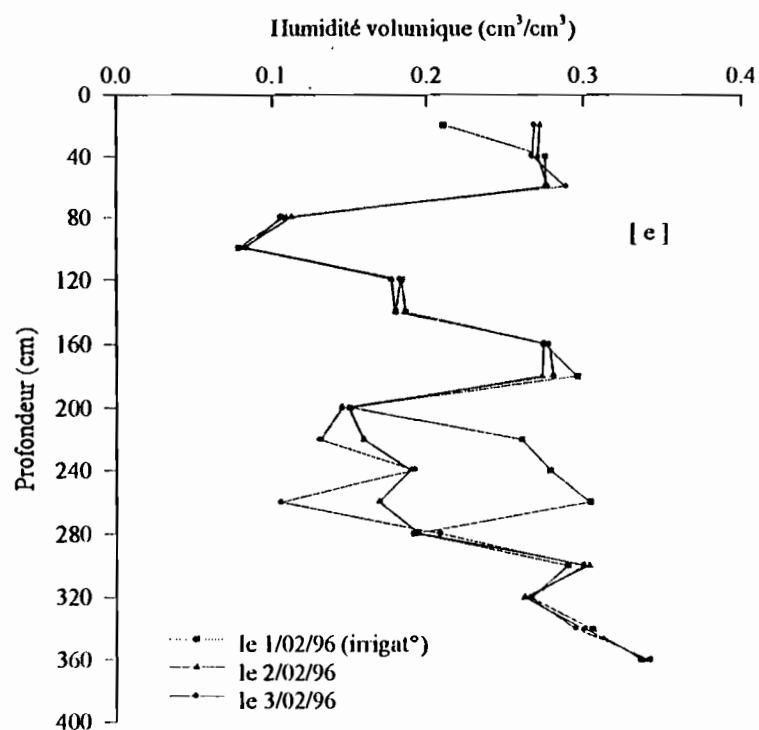


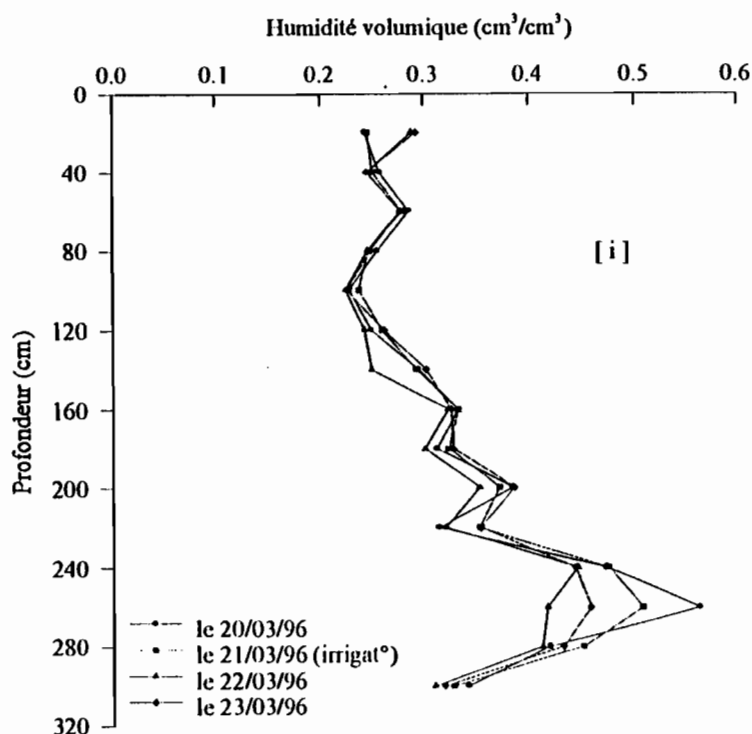


D.5. Evolution des profils hydriques au niveau des parcelles durant la campagne









D-6. Discussions générales

Nous avons représenté dans la suite, l'évolution des profils hydrique dans les parcelles étudiées pour les différentes périodes d'irrigation. Ainsi dans les graphiques ci-dessous, nous avons essayé de représenter chaque jour d'irrigation en l'encadrant par les jours d'avant et après irrigation.

Les graphiques [a], [c], [e] et [g] représentent les profils hydriques au niveau du tube d'accès placé dans la parcelle tomate (tube n°1 dans la suite) et les graphiques [b], [d], [f], [h] et [i] ceux au niveau du tube d'accès de sonde placé dans la parcelle oignon (tube n°2 dans la suite). Nous noterons au passage que nous avons cinq irrigations dans la parcelle oignon et quatre dans la parcelle tomate.

Au niveau tube d'accès n°2, les profils hydriques sont assez réguliers et nous observons des fluctuations relativement faibles. Elles proviennent en partie des erreurs de mesure mais aussi d'étalonnage de la sonde.

En revanche, au niveau du tube n°1, nous sommes en présence de fluctuations assez importantes. Il ne s'agit guère des fluctuations engendrées par les apports d'eau par irrigation au niveau des horizons de sol supérieurs que nous pouvons qualifier de normales, mais de celles qui ocurrent au niveau des horizons plus profond entre 180 cm et 300 cm. Ces fluctuations peuvent s'expliquer par la présence d'une zone assez humide constituée par

la superposée de couches drainantes et de couche imperméables. Les sondages pédologiques (à la tarière) effectués dans cette zone, révèlent l'existence d'une langue argileuse entraînant la création d'une forme de nappe perchée. Il faudra nécessairement d'autres explorations plus poussées dans cette zone, pour confirmer ou infirmer cette hypothèse.

Du point de vu hydrodynamique, nous notons que les variations importantes d'humidité volumique ne dépasse pas la profondeur 150 cm, et cela au niveau des deux tubes. Mais il est clair que l'invariabilité de la teneur en eau au niveau des horizons en profondeur, n'exclus pas forcément un transfert de flux d'eau vers la nappe. De toute les façons, le stock d'eau cumulé dans les différents horizons du sol évolue dans le temps (voir chapitre II de la deuxième partie).

ANNEXE E
PROFIL PEDOLOGIQUE

ESSAI DE DESCRIPTION DES SOLS AU NIVEAU DES SITES ETUDIES

E.1. Sol de OURO MADIOU : Profil pédologique

Trois fosses pédologiques ont été ouvertes le 12/10/95 dénommées respectivement F1, F2 et F3.

Description des Fosses

- Fosse F1:

Position : elle se situe à 27m90 à partir du bassin de dissipation en prenant la direction du village et à 35m environ de la rive gauche du Doué.

Dans cette fosse, nous avons pu isoler quatre niveaux ou horizons pédologiques différents.

0 à 20 cm :

Horizon constitué de sable limoneux ameubli, assez homogène avec une couleur brune claire présentant également une porosité intra agrégats très faible. On peut également noter la présence de petites concrétions noires.

20 à 40 cm :

C'est un horizon plus sableux mais plus compact présentant une porosité alvéolaire et une apparition de premières traces d'hydromorphie. On note aussi des traces importantes de très fines porosités biologiques.

40 à 90 cm :

Ce un niveau est constitué par un sol plus compact présentant une activité biologique assez importante et une structure apparente à débit polyédrique anguleux; présence de petites concrétions noires de type ferro-magnésien. On note aussi la présence très importante d'oxyde ferrique.

de 90 cm vers le sable aquifère :

Horizon assez homogène constitué d'un sol nettement moins dur, concrétionnements noirs moins importants et disparition de la plage d'oxydo-réduction.

- **Fosse F2 :Position :** elle est située à 50m environ de la fosse F1 en prenant la direction de la route Taredji-Podor. Nous distinguons là aussi quatre niveaux différents :

0 à 20 cm :

cet horizon est constitué d'un sol travaillé, sablo-limoneux plus ou moins homogène, le sol est de couleur brune claire avec des traces d'activités biologiques.

20 à 40 cm :

il est constitué d'un sol plus compact comparé au premier niveau, présence de traces d'hydromorphie et existence d'une plage d'oxydo-réduction entraînant une présence assez remarquée de l'oxyde ferrique. Nous avons une porosité tubulaire assez importante due à la présence de racines.

40 à 60 cm :

Ce niveau est constitué d'un sol plus dur avec une structure apparente à débit massif, une présence d'oxyde de fer et des traces d'hydromorphie. On note la présence de petites concrétions noires assez importantes et peut-être une présence d'argile.

60 vers le sable aquifère :

Ce niveau plus homogène est caractérisé par une diminution de la présence d'oxyde de fer au fur et à mesure que l'on va en profondeur. Par rapport aux autres niveaux, il y a une plus forte présence de petites concrétions noires.

- **Fosse F3 :**

Position : elle est située à 80 m environ de la fosse F2 en prenant toujours la direction de la route Taredji-Podor. Nous avons isolé également quatre niveaux différents :

0 à 20 cm :

Nous avons un sol sablo-limoneux avec une présence d'argile, une porosité tubulaire due à la présence de racines. Ce niveau correspond à un sol déjà travaillé.

20 à 40 cm :

Il est constitué d'un sol qui a un pourcentage d'argile assez significatif et qui présente des traces d'hydromorphie. Nous avons aussi une présence d'oxyde de fer et de petites concrétions noires. Aussi on note la présence d'une porosité tubulaire et d'une activité de la macro-faune.

40 à 60 cm :

Au niveau de cet horizon, le pourcentage d'argile est plus fort comparé au deuxième niveau avec la présence d'une certaine humidité qu'on pourrait attribuer au fort pouvoir de rétention d'eau par les argiles. Nous avons une hydromorphie plus accrue et de petites concrétions noires très importantes présence d'oxyde de fer et une porosité de même type que les deux premiers niveaux.

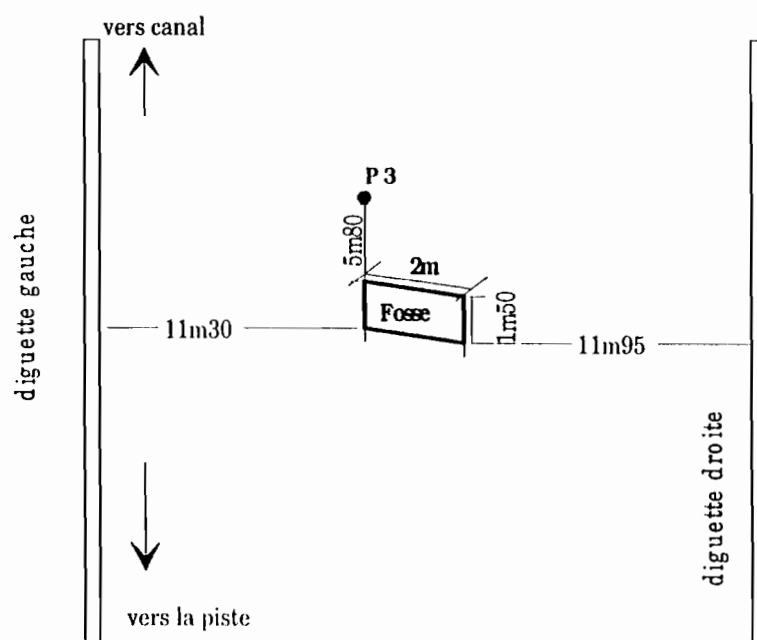
60 vers le sable aquifère :

nous avons un horizon relativement homogène avec une diminution progressive de la plage d'oxydoréduction. On note également la présence de l'activité de la macro-faune mais aussi de petites concrétions noires. Cet horizon est apparemment moins humide que le troisième horizon ce que veut dire que peut-être nous avons un horizon moins argileux que ce dernier.

E.2. Sol de Donaye : Profil Pédologique

Ouverture d'une fosse pédologique à Donaye au niveau du périmètre IT1 le 30/11/95

Position : Elle se situe à 5m80 avant le piézomètre P3 en entrant dans la parcelle par la piste, de 11m95 de la diguette droite de la parcelle et 11m30 de la diguette gauche de la parcelle.



Dimensions : Les dimensions de la Fosse sont les suivantes, elle a une longueur de 2m, sur une largeur de 1m50 et une profondeur maximale de 1m40.

Description : Trois horizons ont été décelés à travers cette fosse.

0-40cm : Sol argilo-limoneux

Ceci correspond à l'horizon travaillé du sol. On note la présence de racines créant ainsi une macroporosité tubulaire. Présence de reste de paille brûlée provenant éventuellement d'un travail antérieur du sol. Couleur du sol à la limite du brun foncé et du marron. Traces de fines porosités biologiques et de sable fin de couleur ocre.

40-80cm : Sol argileux

Humidité très importante et forte cohésion constituant ainsi un horizon plus compact. Présence de concrétions noires et des traces de fer dues à l'existence d'une plage d'oxydoréduction. Présence de beaucoup de ponts de chasse et d'importantes traces d'hydromorphie.

80-140cm : Sol argileux

Prolongement de la plage d'oxydoréduction observée au niveau de l'horizon supérieure, existence également de nombreuses concrétions noires. Présence de traces de sable blanc pouvant créer parfois une zone de passage préférentielle pour l'eau et constituant ainsi une hétérogénéité locale. Apparition de filet d'eau à travers ces traces de sables à 120-140cm. L'hydromorphie est aussi assez importante.

ANNEXE F

PROPRIETES HYDRODYNAMIQUES DES SOLS

ESTIMATION DE LA COURBE DE RETENTION DES SOLS A PARTIR DE LA GRANULOMETRIE ET DE LA DENSITE APPARENTE : MODELE DE ARYA ET PARIS (1981)

C'est un modèle mathématique de détermination de la courbe de rétention de l'eau par les sols. Il est essentiellement basé sur les résultats de l'analyse granulométrique, la densité apparente de l'échantillon de sol traité et de la densité des particules de sol qui constituent la matrice solide. Il traduit en premier lieu, une distribution des particules en une distribution de tailles de pores. Ainsi le cumul des volumes de pores, correspondant à une augmentation progressive des pores est rapporté à la densité volumique de l'échantillon pour ainsi obtenir la teneur en eau volumique. La pression correspondante est déterminée à partir du rayon des pores en utilisant l'équation classique de la capillarité. La détermination du volume des pores de même que leur rayon est faite en considérant différentes fractions. Dans chaque fraction, on suppose que la matrice solide a une densité égale à celle de l'échantillon. Ainsi pour une masse élémentaire (unitaire) d'échantillon, le volume équivalent des pores est donné par la relation :

$$V_{v_i} = \left(\frac{W_i}{\rho_p} \right) \cdot e \quad i=1, \dots, n. \quad F.1$$

i : fraction considérée

V_{v_i} : Volume des pores

W_i : fraction granulométrique

ρ_p : densité des particules

e : coefficient adimensionnel donné par la relation suivante :

$$e = (\rho_p - \rho_b) / \rho_b \quad F.2$$

ρ_b : densité de l'échantillon

Les volumes de pores ainsi générés par chaque fraction sont accumulés progressivement et considérés comme contenant de l'eau. La teneur en eau volumique est ainsi déterminée par la relation suivante :

$$\theta_{v_i} = \sum_{j=1}^{j=i} V_{v_j} / V_b; \quad i=1, \dots, n. \quad F.3$$

V_b représente le volume par unité de masse, il est donné par la relation suivante :

$$V_b = \sum_{i=1}^{i=n} W_i / \rho_b = 1 / \rho_b; \quad i=1, 2, \dots, n. \quad F.4$$

le rayon de pore correspondant est estimé par la relation suivante :

$$r_i = R_i [4en_i^{(1-\alpha)} / 6]^{1/2} \quad F.5$$

r_i : rayon moyen des pores

R_i : rayon moyen des particules de la fraction

n_i : nombre de particules

α : constante empirique comprise entre [1,35 et 1,40]

Arya et Paris recommandent une valeur de α égale à 1,38

Il faudra noter que la formulation des rayons des pores est basée sur la double hypothèse de particules sphériques et de pores cylindriques.

Une fois le rayon moyen des pores déterminé, la pression de l'eau du sol est déterminée par la relation bien connue de la capillarité.

$$\psi_i = \frac{2\gamma \cos\theta}{\rho_w g r_i} \quad F.6$$

ψ : pression de l'eau du sol

γ : tension superficielle de l'eau

θ : angle de contact

ρ_w : masse volumique de l'eau

g : accélération de la pesanteur

r_i : rayon de pore

Il est évident que ces différents paramètres dépendent de la température. Dans les exemples que nous avons traités, nous avons supposé un angle de contact de $\theta = 0$ et une température de 20 °C. Dans ces conditions, la pression de l'eau est donnée par l'expression suivante (Rose, 1966 cité par Haverkamp et Parlange, 1986) :

$$\psi = \frac{0,149}{r} \quad F.7$$

r : rayon de pore

Exemple de résultats :

La méthode a été appliquée à différents types d'échantillons de sol. Nous avons ensuite utilisé les résultats obtenus pour déterminer une courbe de rétention moyenne et passer à faire une estimation de paramètres pour nos différents sols à l'aide du code RETC (Van Genuchten, 1991). les courbes de rétention représentées obtenues à partir du modèle empirique de Mualem-Van Genuchten avec $m = 1 - 1/n$.

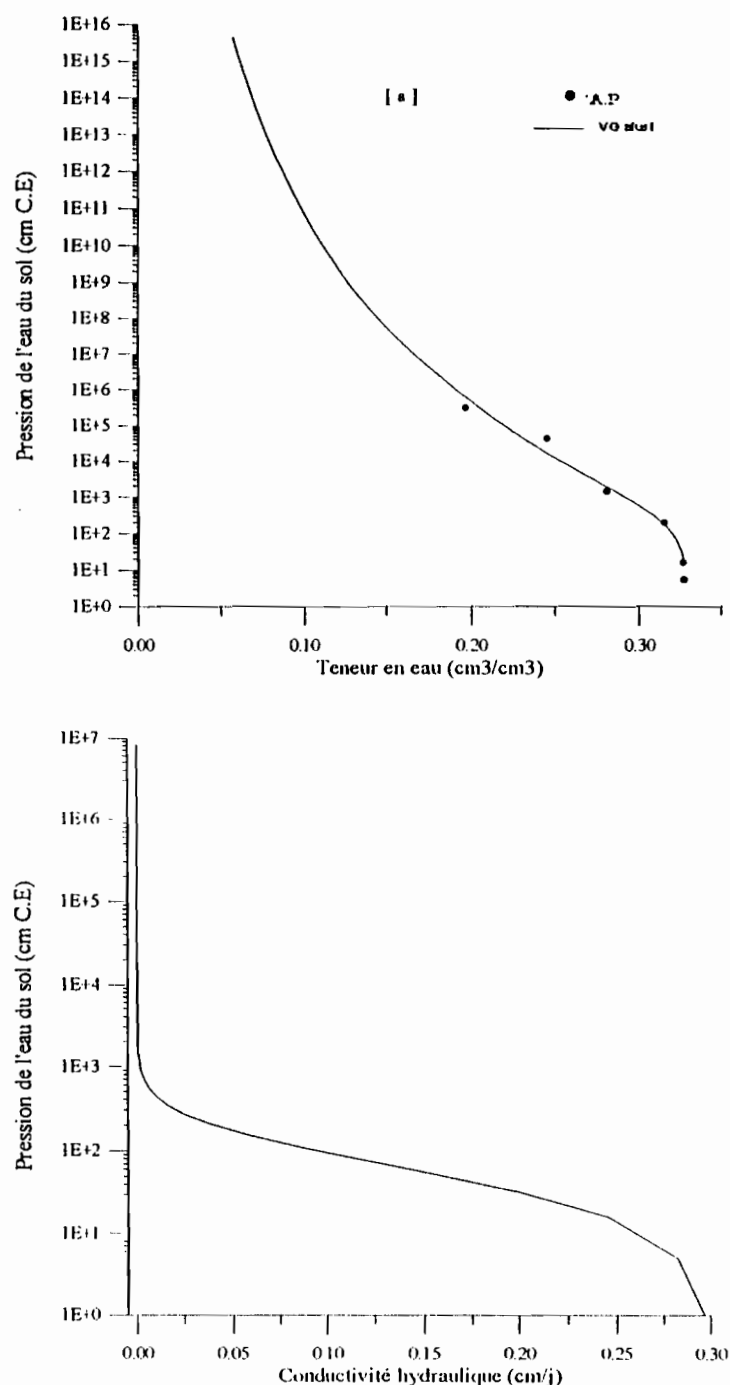


FIG. F-1 : Donaye horizon argileux supérieur: [a] la courbe $h(\theta)$ et [b] la courbe $K(h)$

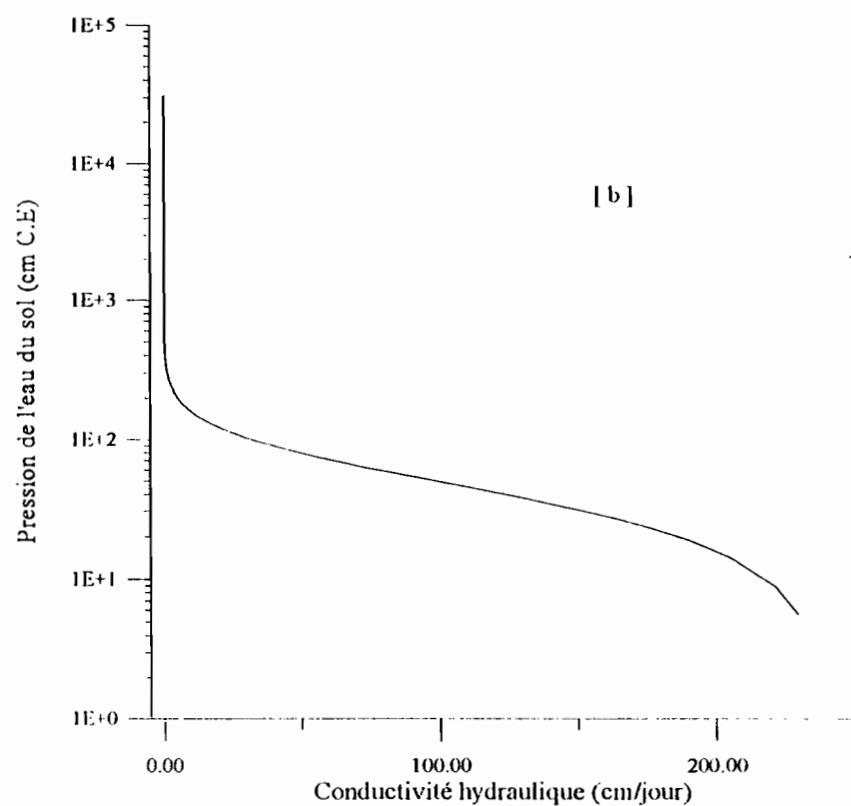
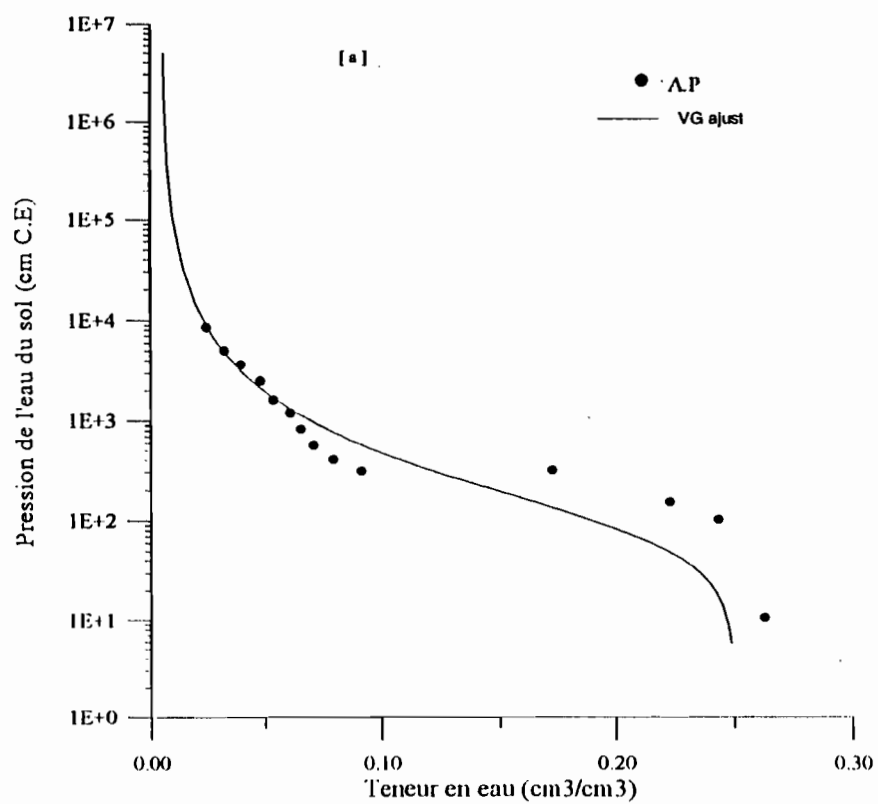


FIG. F-2 : Sable aquifère de Donaye : [a] la courbe $h(0)$ et [b] la courbe $K(h)$

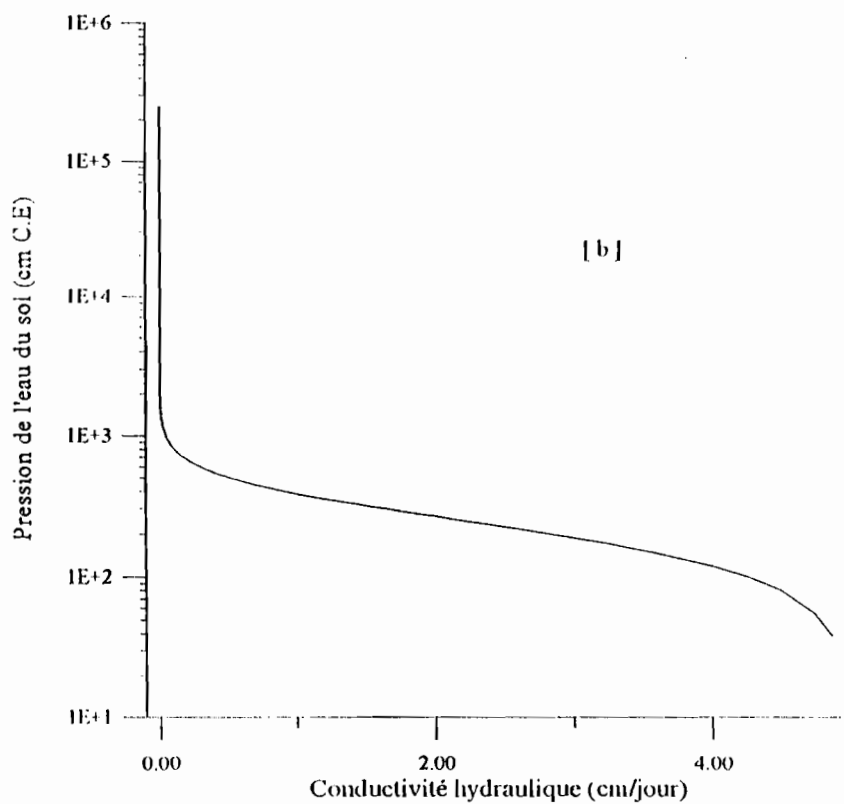
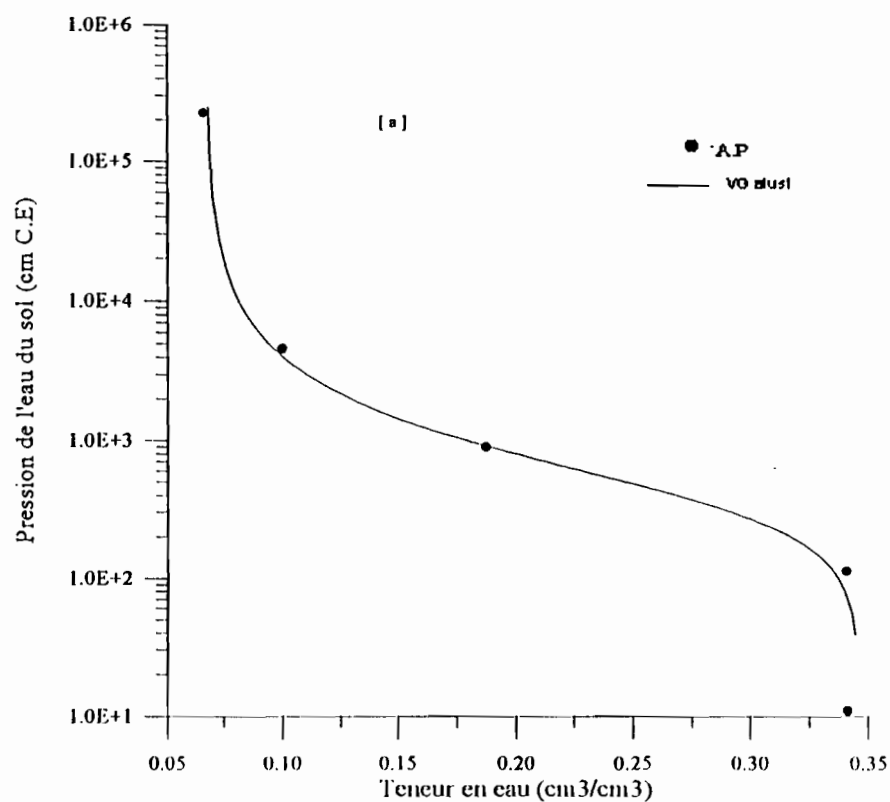


FIG. F-3 : Ouro Madiou ; secteur tomate : [a] est la courbe $h(\theta)$ et [b] la courbe $K(h)$.

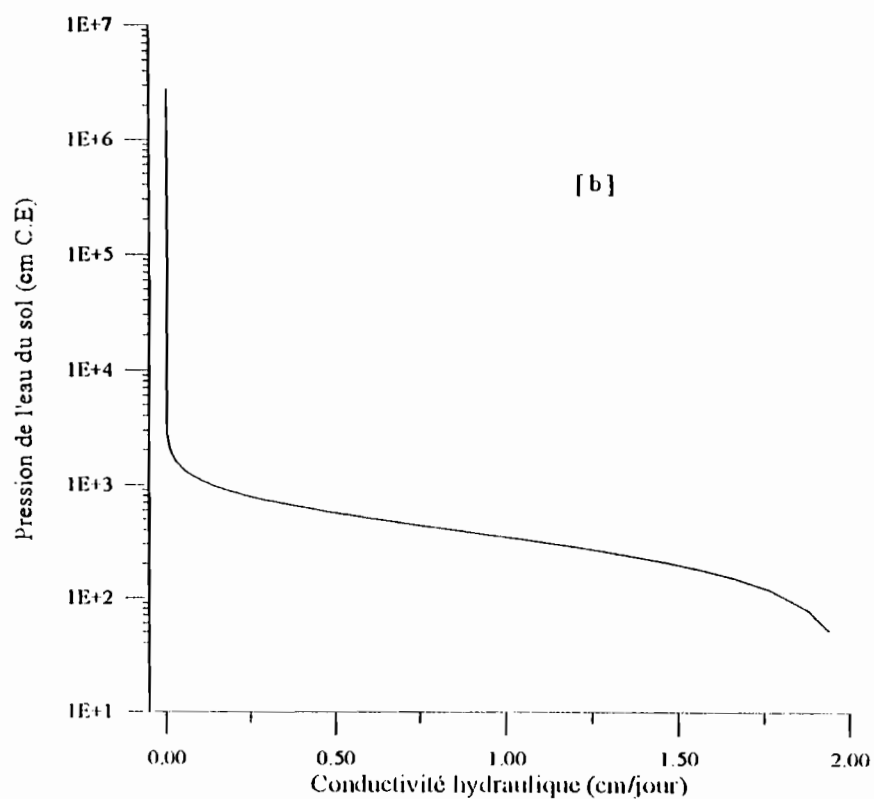
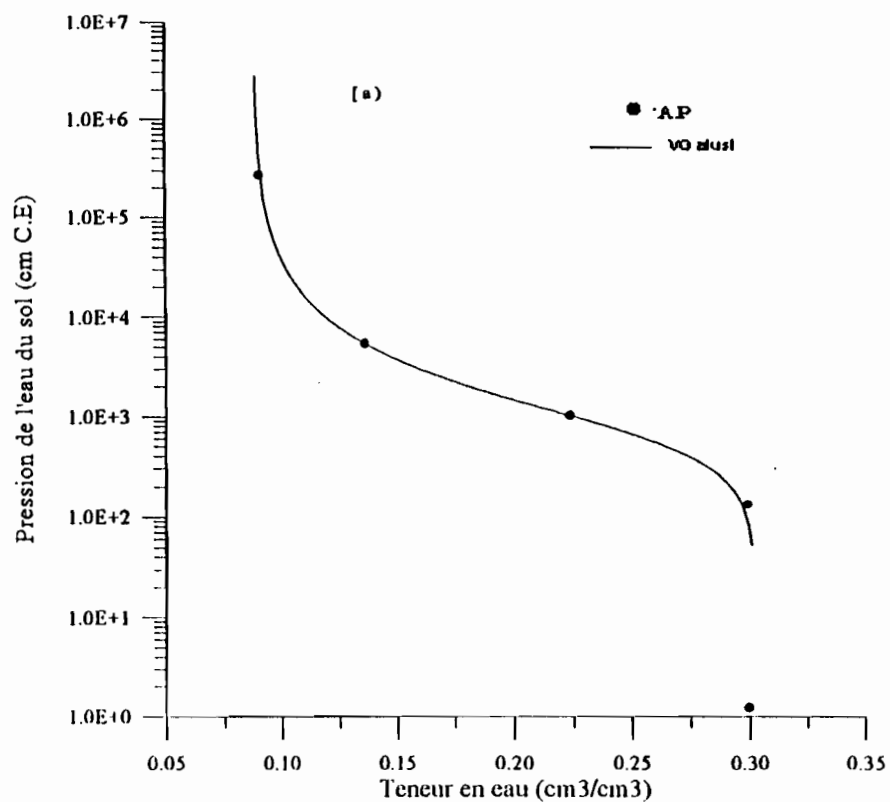


FIG. F-4 : Ouro Madiou ; secteur oignons : [a] est la courbe $h(\theta)$ et [b] la courbe $K(h)$.

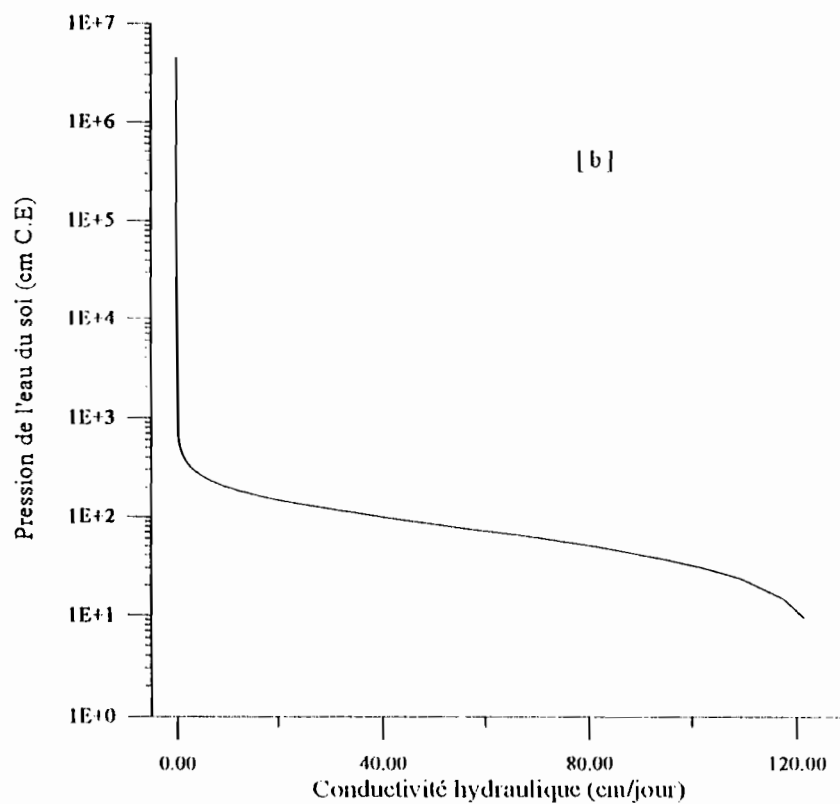
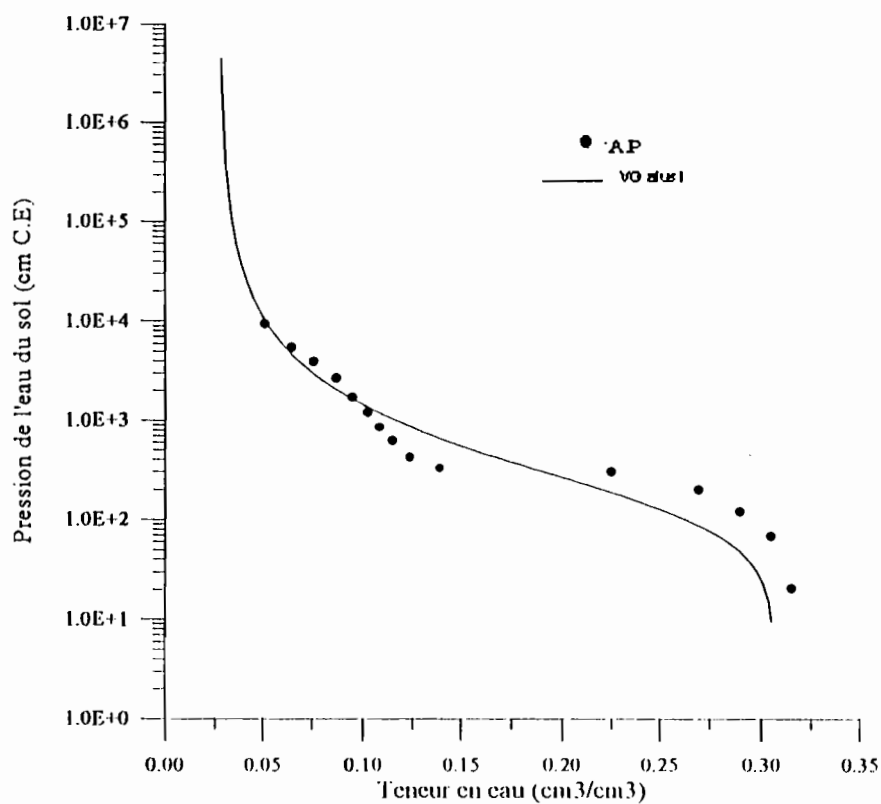


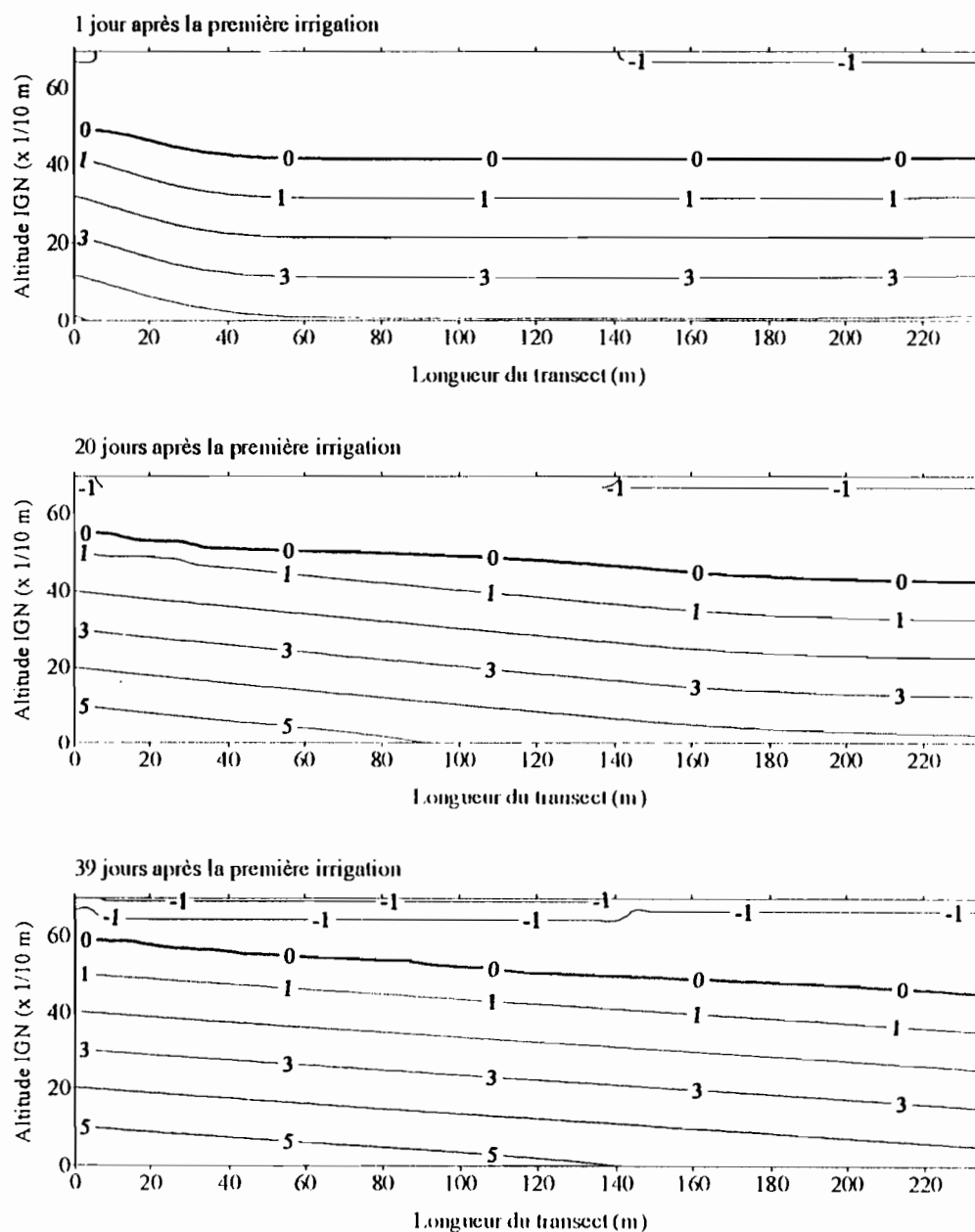
FIG. F-5 : Ouro Madiou ; sable aquifère : [a] est la courbe $h(0)$ et [b] la courbe $K(h)$.

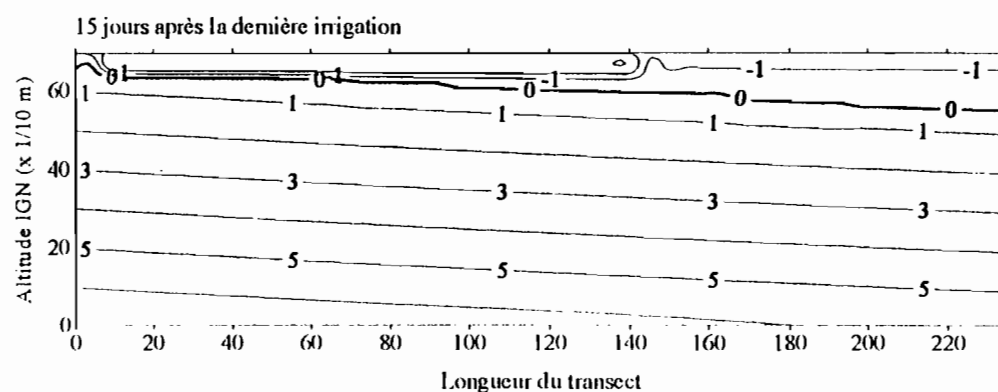
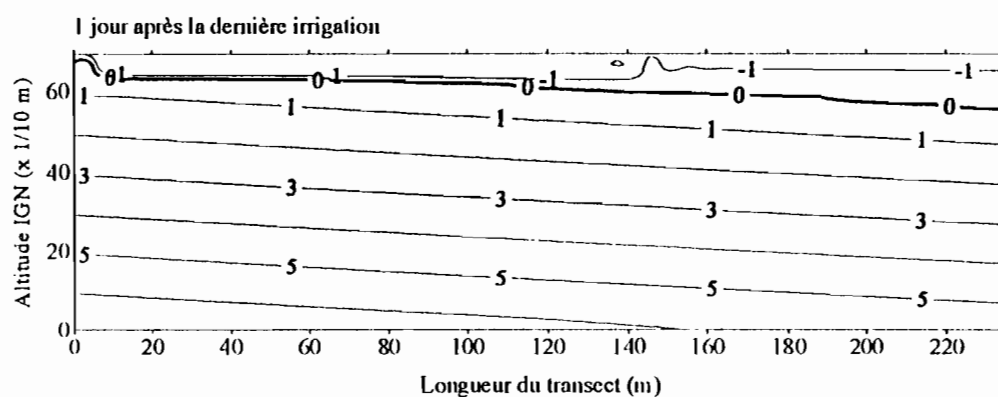
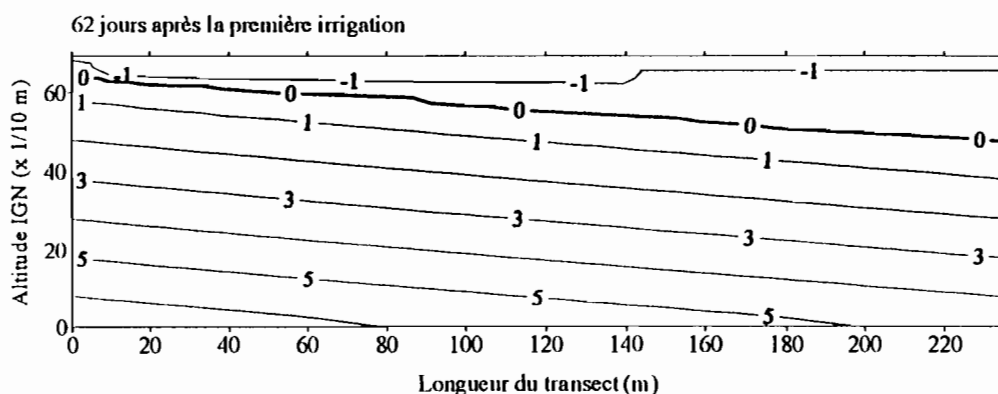
ANNEXE G

DISTRIBUTIONS DE PRESSION DANS LES DOMAINES SIMULES

Nous présenterons dans cette partie, les distributions de pression obtenue pour certaines des simulations effectuées notamment pour l'étude de sensibilité et celle portant sur l'introduction des arbres dans les périmètres irrigués.

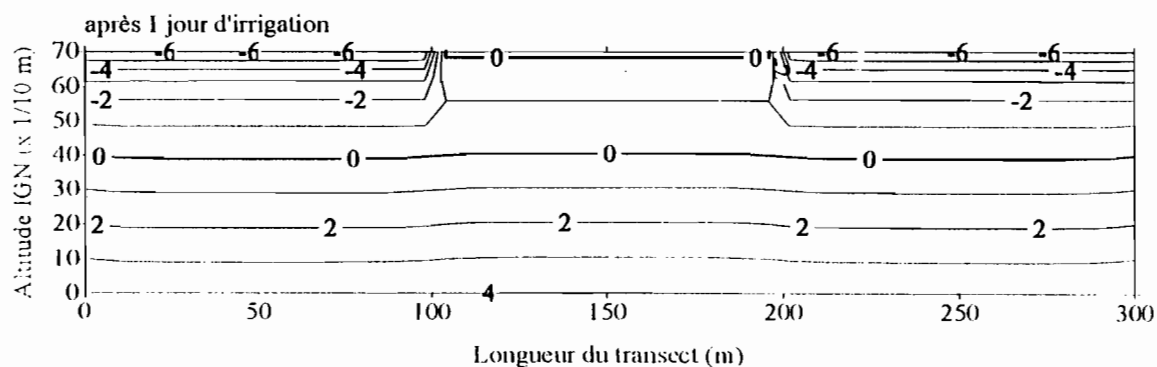
G.1. Distribution de pression à Donaye (campagne hivernage 1995).

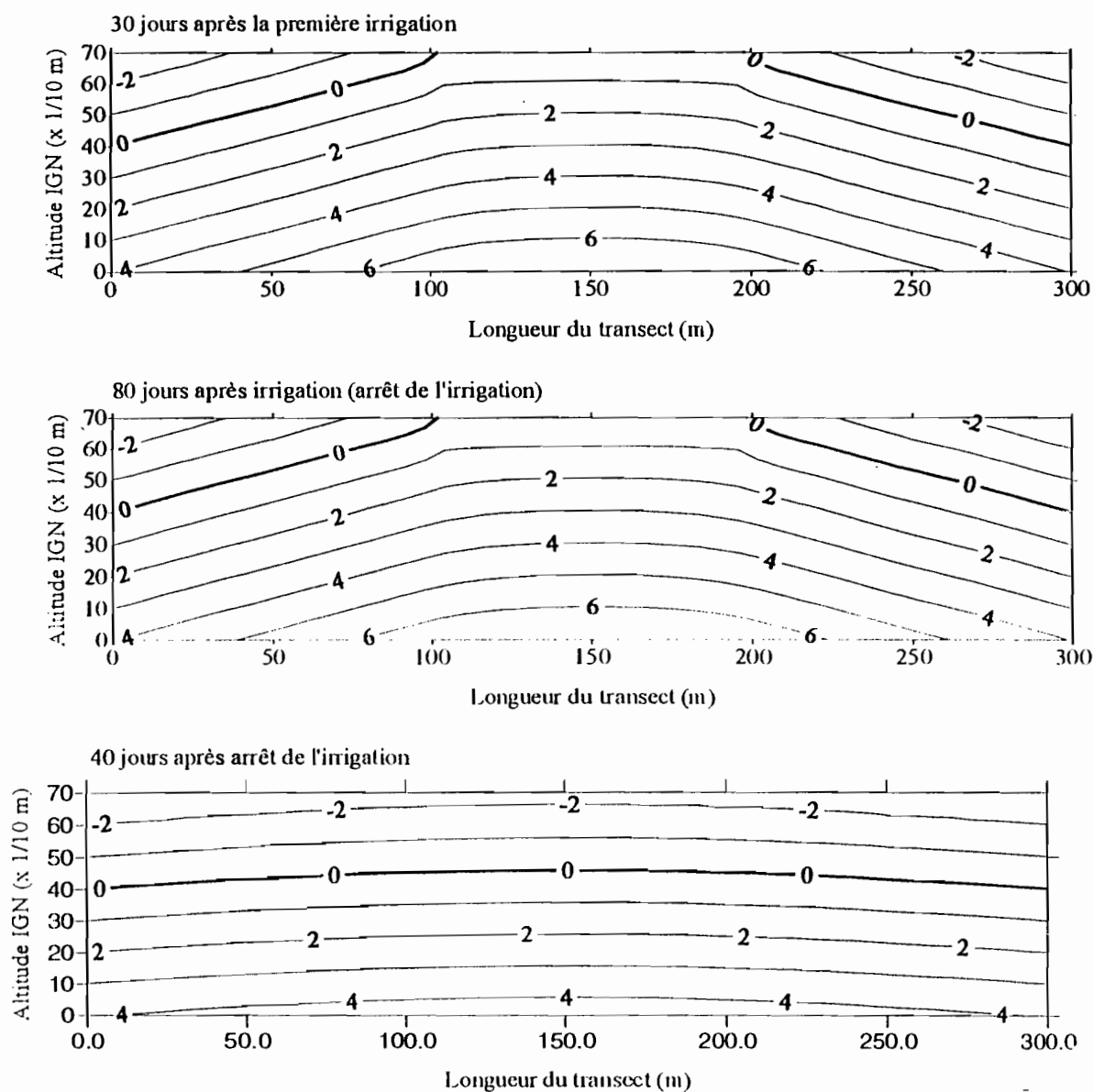




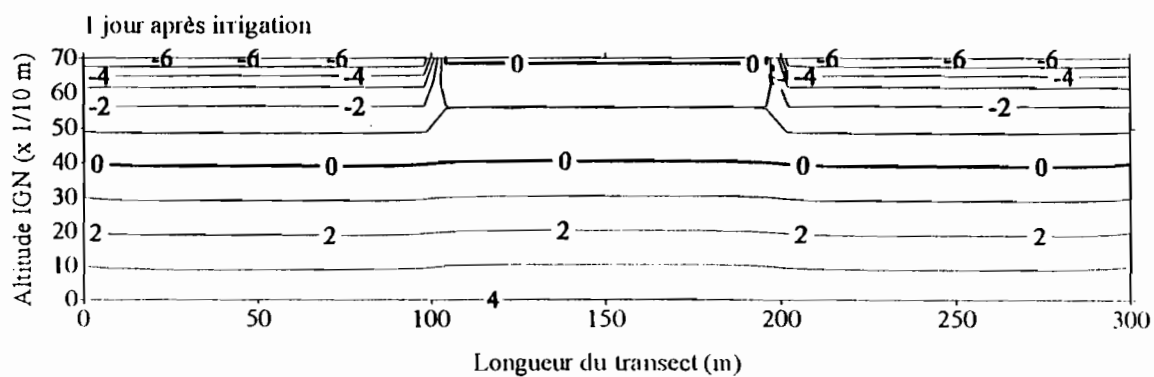
G.2. Distribution de pression pour une riziculture sur fondé avec présence d'Eucalyptus :

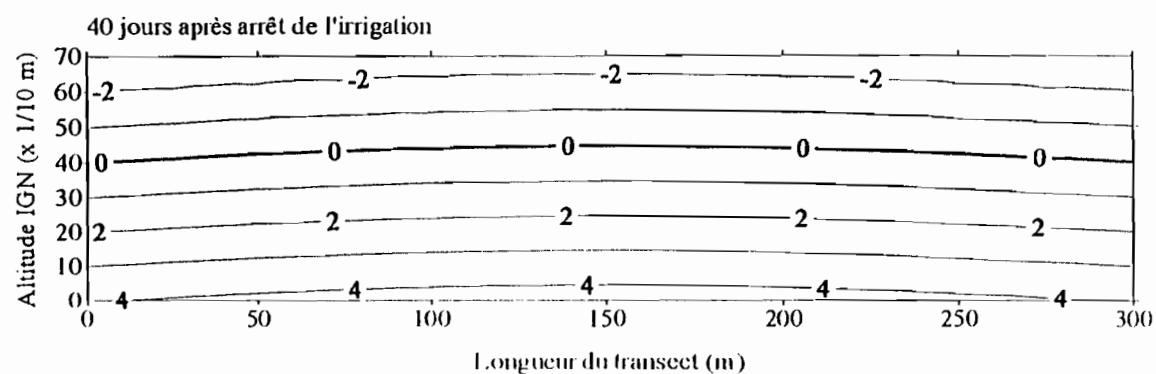
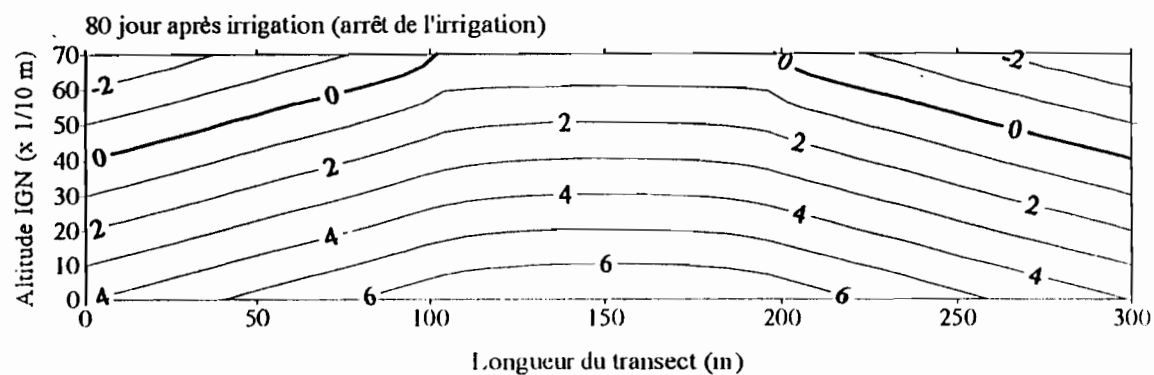
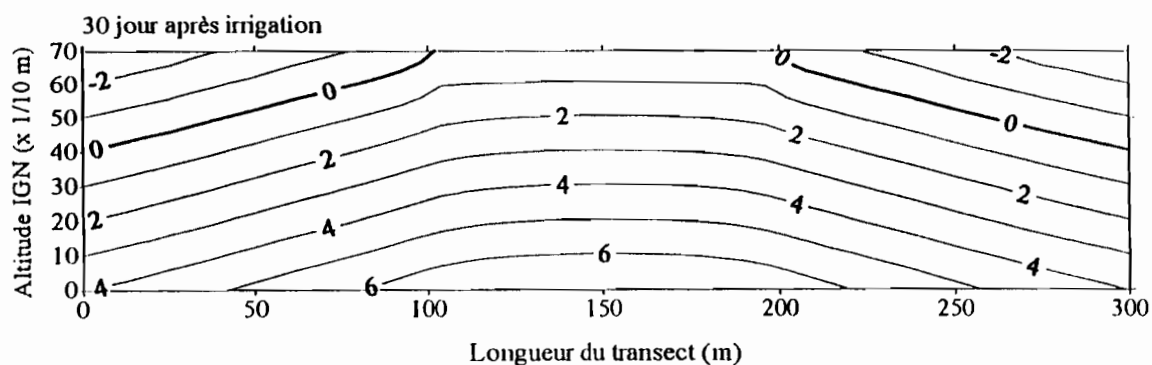
G.2.1 Eucalyptus âgés d'une année :



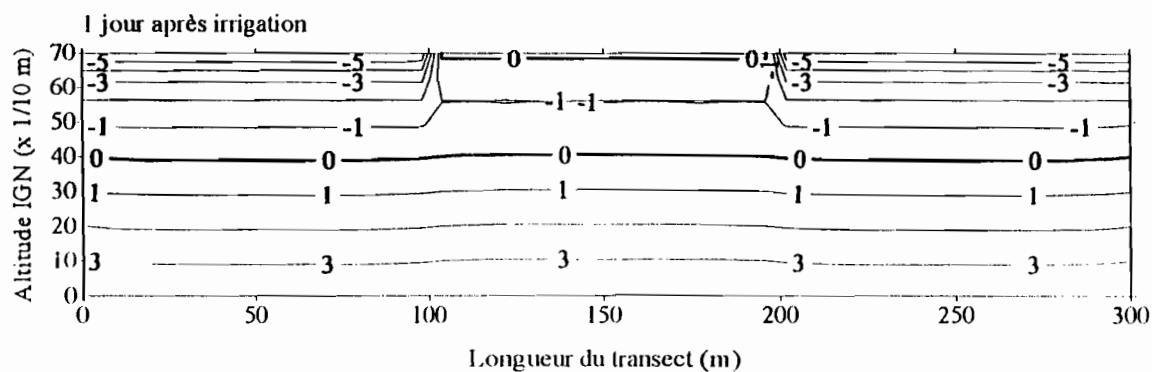


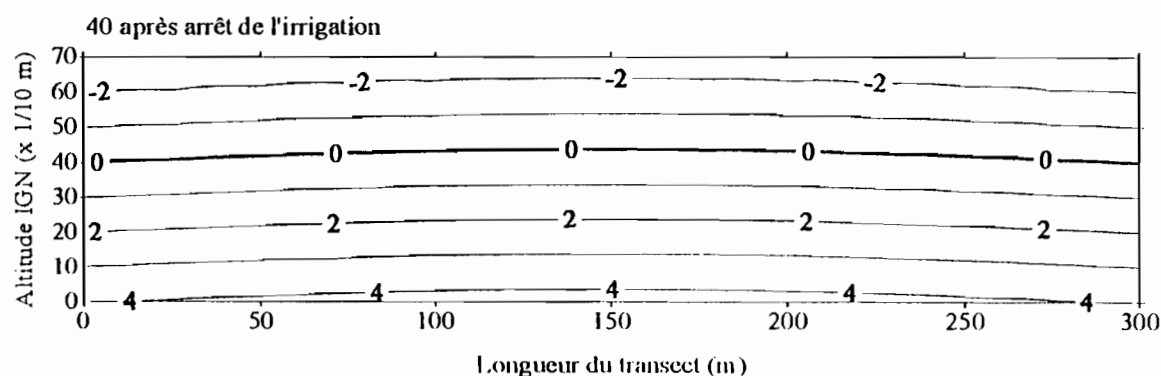
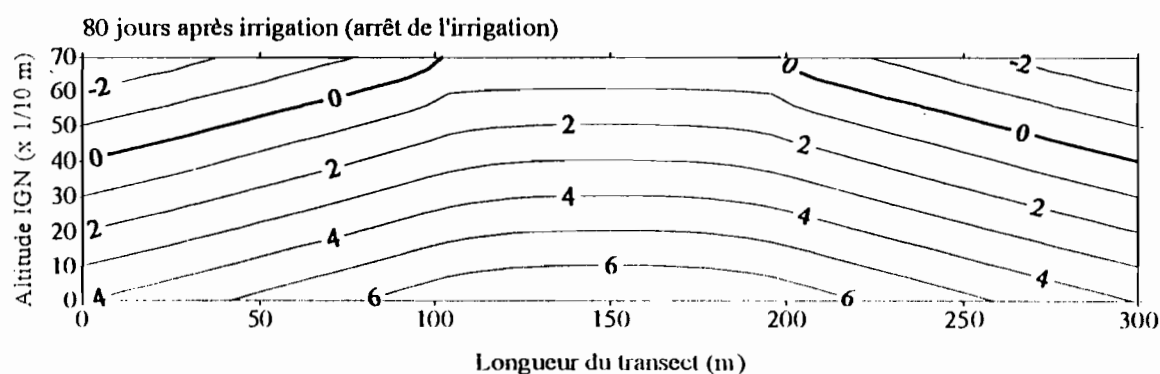
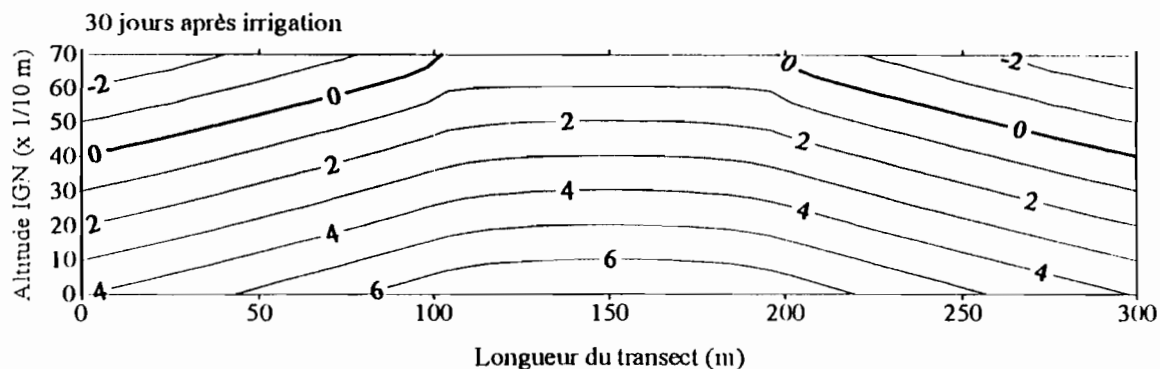
G.2.2 *Eucalyptus* âgés de trois années :





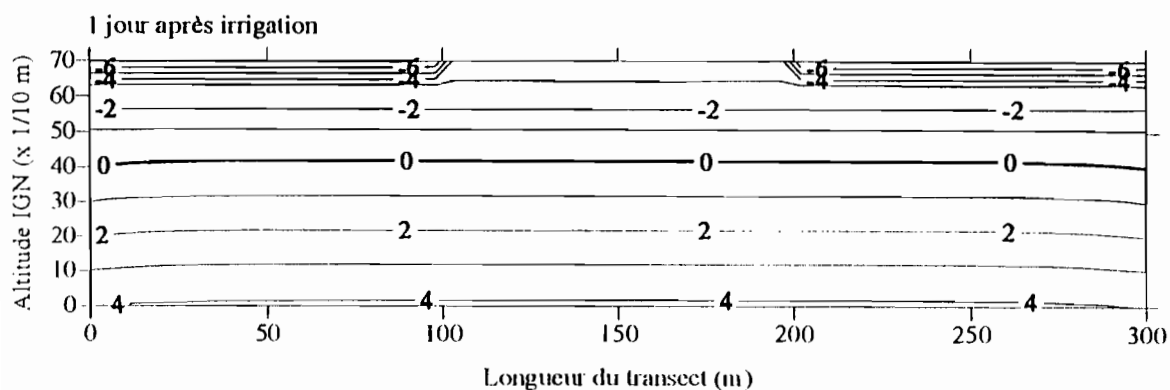
G.2.2 *Eucalyptus* âgés de dix années

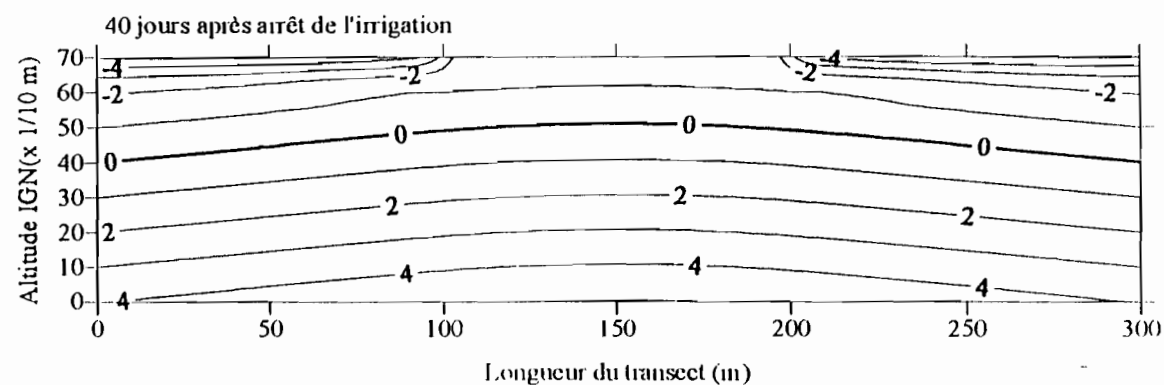
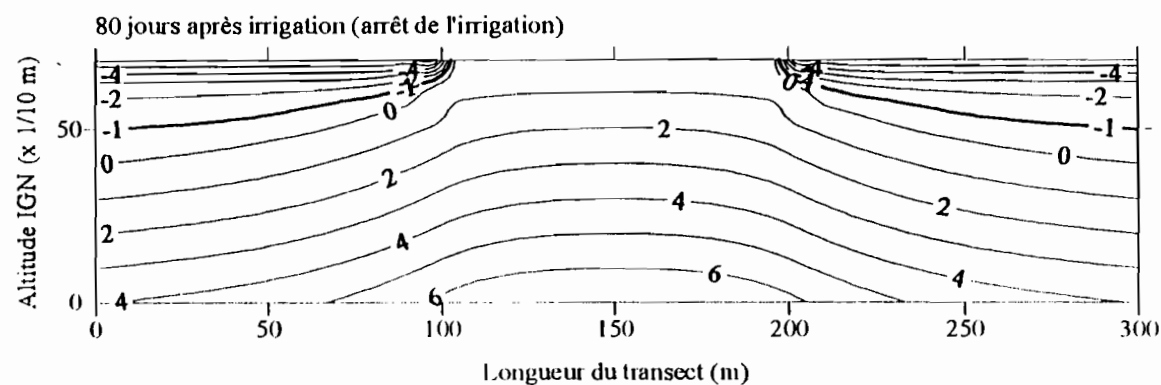
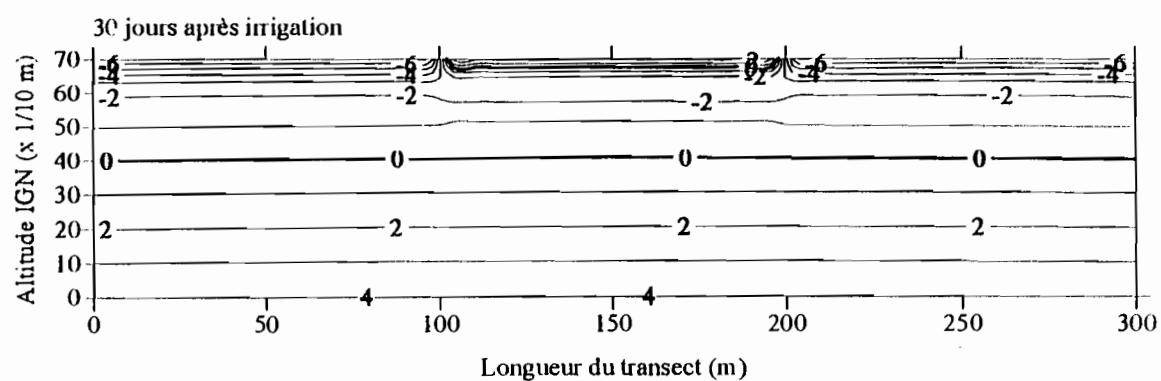




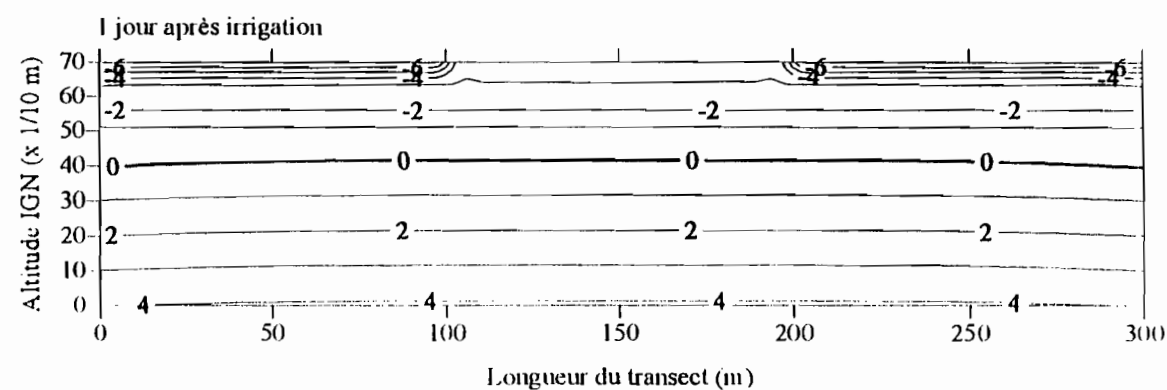
G.3. Analyse de sensibilité suivant le paramètre " α " :

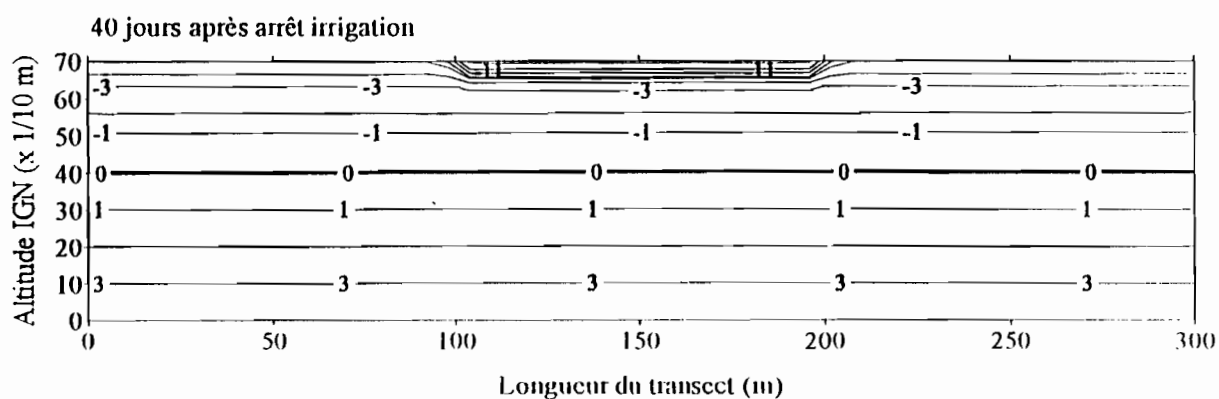
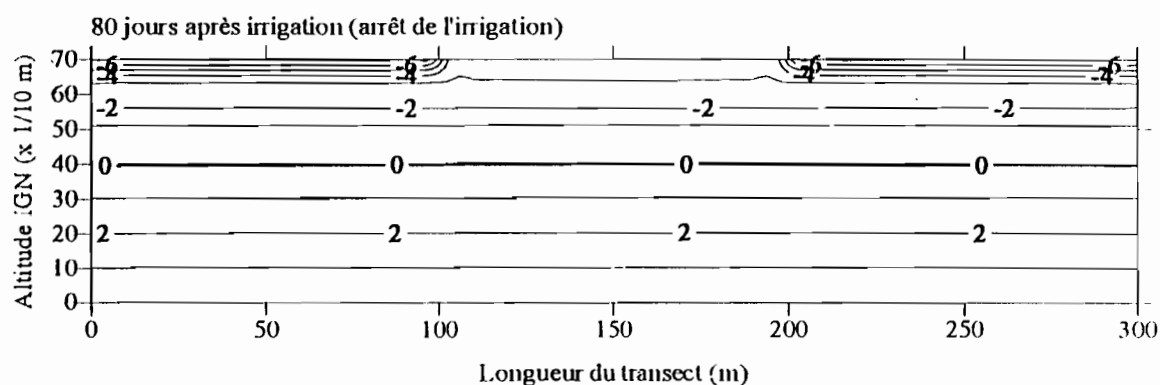
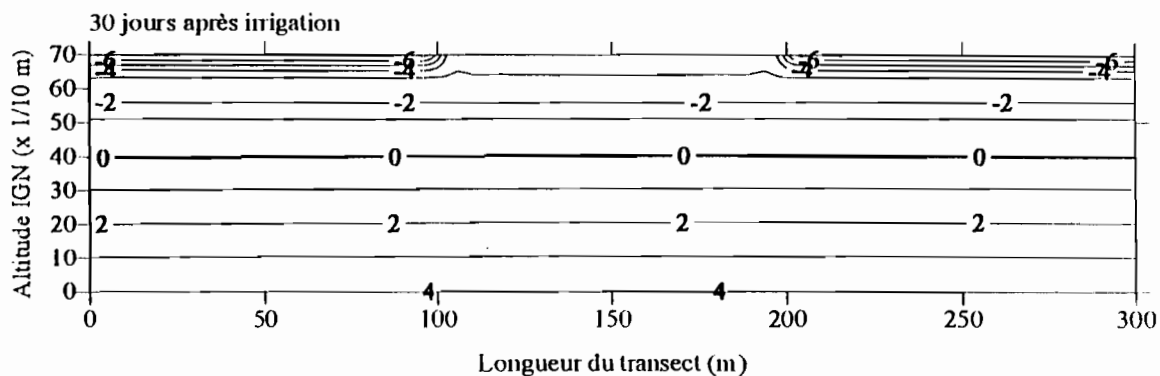
G.3.1 : " α " égale 0,01.





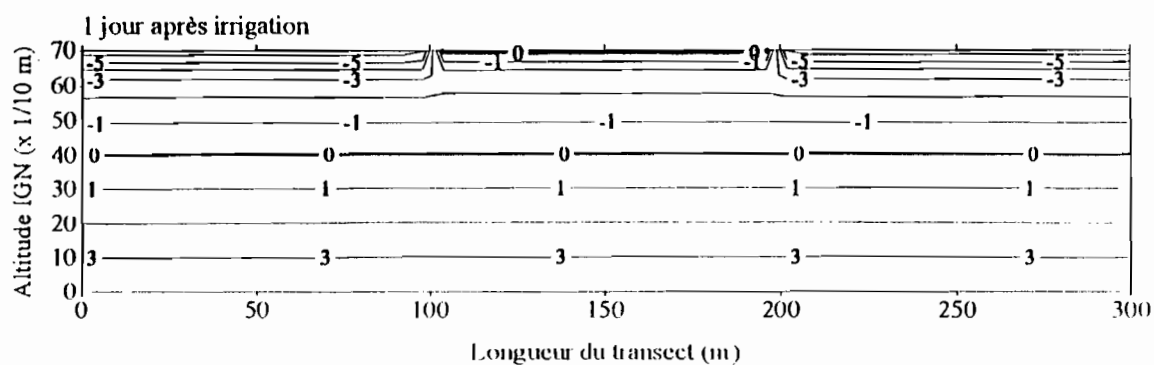
G.3.2 : " α " égale 0,1.

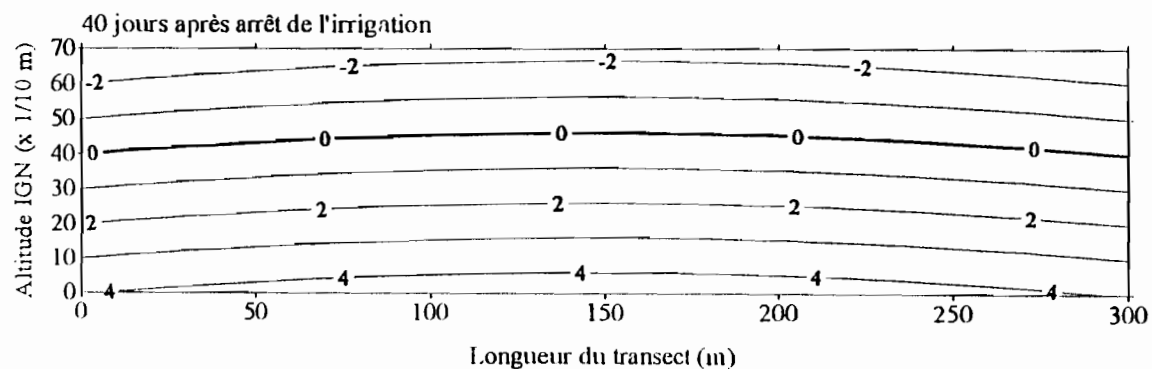
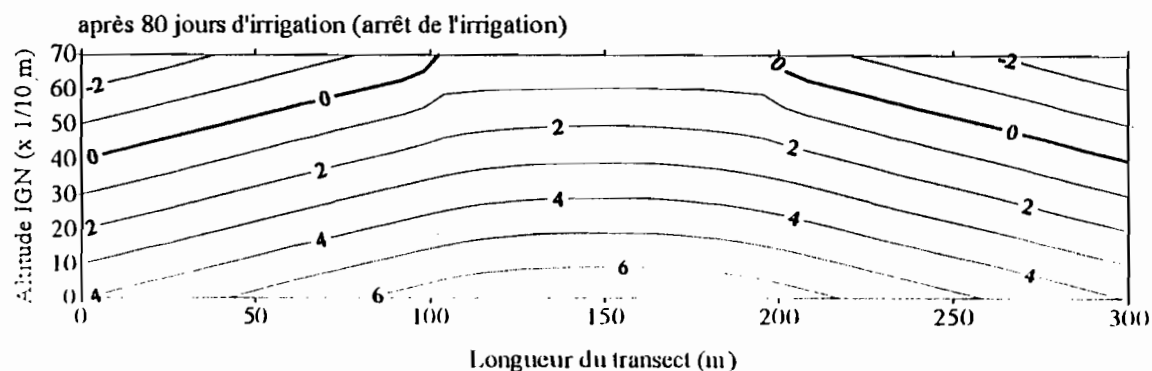
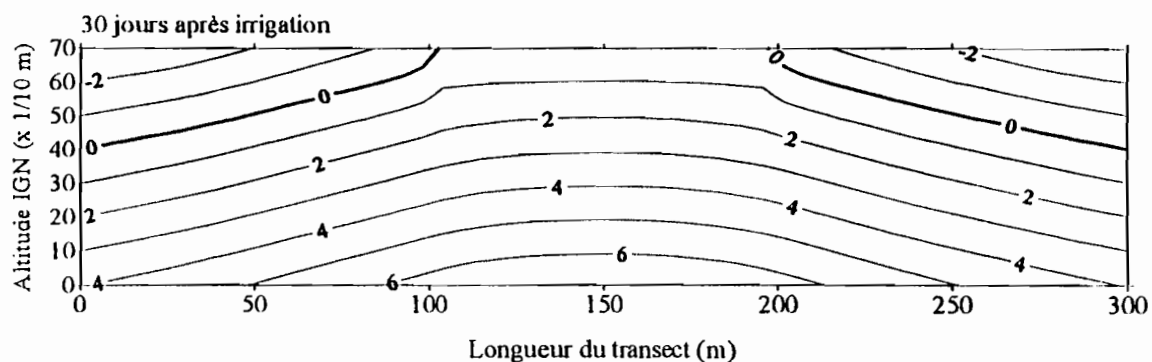




G.4. Analyse de sensibilité à partir de la conductivité hydraulique à saturation.

G.4.1. K_{sat} égale à 3 cm/jour





G.4.2. K_{sat} égale 10 cm/jour

