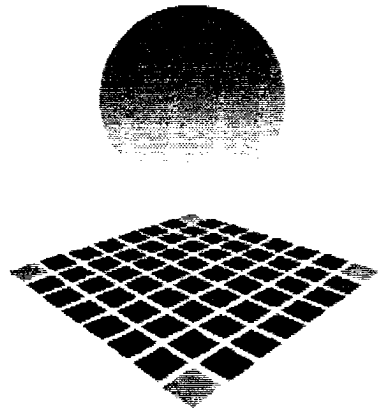


DEA
Sciences de l'Eau
Dans l'Environnement Continental
Université Montpellier II

IRD
Unité GP623 - UR2
(Unité d'Hydrophysique des Sols)
Programme HYDROMED (Tunisie)



UNIVERSITÉ MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

**DISSOLUTION INTERNE D'UN SOL
GYPSEUX.**

**Cas des têtes de ravine d'un bassin versant en milieu
méditerranéen. Petit Barrage Collinaire de Fidh Ali,
Tunisie.**

par Victor Manuel REYES GOMEZ

Mémoire soutenu le 23 septembre 1999 devant le jury composé de :

PRESIDENT DU JURY : M. Desbordes
MEMBRE DU JURY : P. Boivin
MAITRE DE STAGE : O. Grünberger

Université de Montpellier II
IRD (Montpellier)
IRD (Bondy)

Quiero dedicar especialmente este trabajo a Lucy que como mujer me brindó su corazón y su fortaleza en todo momento. A Carmen y Daniel, motivos del esfuerzo puesto en mi superación

A lo largo de todo este trabajo, hubo muchas personas que de una o de otra forma me brindaron su apoyo moral e hicieron más ligera mi carga. A todos ellos les dedico este esfuerzo mutuo: Gema, Olivier, Catherine, Alfredo y Mayra, M. Poupon, Elias, Luis, Eva, Pepe y Mary Paz, Benoit, Gina, Meiling, J. Asseline, C. Prat y Manuel

A la familia Carrasco Soto y las Familias Reyes - Ruiz y Reyes Rodríguez por su apoyo por correspondencia, con el cual nuestros corazones se mantuvieron con vida y esperanza

Montpellier, France le 23 septembre 1999

REMERCIEMENTS

Le travail présenté ici, n'aurait pu être réalisé sans l'aide et la collaboration du personnel de l'IRD (ex Orstom) (représentation de Tunis et centre de Bondy), de la **Direction des Sols** (Tunis) (qui nous a prêté le simulateur de pluie), de la **Direction de la Conservation des Eaux et des Sols** (Tunis) et de l'**INRGREF** (à Tunis). Je remercie les responsables de ces institutions pour leur soutien administratif et la bienveillance avec laquelle ils ont considéré mon stage. Je remercie le **CONACYT** (Mexique), ainsi que le **SFERE** (France) de leur appui financier sans lequel mon séjour doctoral en France n'aurait pas pu débiter.

Jean Albergel, responsable du GP623 "Petits Barrages" et du projet UE INCO DC Hydromed, m'a accueilli au sein de son programme et a réglé les nombreux problèmes logistiques et financiers de la mission que j'ai effectuée en Tunisie. Je le remercie pour sa confiance et pour sa participation aux expérimentations de terrain.

Je veux faire une mention spéciale à **Olivier Grünberger**, (IRD-Bondy) maître de stage, qui m'a proposé le sujet de l'étude. Son excellent accueil tout au long du stage, ses conseils, son expérience et sa grande patience m'ont permis de progresser dans ma formation professionnelle.

J'exprime ma reconnaissance à **Jean Pierre Montoroi**, (IRD-Bondy) pour son aide de terrain et de laboratoire, pour ses conseils et critiques qui m'ont beaucoup aidé dans la précision et la présentation de ce travail.

A Tunis :

Je remercie **Jean Collinet** (IRD-Tunis) de m'avoir fait profiter de sa grande expérience des protocoles de simulation de pluie et de sa connaissance de la pédologie tunisienne (qui a permis le choix du site d'expérimentation). Je le remercie également, ainsi que sa famille, pour sa chaleureuse hospitalité. J'exprime mes remerciements à **Patrick Zante** (IRD-Tunis) pour son aide, sur le terrain comme à Tunis, pour les analyses de sols, les dispositifs expérimentaux et la logistique. **Mohamed Ben Younes** (IRD-Tunis) m'a accompagné tout au long de ma mission de terrain, pendant laquelle il a eu la gentillesse de jouer les rôles de chauffeur, d'interprète, d'initiateur aux usages tunisiens... sans oublier l'aide cruciale qu'il m'a apporté pour l'échantillonnage et les mesures de terrain. Je le remercie vivement pour son dévouement et sa grande conscience professionnelle. **S. Agrebaoui et D. Becim** (DS) ont participé à l'échantillonnage des eaux et au maniement du simulateur, je les remercie vivement de l'aide et du prêt de leur outil de travail. Je remercie également **S. Nasri** (INRGREF) pour l'intérêt qu'il a porté à l'expérimentation.

A Bondy :

Gérard Bellier (IRD-Bondy) m'a initié à la retractométrie des sols et m'a accueilli au sein de son laboratoire. Je le remercie pour sa gentillesse et sa patience dans le partage de son expérience. J'ai par ailleurs bénéficié au Laboratoire des Formations Superficielles du Centre IRD de Bondy, de l'appui de: **Isabelle Giffard** (pour les analyses d'eau), **Hughes Boucher** (Rx), **Mireille Delhaume** (pour la granulométrie), **Evelyne Guerin** (pour la picnométrie), **Jacqueline Feuillet** (préparation des extraits). Je remercie toutes ces personnes pour leur patience et leur gentillesse.

Deborah Gay (Univ. Paris XI) a partagé avec moi la situation de stagiaire de DEA. Je la remercie pour son aide au laboratoire et au terrain.

Jean Asseline à Montpellier, m'a conseillé sur les protocoles de simulation de pluie et m'a encouragé, je le remercie de sa gentillesse.

Je remercie Messieurs **M. Desbordes** (Un.MPLII), **O. Grünberger** (IRD-Bondy) et **P. Boivin** (IRD-MPL), qui ont bien voulu faire partie du jury.

SOMMAIRE

I. INTRODUCTION	1
<i>I.A. Cadre institutionnel de l'étude.....</i>	<i>1</i>
<i>I.B. Problématique et objectifs.....</i>	<i>1</i>
II. CONTEXTE DE L'ETUDE	3
<i>II.A. Facteurs du milieu.....</i>	<i>3</i>
II.A.1. Le climat	3
II.A.2. L'hydrologie.....	4
II.A.3. La Géologie.....	5
II.A.4. Les sols	5
<i>II.B. Processus physiques et chimiques liées à l'érosion du sol</i>	<i>8</i>
II.B.1. Les processus physiques des sols.....	8
II.B.2. Les processus chimiques du sol.....	11
III. METHODOLOGIE.....	16
<i>III. A. Introduction</i>	<i>16</i>
<i>III.B Méthodes et moyens mis en œuvre.....</i>	<i>17</i>
III.B.1. Simulation de pluie.....	17
III.B.2. Etats de surface et micro-relief.....	18
III.B.3. Echantillonnage des eaux et des sols.....	18
III.B.4. Analyses des eaux et des sols.....	20
IV. PRESENTATION ET ANALYSE DES RESULTATS.....	30
<i>IV.A. Caractérisation des Parcelles.....</i>	<i>30</i>
IV.A.1. Description des profils pédologiques.....	30
IV.A.2. Etats de surface et micro-relief	32
IV.A.3. Minéralogie des sols.....	34
IV.A.4. Rétractométrie.....	39
IV.A.5. Perméabilité des sols par "minidisk infiltrometer"	42
IV.A.6. Conclusion sur la caractérisation des parcelles.....	43
<i>IV.B Résultats de l'application du protocole de simulation de pluie</i>	<i>45</i>
IV.B.1 Flux hydriques.....	45
IV.B.2 Bilan hydrique (Avant -après).....	51
IV.B.3 Conclusions sur les flux hydriques.....	54
IV.B.4 Flux ioniques.....	55
IV.B.5 Conclusions sur la chimie des eaux.....	61
IV.B.6 Bilan massique avec les extraits de sols 1/5.....	63
IV.B.7 Conclusion du bilan de masse	67

V. SIMULATIONS.....	68
<i>V.A. Simulation de l'infiltration à partir de simulation de pluie.....</i>	<i>68</i>
V.A.1. Construction de la courbe à partir de valeurs de K.....	68
V.A.2. Résultats et discussion.....	70
IV.A.3. Conclusions sur l'ajustement.....	77
<i>V.B Simulation du lessivage.....</i>	<i>78</i>
V.B.1 Hypothèses de construction de l'estimation.	78
V.B.2 Présentation des résultats.	80
V.B.3 Conclusion sur la simulation du lessivage	82
VI. CONCLUSIONS GÉNÉRALES.....	84
<i>IV.A Synthèse des résultats.....</i>	<i>84</i>
<i>IV.B Formation des tunnels de suffosion.....</i>	<i>85</i>
<i>IV.C Erosion chimique et érosion physique.</i>	<i>88</i>
<i>IV.D Perspectives méthodologiques.....</i>	<i>88</i>
VII REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	90

I. INTRODUCTION

I.A. Cadre institutionnel de l'étude

Depuis 1993, la Direction de la Conservation des Sols en Tunisie et l'IRD mènent un programme de recherche lié à un projet de développement sur les lacs collinaires en Tunisie, (Albergel, *et al.*, 1997). Ce programme s'articule autour de trois thèmes de recherches complémentaires :

- la conservation des eaux,
- la conservation des sols,
- l'agro-socio-économie.

Dans le volet «conservation des eaux et des sols », l'étude constitue un véritable «réseau de surveillance » des lacs collinaires, destiné à alimenter une banque de données hydro-pluviométriques. A partir de 1994, un échantillon de 26 lacs collinaires représentatifs des situations en milieu semi-aride ont été suivis du point de vue : de leurs bilans hydrologiques, de la qualité de l'eau , de leur impact sur les ressources en eau sur l'environnement et sur le niveau de vie des agriculteurs riverains. Cette étude constitue le volet tunisien du programme U.E. INCO DC Hydromed, principalement réalisé, par l'INRGREF et l'IRD (Albergel et Rejeb, 1997).

Le travail présenté ici, porte sur les sols du bassin versant du lac collinaire de Fidh Ali, qui constitue un des sites pilotes du volet tunisien du programme Européen.

I.B. Problématique et objectifs

Dans le bassin versant de Fidh Ali, 90% des sols sont cultivés. Or ces sols sont susceptibles à différentes formes d'érosion physique et chimique. D'autre part, les eaux du lac sont

chargées en sels solubles (environ 3g L^{-1}) et présentent un faciès chimique sulfaté-calcisodique (Rahaingomanana, 1998).

En effet, en raison de ses caractéristiques géologiques et pédologiques, la retenue de Fidh Ali ($34^{\circ}42'40''$ N, $9^{\circ}36'13''$) est soumise à des apports terrigènes volumineux mettant en cause la pérennité de l'aménagement. Des formes d'érosion régressive classique sont présentes dans toutes les zones à forte pente du bassin versant. Cependant, là où la pente est moins accentuée, les fronts d'érosion des têtes de ravine montrent des indices d'érosion chimique par dissolution interne du sol gypseux. Cette érosion semble renforcer l'effet mécanique d'entraînement du ruissellement en surface.

L'objectif du stage de DEA est de quantifier, en deux sites choisis, la cinétique de la dissolution et la mobilité des sels solubles (essentiellement gypse et chlorures), par le suivi d'écoulements internes provoqués par une simulation de pluie. En fonction de situations idéalisées (distribution de pluies, richesse en gypse, distribution de perméabilité), l'étude doit permettre d'analyser l'importance de l'érosion chimique au niveau des têtes de ravine et leur effet à l'échelle du bassin versant.

II. CONTEXTE DE L'ETUDE

II.A. Facteurs du milieu

II.A.1. Le climat

Le climat de la zone d'étude appartient à l'étage aride supérieur, proche de la limite semi-aride inférieure plus humide (Collinet et Zante, 1999^a).

a. Pluviométrie

Une décroissance très rapide de la pluviométrie s'observe sur les piedmonts sud de la Dorsale Atlasienne. Il pleut moins de 500 mm par an dans la haute de vallée de la Medjerdah et plus de 600 mm sur les piedmonts des reliefs qui l'entourent. Sur la basse steppe (Kairouan), la pluviométrie décroît à altitude comparable : de 400 mm à Saouaf à moins de 300 mm à Fidh Ali, où la moyenne interannuelle des précipitations enregistrée entre 1994 et 1997 est de 222,5 mm.

Au poste d'Ousseltia, à 25 km au nord avec une barre montagneuse à l'est (donc en situation voisine de celle du bassin versant de Fidh Ali), la pluviométrie annuelle sur 10 ans est comprise entre 231 mm (année sèche) et 559 mm (année humide), avec une valeur médiane de 458 mm. Les précipitations moyennes annuelles se distribuent en deux maximums identiques de quelques 40 mm en septembre et en avril encadrant une hauteur de 20 mm centrée sur janvier. La saison sèche présente un minimum inférieur à 5 mm en juillet (Collinet et Zante, 1999^a).

b. Températures

En Tunisie du Nord, les températures moyennes annuelles, ramenées au niveau de la mer, sont comprises entre 18 et 21°C. Le Lac de Fidh Ali est compris entre les isothermes de 20 et 21°C, mais plutôt au voisinage de la ligne de 20°C. Le mois de juillet est le mois le plus chaud, avec des températures journalières variant entre 28 et 37° C (mesurées à 8h), et une

moyenne des maximums journalières de 34,2°C. Les températures les plus faibles valeurs minimales sont enregistrées au mois janvier, avec un minimum moyenne journalière de 3,4°C. L'amplitude moyenne annuelle est de 17,1°C.

II.A.2. L'hydrologie

Le bassin versant Fidh Ali est compris dans le grand bassin versant de l'Oued Merguellil. Le premier a plus ou moins une forme de rectangle, avec une surface de 412,5 ha et un périmètre de 8,6 km (Fig. 1). Le réseau hydrographique est plutôt ouvert avec un pendage faible en aval, tandis qu'il est plus fermé et bifurqué vers l'amont du bassin versant.

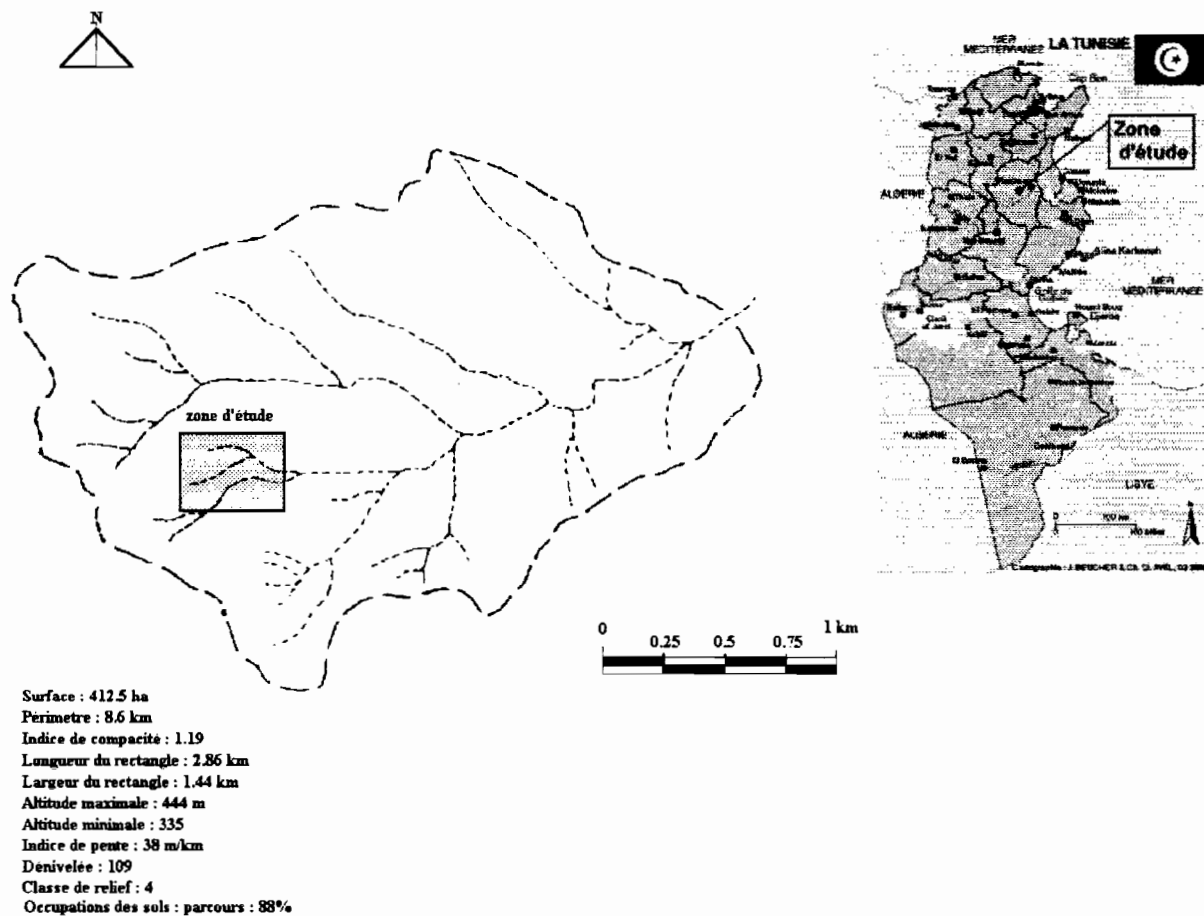


Figure1. Bassin versant de Fidh Ali (d'après Albergel (modifiée), 1997).

II.A.3. La Géologie

Le bassin versant est situé dans l'axe d'un anticlinal orienté nord-est / sud-est, de 12 à 15 km de large, à voûte érodée et à flancs dissymétriques. Les plus forts pendages ($>10^\circ$) sont situés sur le flanc sud-ouest du bassin versant, les plus faibles, sur le flanc nord-est. Ces formations anticlinales datent essentiellement du Tertiaire. En partant des flancs de l'anticlinal et en allant vers son axe, on découvre les formations du Miocène, de l'Oligocène et de l'Eocène (Castany, 1951; Jauzein, 1967).

Le bassin versant est entièrement inscrit dans les formations de l'Eocène supérieur et inférieur. Les limites sud se situent dans des interstratifications serrées de bancs calcaires assez minces «armant» des bancs plus épais d'argiles gypseuses. Le nord-est et l'est du bassin versant sont plutôt situés sur des bancs de calcaire coquillier plus épais, à plus faible pendage et qui forment quelques barres émoussées dans le paysage. Ces caractéristiques géomorphologiques expliquent la pédogenèse des sols gypseux (Collinet et Zante, 1999^a).

II.A.4. Les sols

Les types de sol du bassin versant Fidh Ali se différencient essentiellement par le type de matériau dans lequel ils se développent. Il s'agit généralement de sols peu évolués de type calcimagnésique résultant de la juxtaposition de pédogenèses liées à des alternances climatiques quaternaires.

Collinet et Zante (1999^a) ont réalisé une carte pédologique au 1/20000 où ils décrivent 7 unités élémentaires de sols (Annexe I).

a) Description de l'unité pédologique

Nous reprenons ici la description de l'unité 5, qui correspond au site expérimental :

Unité 5 (zone d'étude). Sols calcimagnésiques bruns gypseux sur calcaires et argiles de l'Eocène, pédogenèse essentiellement influencée par des matériaux d'altération issus des argiles gypseuses. Les surfaces de ces sols sont foncées, ce sont des sols meubles et généralement épais (>50 cm). La structure du profil est moyennement développée quand le matériau est frais à humide. On y trouve peu d'épandages d'éléments grossiers, pas de paillettes gypseuses en surface, cependant les efflorescences blanchâtres sont générales sur les faces au vent des mottes et agrégats. La forte rugosité des surfaces labourées est un très bon indicateur de l'extension de cette unité ; elle est liée au débit, par dessiccation, des mottes de labour en sous-structures polyédriques sub-angulaires moyennes et fines très nettes. Il en résulte une faible cohésion interagrégat, un aspect "soufflé" des surfaces, une forte porosité et une masse spécifique faible. Dans les zones non agrégées, les pellicules (de battance, structurale et de décantation) sont parcourues par un réseau polygonal formant des cellules de quelques 5 à 10 cm de diamètre avec des fissures de 2 à 5 mm de large. Dans cette unité, les structures superficielles se régénèrent par dessiccation grâce à des taux élevés en argile (22%) et à la présence de smectite et d'illite. Les reculs de cette résistance structurale entraînent un drainage macroporeux trop important pour les capacités du réservoir hydrique sous-jacent. Les flux ont donc tendance à se réorienter latéralement au-dessus des horizons d'altération moins perméables ce qui provoque une suffosion (*piping*) probablement aussi facilitée par la dissolution d'une partie du gypse. Ce processus amène le creusement de galeries souterraines qui sont souvent à l'origine d'une partie des ravines, par effondrement des "toits".

La morphologie du bassin versant, le tracé du réseau hydrographique et la permanence des sols en cultures permettent de définir cette zone comme la partie la moins érosive du bassin versant, comme l'atteste une densité de ravins et ravines nettement plus faibles. On note cependant la présence de formes d'érosion en têtes de ravines avec des indices d'érosion chimique par dissolution interne de sol gypseux.

En plusieurs endroits, on trouve des ravins abrupts dont le surplomb a été interrompu vers l'amont par la construction de la piste, ce qui a provoqué le passage à un système plus ou moins cicatrisé, facilitant les écoulements depuis l'amont.

b) La zone des ravines

Le ravinement dans le bassin versant est à l'origine d'un réseau hydrographique avec deux principaux types de ravines, décrits par Collinet (1999).

i) Système des ravines profondes. En général les systèmes sont distribués sur la partie la plus haute du bassin, surtout là où les montagnes apaisent l'origine du réseau hydrographique. La profondeur des ravines varie de quelques mètres (environ 6 m) 1 mètre ou moins, pouvant disparaître aux endroits les plus proches du lac. Ces ravines font partie des branches d'ordre 1, 2 ou 3. La forme des ravines est moyennement étroite, avec quelques transects ouverts. On peut observer parfois un aspect "persillé" dû à l'érosion régressive, dans d'autres cas, des ravines aux parois plus fortement érodées vers le fond de celles-ci jusqu'à atteindre un banc rocheux résistant.

ii) Ravines faibles. Elles sont distribuées surtout sur la partie moyenne et basse du bassin. Au-delà d'une bifurcation en "S" de la majorité des ravines, le système ravinant précédent disparaît quasi complètement et est même nivelé par le labour actuel. L'apparition et la disparition du système ravinant semblent liées aux classes de pente topographique avec des seuils de réaction (incision ravinante ou non-incision) très étroits. C'est au niveau d'apparition des ravines plus ou moins profondes (3 - 6 m) que se trouve une série de ravines érodées, avec des formes d'érosion régressive classique (Fig. 2). Le bord des ravines est de forme irrégulière, parfois en forme de demi-cercle. Autour des sites de travail et dans plusieurs horizons des profils du sol, diverses cavités témoignent de l'effet de suffusion provoqué par la dissolution du gypse (Fig. 2).



Figure 2. Bord de tête de ravine. (Cavités de suffosion, cercles en bleu)

c) L'occupation des sols et techniques culturales

L'occupation est de 90% pour les cultures de blé et de fèves, le reste est utilisé pour le pastoralisme (moutons). Le travail du sol consiste en une préparation mécanique à la charrue à disques et, éventuellement, d'un labour en passage croisé juste avant le semis des céréales. Les perturbations liées au profil cultural atteignent 20 à 25 cm de profondeur, ce qui rend l'horizon superficiel susceptible à l'érosion lors de violents ruissellements.

II.B. Processus physiques et chimiques liées à l'érosion du sol

II.B.1. Les processus physiques des sols

a) Introduction

Le sol est reconnu comme un milieu polyphasique et poreux ; conséquence de l'action de facteurs externes (hydrosphère, atmosphère et biosphère). Sa structure complexe et dynamique est le résultat de processus lents et progressifs. Le sol peut ainsi être considéré comme une structure dans laquelle persistent et transitent :

- les produits de l'altération de la couche minérale superficielle des sols ;

- les matières organiques mortes ou vivantes de la biomasse associées à cette couche superficielle ;
- les éléments provenant de l'atmosphère, soit de façon accidentelle, soit de façon cyclique et naturel.

Les phénomènes liés au comportement hydrodynamique du sol sont : la pluie, l'infiltration, le ruissellement, l'évaporation et la transpiration. Ces processus ont été étudiés en prenant en compte différentes lois.

L'infiltration est définie comme le processus par lequel l'eau pénètre dans le sol et s'y redistribue dans toutes les directions possibles. D'un point de vue agronomique, infiltration et redistribution contrôlent le bilan hydrique du sol et par là même, la disponibilité en eau pour la plante. D'un point de vue hydrologique, le processus d'infiltration sépare la pluie en deux parties :

- une partie va être stockée dans le sol et contribuer à la croissance des végétaux ou à la recharge des nappes,
- l'autre, qui ne peut pas pénétrer dans le sol est responsable du ruissellement.

b) Infiltration : équation de base

L'équation générale de base de l'écoulement de l'eau dans le sol (milieu indéformable et continu) est donnée pour la Loi de Darcy :

$$q = -K(h) \frac{dH}{dz} = \frac{Q}{At} \quad (\text{éq. 1})$$

pour un écoulement vertical, ainsi que

$$q = -K(h) \text{grad}H \quad (\text{éq. 2})$$

dans le cas d'un écoulement bi ou tridimensionnel;

où :

q est la densité de flux (LT^{-1}),

$K(h)$ la conductivité hydraulique (non saturée) (cmh^{-1}),

h est le potentiel matriciel (ou potentiel capillaire ou encore succion) (cm).

La charge hydraulique H est la somme des potentiels matriciel et gravitationnel exprimée en cm d'eau par rapport à la surface du sol.

Q est la quantité d'eau qui traverse une surface A en une période de temps t (m^3).

En orientant l'axe vertical z des profondeurs vers le bas pour un écoulement vertical (unidimensionnel) : $H = h - z$, avec $h \geq 0$

Dans le processus d'infiltration pour une colonne du sol uniforme et sec, le régime d'infiltration décroît (Hillel, 1988). Si l'on recommence l'infiltration avec le sol humide on obtient un résultat similaire avec cependant une valeur plus faible concernant le régime initial d'infiltration. La teneur en eau (θ) à différents temps durant l'infiltration évolue de forme classique en mettant en évidence les fronts d'humidité dans le sol. Lorsque q et θ évoluent avec le temps l'équation de Darcy doit être associée à l'équation de continuité décrite ci dessous.

La densité de flux entrant dans une colonne de sol n'est pas égale à celle sortant. La différence constitue le volume stocké exprimé en termes de changement de teneur volumique

: $\frac{d\theta}{dt}$ dans une hypothèse d'écoulement monodimensionnel de direction z , la loi de

conservation de la masse conduit à:

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{dq}{dx} \quad (\text{éq. 3})$$

en substituant l'équation de Darcy on obtient l'équation dite de Richard:

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{d}{dx} \left(K(h) \frac{dH}{dx} \right) \quad (\text{éq. 4})$$

x représente différence en distance de la direction du flux (z dans les flux verticaux)

II.B.2. Les processus chimiques du sol

a) Mouvement des solutés

L'eau du sol est invariablement une solution qui contient diverses substances solubles en migration dans et avec la phase liquide. Certains sels solubles entrent dans le complexe d'échange du sol ou en proviennent, d'autres peuvent être précipités ou se redissoudre dans la solution, d'autres peuvent se volatiliser et s'échapper dans l'atmosphère, d'autres sont encore produits ou consommés par l'activité biologique et d'autres enfin sont lessivés pendant les périodes de drainage et percolation (Hillel, 1988). Les substances dans la solution du sol peuvent se déplacer par "diffusion" moléculaire ou ionique, par suite des gradients de concentration au sein de la solution, ou par "convection" due à l'écoulement massique de la solution du sol.

Vauclin (1994), donne l'équation de base pour le transport de solutés. Il s'agit d'un modèle mathématique de type déterministe-mécaniste. Classiquement, le transport isotherme d'une espèce chimique (i) a été modélisé, à l'échelle macroscopique, par l'équation suivante :

$$\frac{d}{dt} (\theta C_i - \rho S_i) = \frac{d}{dz} \left\{ \theta D_i \frac{dC_i}{dz} - q C_i \right\} + \sum_{j=1}^n \phi_{i,j} (C_i, S_i) + A_{c,j} (z, t) \quad (\text{éq. 5})$$

a
b
c
d
e
f

C_i et S_i sont les concentrations de la substance (i) associées respectivement aux phases fluide et solide (gL^{-1})

D_i est le coefficient apparent de dispersion hydrodynamique de l'élément (i) ;

ρ est la masse volumique du sol sec (g/g),

θ la teneur volumique en eau du sol (%),

et q la densité de flux volumique donnée pour la loi de Darcy (cm/h).

Chaque terme de l'équation est représentatif d'un mécanisme distinct :

- le premier terme (a) décrit la taux de passage de l'espèce (i) de la phase liquide à la phase solide et vice-versa ;
- le terme (b) rend compte du taux de variation (positif ou négatif) de l'espèce (i) dans la phase liquide ;
- le terme (c) décrit le transfert dispersif associant la diffusion moléculaire (ou ionique) au mélange mécanique provoqué par les variations spatiales de la vitesse de l'écoulement à l'échelle microscopique. Le coefficient de dispersion D , observé à l'échelle macroscopique est donc censé intégrer et moyennner les fluctuations microscopiques ;
- le terme (d) représente le transfert convectif, l'élément (i) étant transporté par le flux d'eau q ;
- le terme (e) prend en compte les termes sources de l'espèce (i) ;
- le dernier terme (f) représente l'éventuel prélèvement de la substance (i) par le système racinaire.

Les paramètres : q , θ , et D_m interviennent dans les processus hydrodynamiques et : $S(C,t)$, $\phi_j(C,s)$ dans les processus chimiques.

b) Géochimie des eaux

Des nombreux modèles de spéciation dynamique ont été faits pour calculer les indices de saturation (IS) des solutions chargées. Dans notre étude, nous avons calculé les IS avec le modèle Wateq (Water equilibrium) qui prend en compte l'activité ionique des solutés et leur

produit de solubilité. Dans les paragraphes suivants, nous rappellerons quelques notions utiles pour l'étude géochimique des eaux.

b).1. La notion d'activité

L'activité ou concentration thermodynamique d'une substance est une mesure de la concentration effective d'un réactif ou d'un produit dans une réaction chimique (Bahri, 1982). Elle est égale au produit de la concentration par le coefficient d'activité. C'est un terme sans dimension. Pour un ion i , l'équation qui exprime son activité est :

$$a_i = m_i \gamma_i \quad (\text{éq. 6})$$

où

a_i est l'activité de l'ion i ;

m_i la molalité ou concentration en moles kg^{-1} d'eau de l'ion i ;

γ_i représente le coefficient d'activité de l'ion i . (kg mol^{-1})

Dans les solutions très diluées, le coefficient d'activité se rapproche de l'unité, l'activité et la molalité pouvant être confondues. Quand la concentration augmente, les distances entre particules diminuent et les interactions de différent ordre sont favorisées. Le coefficient d'activité devient alors inférieur à 1, comme dans la majorité des cas, et l'activité ou concentration efficace est inférieure à la molalité.

Pour estimer le coefficient d'activité, on utilise l'équation de Debye-Huckel étendue aux solutions concentrées (modifié par Lietze et Sthoughton, 1962) :

$$-\log \gamma_i = \frac{A \phi_i^2 \sqrt{I}}{1 + a_i^0 B \sqrt{I}} - CI \quad (\text{éq. 7})$$

où

φ_i est la charge de l'ion i ;

I est la force ionique de la solution définie par

$$I = \frac{1}{2} \sum m_i \varphi_i^2 \quad (\text{éq. 8})$$

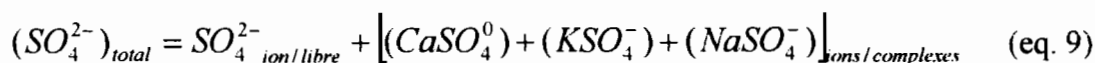
La valeur de α_i^0 représente un coefficient qui tient compte du diamètre de l'ion hydraté i .

A, B et C sont des coefficients dépendant de la température et de la nature du solvant (à 25°C : A = 0,5095, B = 0,32281x10⁸, C = 0,0410).

b).2 Loi des masses et équilibre minéraux-solutions

Dans les eaux naturelles, les ions sont présents sous forme d'ions libres (Na⁺, K⁺, Mg²⁺, Ca²⁺, H⁺, SO₄²⁻, Cl⁻, HCO₃⁻, OH⁻), d'ions complexes et d'espèces neutres (CaCO₃⁰, CaSO₄⁰, Ca(HCO₃)⁺, Mg(HCO₃)⁺).

La détermination de la molalité des diverses espèces susceptibles d'être présentes nécessite l'établissement du bilan massique pour l'une des espèces considérées et des équations de dissociation qui font intervenir cette espèce. Par exemple, le gypse a pour équation de dissociation :



L'application de la loi d'action de masse permet de traduire l'équilibre par la relation :

$$K_g = \frac{\{Ca^{2+}\}\{SO_4^{2-}\}\{H_2O\}^2}{\{CaSO_4 \cdot 2H_2O\}} \quad (\text{éq. 10})$$

Les expressions entre crochets désignent les activités ioniques des espèces dissoutes. L'activité des phases solides ou liquides pures est égale à l'unité. Dans des solutions dont la concentration n'est pas très élevée, l'activité de l'eau est proche de l'unité. La constante d'équilibre K_g qui est le produit de solubilité du minéral considéré (K_{ps}) est alors égale à :

$$K_g = K_{ps} = \{Ca^{2+}\} \{SO_4^{2-}\} \quad (\text{éq. 11})$$

Pour le gypse, la valeur de K_{ps} est donnée par:

$$\text{Log}K_{ps} = -4,85 \Big|_{T=25^0}^{P=1atm} \quad (\text{éq. 12})$$

La constante d'équilibre K_g a une valeur donnée pour une température et une pression données. Sa valeur est définie au moyen d'un ensemble de condition de référence.

Pour une solution donnée, la valeur du produit ionique (Q) dans l'exemple du gypse est :

$$\log Q = \log \{Ca^{2+}\} + \log \{SO_4^{2-}\} + 2 \log \{H_2O\} \quad (\text{éq. 13})$$

Pour un minéral donné, la comparaison du produit ionique (Q) au produit de solubilité (K_{ps}) permet de tester l'état de saturation de la solution par rapport au minéral.

- Si $Q = K_g$, $\log Q = \log K_g$, la solution est saturée vis à vis du minéral ;
- Si $\log Q < \log K_g$ la solution est sous-saturée ;
- Si $\log Q > \log K_g$, la solution est sursaturée.

III. METHODOLOGIE

III. A. Introduction

Pour répondre à notre demande d'avoir une production de flux hydrique interne et pouvoir mesurer leur concentration, nous avons appliqué un protocole expérimental de simulation de pluie adapté aux conditions naturelles des têtes de ravine, avec certaines modifications par rapport à un test de simulation classique. En général, les protocoles expérimentaux utilisés couramment ont été adaptés pour la caractérisation hydrodynamique de la surface de sol, en prenant en compte surtout les interfaces pluie-ruissellement-infiltration (Cassenave A, *et al.*, 1982; Casenave et Valentin, 1989) liées aux modifications des croûtes superficielles. Pour arriver à "saturer" le sous-sol avec la forme de pluie on a suivi les principes d'humectation du sol au cours d'une pluie :

- **La "saturation" du sol au niveau de surface** : au cours d'une pluie simulée avec une intensité inférieure à l'infiltrabilité initiale du sol mais supérieure à sa vitesse finale, le sol absorbera d'abord l'eau à un régime inférieur à son potentiel et l'écoulement dans le sol sera "non saturé". Cependant, si la pluie continue à la même intensité, au fur et à mesure que l'infiltrabilité du sol décroît, le sol de surface deviendra saturée, ce qui se produit dans le cas d'un sol inonde par "submersion" (Hillel, 1988).
- **La "saturation" du sous-sol** : lors d'une infiltration produisant une submersion en surface, le profil d'humidité vers le bas est composé par deux zones séparées par un front d'humectation : une zone saturée au-dessus d'une zone non saturée.

III.B Méthodes et moyens mis en œuvre

III.B.1. Simulation de pluie

Le mini-simulateur de pluie utilisé est le modèle IRD (Deltalab). A l'origine, le principe du simulateur est de reproduire les événements de pluie les plus proches à des événements naturels (Casenave et Valentin, 1989).

Le temps et l'intensité de pluie furent ajustés pour ne pas dépasser la lame totale annuelle qui tombe dans le bassin versant de Fidh Ali. Un autre changement important par rapport à la simulation de pluie traditionnelle, a été le fait de contrôler la qualité chimique des flux hydriques au niveau de la parcelle. On a installé dans le sol un système de tubes collecteurs en PVC pour prélever le drainage par horizon. On a dosé les concentrations ioniques des éléments dissoutes dans les solutions de la pluie, du ruissellement et du drainage.

Afin d'avoir à peu près les mêmes conditions de saturation de sol, le protocole de simulation adopté a été basé sur les résultats d'une campagne précédente comportant 8 pluies simulées sur 4 parcelles situées à quelques mètres du bord de la ravine (Collinet et Zante, 1999^b).

Notre protocole d'expérimentation est schématisé dans le tableau suivante:

Tableau 1: Protocoles de simulations de pluies appliquées

Parcelle	Durée de la pluie Mn	P_t	M_m			I_p mm h ⁻¹
			L_r	L_i	L_{er}	
D1	5h27	231,9	107,24	124,6	2,2	31,7/ 52,6
D2	8h13	252,3	169,31	83,0	1,5	31,0

P_t = Lame de pluie tombée sur la parcelle ; *L_r* = Lame ruissellée ; *L_i* = Lame infiltrée ; *L_{er}* = Drainage prélevé ; *I_p* = Intensité de pluie.

Nous n'avons pas utilisé de limnigraphe dans le protocole pour mesurer l'évolution de l'intensité de ruissellement durant la simulation, car nous avons besoin de collecter les eaux

ruissellées. Avec des éprouvettes on a prélevé les solutions pour tester la qualité chimique. Tut en notant les volumes et le temps.

III.B.2. Etats de surface et micro-relief

Après de l'application du protocole expérimental de pluie, nous enquêté les états de surface. La méthode employée est : "point quadrant", laquelle est utilisée pour connaître le micro-relief (Fig. 3). Le maillage est de type systématique détaillé, lequel représente une totalité de 361 points de référence pour calculer les proportions des états de surface du sol.

III.B.3. Echantillonnage des eaux et des sols

a. Prélèvement des eaux de ruissellement et de drainage

Pendant la simulation de pluie, on a prélevé les eaux de ruissellement du début à la fin de la pluie. Le but de l'échantillonnage a été d'une part d'estimer la lame de ruissellement pour le bilan hydrique et la caractérisation hydrodynamique de surface, d'autre part pour de mesurer la concentration ionique des sulfates, chlorures, calcium, magnésium, sodium et potassium. Le volume d'eau minimum nécessaire pour les dosages est de 50 mL.

Les eaux de drainage interne ont été prélevées de la même manière que les eaux de ruissellement et avec le même but, c'est à dire d'établir les bases des bilans hydrique et salin. Pour le prélèvement des eaux de drainage, on a utilisé une série des tubes installés en face de la parcelle (Fig. 4). Les tubes sont installés à l'aide d'une tarière, à une profondeur correspondant a celle des deux horizons supérieurs décrits morphologiquement. La tarière a provoqué un alésage de la paroi des cavités ce qui a limité la récupération de l'eau dans les tubes. Les collecteurs du deuxième horizon de la parcelle D1 ont bien marché, mais les autres n'ont enregistré aucun drainage. Les flux mesurés ont été collectés autour des tubes collecteurs ce que indique que l'eau d'écoulement a cheminé dehors des cavités (Fig. 5).

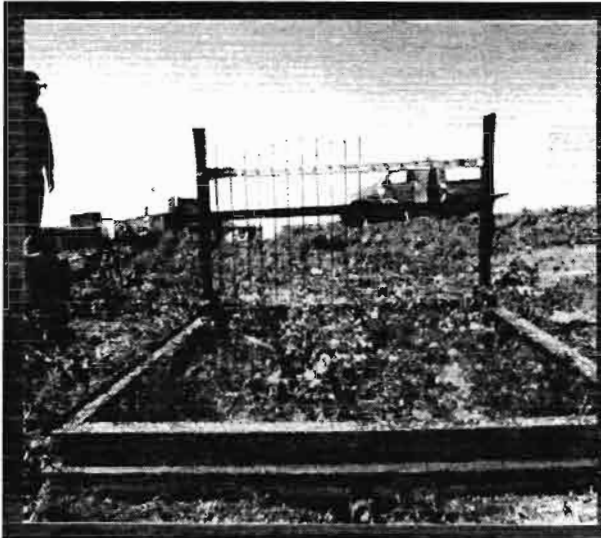


Figure 3. Point Carré (états de surface et micro - relief).



Figure 4. Réseau de système de tubes pour la collecte de l'écoulement

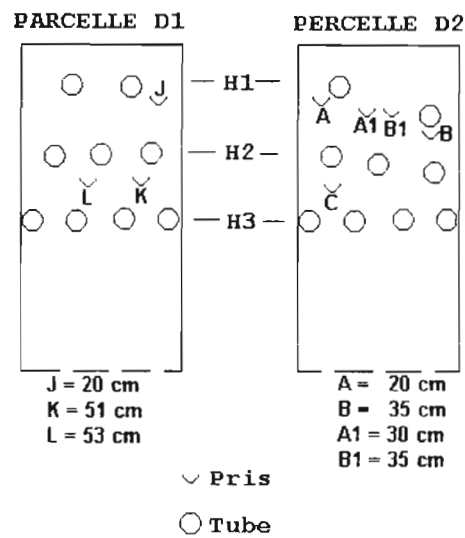


Figure 5. Diagramme des profondeurs des pris de l'eau du drainage.

b. Prélèvement des sols (après la pluie)

Après la simulation de pluie, le sol est découpé en plans horizontaux pour estimer: l'humidité de sol par gravimétrie, la conductivité hydraulique par "mini-disk", la densité apparente, la minéralogie et l'effet de retrait (Fig. 6).

**SYSTEME DE PRELEVEMENT DES SOLS
ET MESURE DE K**

	Retra:	
Cond. hydraulique		Salinité
Densité apparente		Humidité

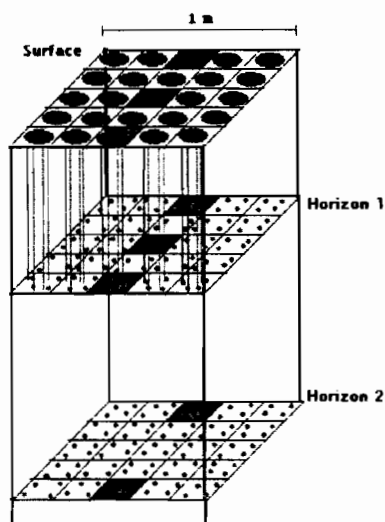


Figure 6. Maillage de prélèvement de densité apparente, d'humidité gravitaire, de salinité et mesure de la conductivité hydraulique (K).

III.B.4. Analyses des eaux et des sols

Les analyses au laboratoire et sur le terrain ont été faites par les méthodes classiques. La liste des méthodes utilisées est donnée dans le tableau de l'annexe II.

a. Caractérisation des eaux (de ruissellement et de drainage)

Nous avons déterminé les concentrations ioniques des éléments majeurs par les méthodes de spectrométrie au terrain (spectro portable HACH2010) et, au laboratoire de Bondy par absorption atomique. Les ions déterminés ont été: Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , H^+ , SO_4^{2-} , Cl^- , HCO_3^- . Le pH et la CE des ont été systématiquement mesurés sur le terrain.

b. Caractérisation des sols

En utilisant la norme française sur la qualité des sols, le code Munsell et la méthode de description internationale de sol on a établi une description des profils de sol sous les

parcelles de simulation de pluie. La description de sol a été faite après l'expérimentation au même temps que le découpage des horizons (Annexe VII). On essaiera de positionner le sol de l'étude avec la classification française.

Nous avons fait des extraits aqueux en pâte de saturée et des lixiviations de rapport sol/eau (1/5, 1/10, 1/20) pour connaître quelle était le meilleur rapport permettant de déterminer la salinité et les contenus en sulfates et chlorures. Porta, (1998) explique que pour des extraits de conductivités électriques (CE) faibles ($CE < 2,2 \text{ dS m}^{-1}$), la totalité du gypse présent dans le sol peut être dissout sans problème, tandis que pour des solutions avec $CE > 2,2 \text{ dS m}^{-1}$, avec concentrations de Ca^{2+} et SO_4^{2-} ($> 30 - 32 \text{ cmol L}^{-1}$), un extrait aqueux est requérable (1:5 ou 1:10). Nous pouvons remarquer que les résultats obtenus au laboratoire montrent valeurs de $CE > 2,3 \text{ dS m}^{-1}$ dans tous les sols analysés (Annexe III). La normalisation française des analyses de sol indique que d'un point de vue agronomique, il faut mesurer la CE de la pâte de saturation, mais d'un point de vue de standardisation international, on préférera les extraits aqueux 1:5 (Afnor, 1987). En ce que concerne l'extraction des sels solubles, Montoroi (1996) explique que par une solution aqueuse ou par mélange glycérol/eau l'extraction provoque une dissolution du gypse et les ions Ca^{2+} libérés s'échangent avec une fraction des ions Mg^{2+} et Na^+ du complexe d'échange dont les smectiques sont les constituants dominants. Ces ions Mg^{2+} et Na^+ passant en solution ils seront surestimés dans la détermination des sels solubles et sous-estimés dans celle du complexe d'échange.

On a choisi d'analyser les sols avec les extraits aqueux 1:5 pour assurer une meilleure dissolution du gypse et pour pouvoir comparer les données avec la littérature. Il faut cependant remarquer que les extraits 1/5 n'expriment que la disponibilité à la dissolution des ions considérés.

Dans les paragraphes suivants, sont décrits d'une manière détaillée les différentes méthodes utilisées pour estimer les paramètres physiques de sol :

b.1. Conductivité hydraulique

Des nombreuses méthodes pour estimer la conductivité hydraulique (K) ont été utilisées. K représente la propriété hydraulique la plus importante qui a un effet sur le flux de l'eau et le transport de solutés dans les sols (Zhang, 1997). Mais, les mesures, particulièrement aux conditions de terrain, présentent beaucoup de difficultés. L'infiltromètre à disque est de plus en plus utilisé pour déterminer les propriétés hydrauliques des sols (Haverkamp *et al.*, 1994). En général, la majorité des méthodes développées pour mesurer K utilisent les mêmes conditions limites que celles de l'infiltromètre à disque. Ces méthodes exigent la mesure de l'infiltration en fonction du temps.

Le dispositif de l'infiltromètre à disque est très simple, mais exige de nombreuses répétitions et beaucoup de patience pour avoir une valeur moyenne représentative. Il s'agit d'un cylindre en plastique gradué en millilitres. Un filtre poreux permet le passage de l'eau au contact avec la surface de sol. On note des couples : volume d'infiltration et temps de mesure, de telle façon qu'à la fin de l'expérimentation, les mesures permettent d'obtenir une courbe satisfaisant des points représentant l'infiltration cumulée et la racine carré du temps.

Nous avons fait 13 mesures par horizon dans chaque profil de sol. La méthode est décrite à travers d'un exemple réel : les données de volume d'infiltration cumulée et de temps mesurés sur le terrain, au point 1 de la parcelle de simulation de pluie D2, sont transformés en lame (cm) et racine carrée du temps (Tableau 2). Les valeurs de la colonne 4, correspondent à la division du volume par la valeur de la surface de l'infiltromètre ($7,92 \text{ cm}^2$).

En utilisant les données des colonnes 2 et 4 du tableau 2, on obtient la courbe montrée dans la Fig. 7.

Tableau 2. Données de volume et de temps pour l'estimation du paramètre C_2 dans le calcul de la valeur de K

Temps	Rc de temps	Volume (mL)	Infiltration (cm)
00	00	4,0	0,00
60	7,46	5,0	0,126
120	10,954	6,5	0,316
180	13,416	6,5	0,316
480	21,909	8,5	0,568
780	27,928	10,5	0,821
1080	32,863	12,5	1,073
1380	37,863	15,5	1,452
1680	40,988	18,0	1,768
1980	44,497	20,5	2,083

Rc = racine carrée du temps.

La relation entre l'infiltration et le temps est une courbe de régression sous la forme polynomiale, cette équation est représentée pour:

$$I = C_1 t^{1/2} + C_2 t \quad (\text{éq. 14})$$

où

I est l'infiltration cumulée (cm)

t est le temps en secondes

C_1 ($\text{ms}^{-1/2}$) et C_2 (ms^{-1}) sont des paramètres qui ont une relation avec la sorptivité (S) et K

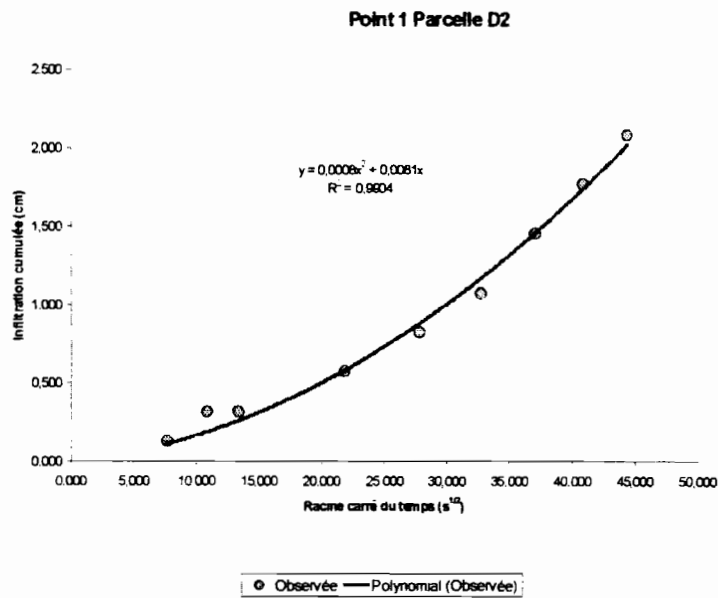


Fig. 7. Courbe de relation I/\sqrt{t} pour estimer la valeur de C_1 et C_2 .

On observe que le modèle est représentatif ($r^2 = 0.99$). A partir de modèle résultant on peut estimer K et S avec les suivantes équations:

$$C_1(h_0) = A_1 S(h_0) \quad (\text{éq. 15})$$

$$C_2(h_0) = A_2 K(h_0) \quad (\text{éq. 16})$$

où

A_1 et A_2 sont coefficients non dimensionnels qui sont obtenus à partir des fonctions de rétention de van Genuchten (1980) :

$$A_1 = \frac{1,4b^{0.5}(\theta_0 - \theta_1)^{0.25} \exp[3(n-1,9)\alpha h_0]}{(\alpha r_0)^{0.15}} \quad (\text{éq. 17})$$

et,

$$A_2 = \frac{11,65(n^{0,1} - 1) \exp[2,92(n - 1,9)\alpha h_0]}{(\alpha r_0)^{0,91}} \quad \text{si } n \geq 1,9 \quad (\text{éq. 18})$$

$$A_2 = \frac{11,65(n^{0,1} - 1) \exp[7,5(n - 1,9)\alpha h_0]}{(\alpha r_0)^{0,91}} \quad \text{si } n < 1,9 \quad (\text{éq. 19})$$

où

n et α sont les paramètres de rétention,

h_0 (≤ 0) est la pression de succion de l'infiltromètre (2 cm pour l'infiltromètre)

r_0 est le rayon de l'infiltromètre (1,59 cm)

θ_0 est la teneur en eau pour h_0

θ_i est la teneur initial en eau et b est un paramètre avec valeur de 0,55 pour cet étude.

A partir des équations 15 et 16 on peut obtenir les valeurs de S et de K par les relations :

$$S(h_0) = \frac{C_1}{A_1} \quad (\text{éq. 20})$$

$$K(h_0) = \frac{C_2}{A_2} \quad (\text{éq. 21})$$

en substituant la valeur de C_2 à partir de l'équation de régression ($Y = aX^2 + bX$; où $a = C_2$),

ainsi que la valeur de A_2 (voir valeurs dans l'annexe IV), la valeur de K est:

$$K = 0,0008/9.1 = 8,79 \times 10^{-5} \text{ cm s}^{-1}$$

Les résultats correspondants aux 13 points de mesure sont dans le tableau de l'annexe IV.

B.2. Rétractométrie laser

La diminution de volume, due à la réduction d'épaisseur de la couche d'eau présente autour des particules d'argile et au rapprochement de celles-ci, est connu sous le terme de **retrait** (Lozet et Mathieu, 1990). Le retrait se traduit par l'apparition de fissures ou fentes de retrait en été, au cours de périodes de sécheresse. En réalité, la diminution du volume apparent est plus grande que la perte du volume d'eau correspondant.

Au laboratoire, la limite de retrait est la teneur en eau, exprimée en pourcentage du poids de matière sèche, à partir de laquelle le volume de l'échantillon de terre cesse de diminuer quand la teneur en eau continue à décroître.

Nous avons testé l'évolution du retrait à l'assèchement pour les sols des parcelles. Trois échantillons pour l'horizon de surface et deux pour le deuxième et troisième horizons ont été faites. Nous avons utilisé un rétractomètre multi-postes (8 échantillons) à mesure de hauteur et de diamètre, par des barrières laser. L'appareil permet le suivi de la densité apparente de l'échantillon en fonction de la perte d'humidité massique. A la fin, les séries de données permettent de calculer la densité, la porosité totale, les vides et leurs relations entre les volumes et masses du sol, en fonction de la teneur en eau volumique.

b.3. Densité apparente de sol

La densité apparente est l'un des paramètres les plus importants dans les études portant sur la structure du sol. Elle est, en effet, liée à la nature et à l'organisation des constituants du sol. Elle permet, en outre, de calculer la porosité et d'apprécier ainsi indirectement la perméabilité, la résistance à la pénétration des racines, la cohésion des horizons et la réserve en eau du sol (Yoro et Godo, 1990). Les études sur les méthodes de mesure de la densité apparente ont permis de mettre en évidence que chaque méthode donne des résultats statistiquement différents. La valeur de la densité apparente est donc liée non seulement au type de sol mais aussi à la méthode de détermination.

Il existe plusieurs méthodes de mesure de la densité apparente, celles de laboratoire et celles de terrain. Les méthodes de terrain comprennent essentiellement la méthode au sable, la méthode au cylindre, la méthode au densimètre à membrane et la méthode par gammamétrie. Pour chaque méthode les valeurs montrent fortes différences entre elles comme nous le verrons dans le chapitre des résultats.

Dans ce travail, la méthode du cylindre au terrain et la méthode du déplacement de volume d'eau sans gaz au laboratoire ont été utilisées. La première méthode était destinée au calcul de la réserve d'eau, la deuxième à l'étude du retrait du sol (Annexe V). Le calcul de la densité apparente a été fait avec la relation masse - volume suivante :

$$Da = \frac{\delta a}{\delta eau} \quad (\text{éq. 22})$$

où

Da est la densité apparente du sol (sans dimension)

δa est la masse volumique apparente du sol (g cm^{-3})

δeau est la masse volumique de l'eau (g cm^{-3}), avec une valeur de 1 g cm^{-3} .

La masse volumique apparente du sol est exprimée par :

$$\delta a = \frac{Ms}{Vt} \quad (\text{éq. 23})$$

où

Ms est la masse du sol sec ($105 \text{ }^\circ\text{C}$) exprimée en g

Vt représente le volume total du sol au moment de la mesure (humide) exprime en cm^3

b.4. Densité réelle (retrait)

En utilisant la méthode du pycnomètre, nous avons déterminé la densité réelle pour chacune des échantillons utilisés en rétractométrie. Les valeurs de densité réelle ont été

utilisées pour estimer l'évolution de la porosité totale dans l'analyse du retrait (voir Chapitre IV. C).

b.5. Humidité de sol

Humidité massique (θ_m)

Pour estimer l'humidité dans le sol, on a utilisé la méthode au cylindre. Sur la parcelle on a fait un maillage où l'on a prélevé l'humidité pondérale et la densité apparente au même instants que la conductivité hydraulique. Le but de la méthode est d'estimer la teneur en eau volumétrique par couche pour le calcul du bilan hydrique. Les prélèvements ont été faits après la pluie, le plus vite possible pour rester proche de l'humidité stockée à partir de la pluie appliquée.

L'humidité gravitaire (humidité massique) a été estimée en séchant les échantillons à 55°C et à 105°C pour éliminer la surestimation d'humidité en prenant en compte l'eau liée au gypse. On a estimé approximativement l'indice du gypse. Cet indice correspond au pourcentage de gypse en fonction de l'eau liée au sulfate.

La relation qu'exprime l'humidité massique est :

$$\theta_m = \frac{Mh}{Ms} \quad (\text{éq. 24})$$

où

θ_m est l'humidite massique (g/g sol)

Mh est la masse d'eau dans le sol (g)

Ms est la masse du sol sèche à 105°C (g)

Humidité volumique (θ_v)

A partir des valeurs d'humidité massique (éq. 24) et de densité apparente de sol (éq. 22), on peut calculer l'humidité volumique par la relation suivante:

$$\theta_v = \theta_m Da \quad (\text{éq. 25})$$

où

θ_v est l'humidité volumique (teneur volumique en eau) dans le sol (cm^3/cm^3)

L'installation de 6 sondes TDR (modèle) a permis de suivre l'évolution des profils hydriques dans le sol de la parcelle D1, car dans le sol de la parcelle D2 le message d'erreur "Hight salinity" a été présent dès l'installation des sondes. Les données sont utilisées pour la caractérisation hydrodynamique des sols et pour le bilan hydrique et massique (Annexe VI).

IV. PRESENTATION ET ANALYSE DES RESULTATS

IV.A. Caractérisation des Parcelles

IV.A.1. Description des profils pédologiques

Les observations et les descriptions ont permis de faire une caractérisation des deux profils sous les sites expérimentaux, mais aussi d'avoir une vision globale de sols à l'échelle de la tête de ravine (voir annexe VII).

a. Parcelle D1.

Le premier site est situé au centre de la ravine, sur le côté de l'axe principal des apports du ruissellement superficiel (Fig. 8). La pente est faible ($< 5\%$) et la surface montre une rugosité importante.

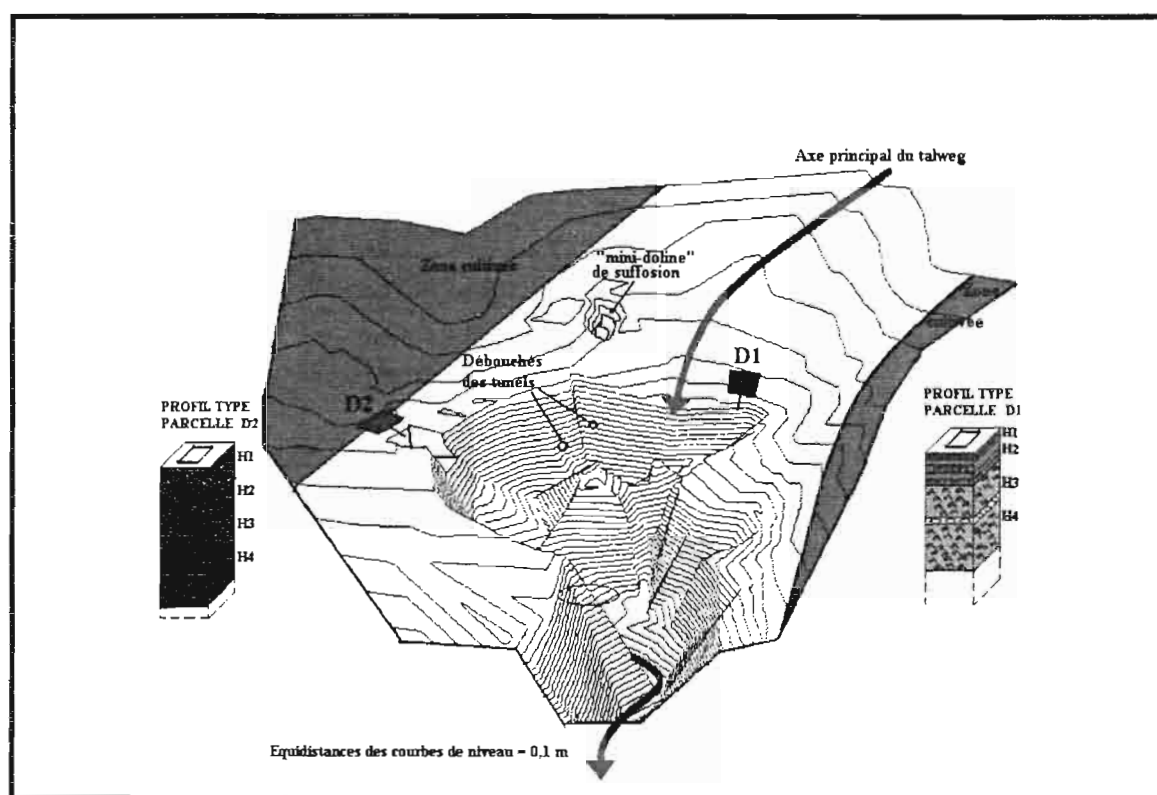


Figure 8. Profils pédologiques type au front de la tête de ravine.

Le sol n'est pas cultivé, mais la couche superficielle est constituée par des apports terrigènes issus des labours en amont. La couverture végétale est représentée par des plantes

fourragères répartie sur 6 à 10% de la superficie de la parcelle. Le profil de ce type est formé par trois horizons bien différenciés.

Les premiers 20 cm sont composés de dépôts fins - grossiers apportés par le ruissellement. Le second horizon est constitué par une série d'alternances de graviers - limons et argiles (avec transition hétérogène et diffuse de 20 à 60 cm). A partir de 60 cm, on observe un horizon homogène. A l'échelle de la ravine la continuité des horizons est interrompue par des apports alluviaux. Cependant, la stratification est plus homogène dès que l'on s'éloigne du lit de la ravine (voir photo Fig. 2).

Au niveau de la parcelle, quand nous avons gratté le sol par couche, nous avons relevé ni fissures ni trous, mais on a bien remarqué la présence de tunnels et cavités importantes à quelques centimètres de la surface. Ceux-ci sont répartis à une profondeur comprise entre 40 et 60 cm et à une profondeur de 150 cm au fond du talweg.

b. Parcelle D2.

Le deuxième site de travail a été choisi sur le côté de la tête de ravine, sur un sol partiellement cultivé (blé). La surface présente une forte rugosité due aux travaux de labour. On n'observe pas, avant l'expérimentation, la formation de croûtes de battance. Le sol est constitué d'éléments pulvérulents qui forment parfois des agrégats. La couverture végétale est mono-spécifique et, à l'échelle de la parcelle étudiée, sa surface relative moyenne est de 1,7%, valeur qui peut atteindre 20% à l'échelle du champ. La pente générale est très faible (< 2%), mais au niveau du micro-relief, la pente peut être de 30% (sillon de labour). La surface du sol change avec les premières pluies en générant une croûte de battance et en détruisant les agrégats. La pluie simulée provoque une perte de sol en surface d'environ 1 cm de hauteur, ce qui souligne la susceptibilité à l'érosion superficielle de ces sols.

Le profil type est formé pour trois horizons bien différenciés, avec une continuité très homogène (Fig. 8).

Le premier horizon (H1) correspond à la couche de sol qui a été affectée par le labour (les premiers 10 cm). En fait, cet horizon semble continu jusqu'à l'autre parcelle où il forme une partie du deuxième horizon dans D1. Des agrégats donnent une structure développée à cet horizon. Le deuxième horizon sous D2, est très différencié avec une structure massive. Les résultats de l'expérimentation ont montré que cette couche est une zone d'infiltration où le drainage latéral est important, ce qui représente une zone de lessivage (10 – 30 cm). La troisième couche (30 – 60 cm) est un horizon bien différencié, compact, avec une capacité de drainage latéral ce qui indique que cette zone est aussi une zone de lessivage au niveau du bord de la ravine. La dernière couche (60 – 100) est caractérisée par une structure massive et très compacte, cet horizon étant bien différencié à la limite supérieure, mais pas à la limite inférieure. Cette dernière couche se poursuit vers le bas avec un banc de la roche mère calcaire.

La description détaillée des horizons qui constituent les deux profils types de la zone d'étude sont dans l'annexe VII.

IV.A.2. Etats de surface et micro-relief

La distribution des états de surface, après la pluie est présentée dans le tableau 3.

Tableau 3. Surfaces relatives des états de surface des deux parcelles.

	Parcelle D1	Parcelle D2
	%	%
Pellicules	61,2	88,4
Graviers	13,9	8,6
Végétation	6,1	1,6
Litière	12,7	0,3
Sol "Nu"	2,5	1,1
Fissures	3,6	--

Pellicule = Croûte de battance et croûte de ruissellement ; Graviers = éléments grossiers (< 2,5 cm); le terme de végétation est pour appeler le contact basal des plantes sur le sol; Sol "Nu"= dépôt de sol sans structure; Fissures = fissures de dessiccation.

Avant la pluie, les états de surface sur la parcelle D2 (sol cultivé) étaient plutôt de type "Nu", car les labours ont remué les premiers centimètres de sol (Fig. 9a). Cependant, après la pluie on a constaté la formation de pellicules de battance (Fig. 9b).

En ce qui concerne le micro-relief du sol, la parcelle D1 (non cultivée) a une pente moins accentuée que la parcelle D2 (maximum de 30% sur D2 et 6% sur D1). La différence est due à la présence d'un sillon dans le sol cultivé (Fig. 10). Les zones de fort relief sont représentées par le sillon (D2) et les parties les plus élevées de la surface du sol (D1) ; en revanche, les zones à faible relief sont localisées aux zones les plus basses des parcelles où l'eau est conduite par la pente générale (voir les isoypses dans la Fig. 10).

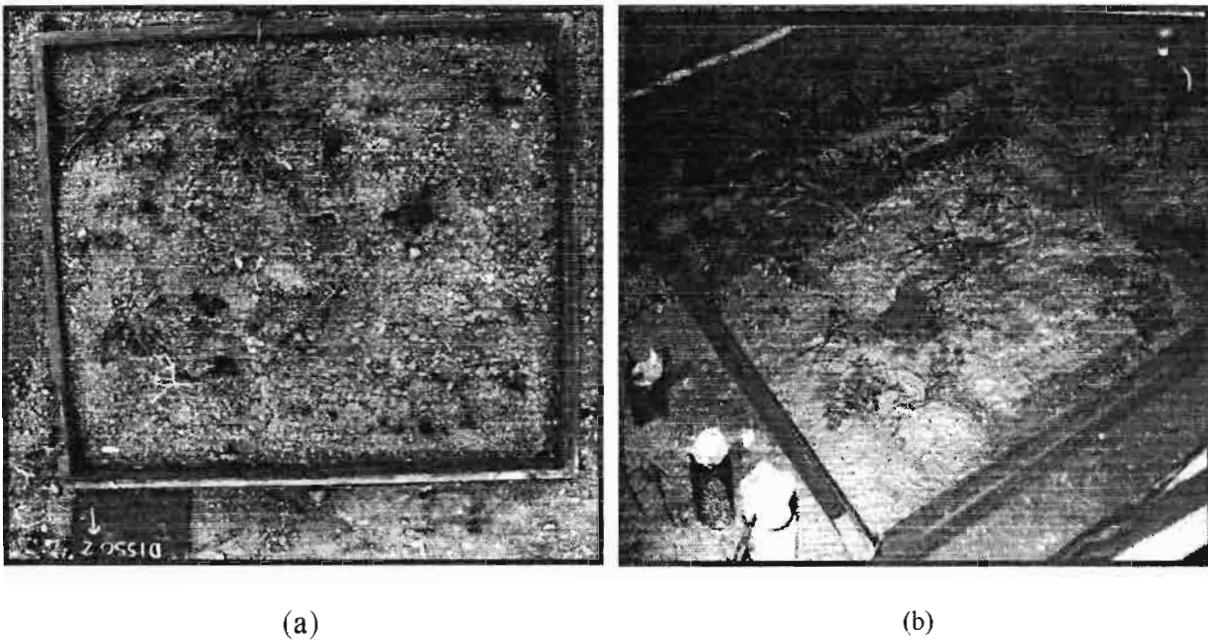


Figure 9. Effet des gouttes de la pluie sur la surface de sol de la parcelle D2. (a) avant et (b) après.

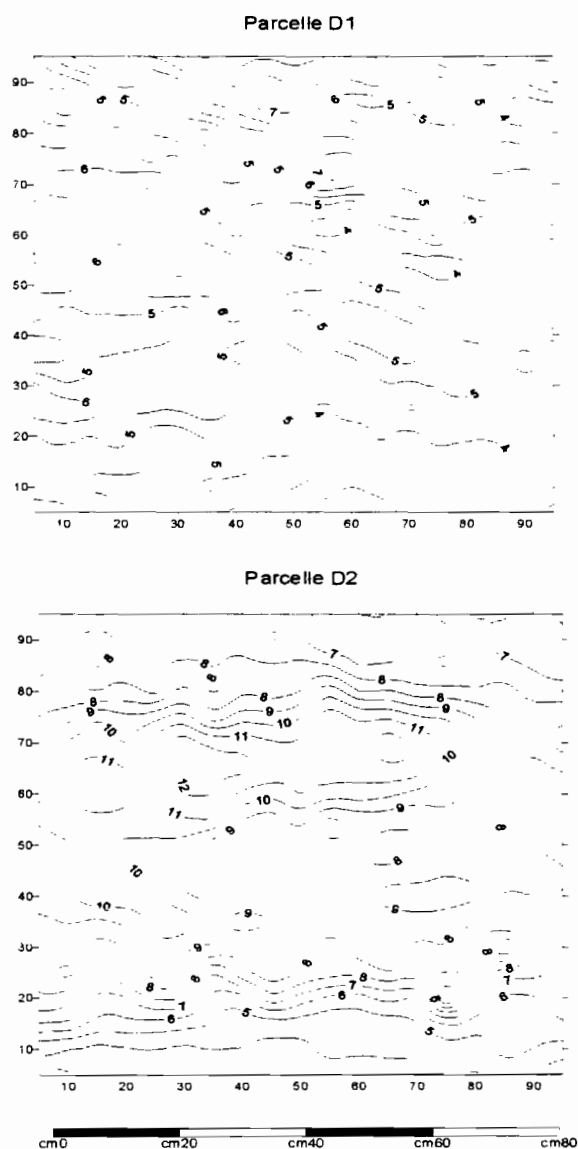


Figure 10. Micro-relief de la surface dans les parcelles. ((isohypses d'un cm), par rapport à niveaux: 3 cm parcelle D1 et 4 cm parcelle D2).

IV.A.3. Minéralogie des sols

Les diffraction des rayons X permet de déterminer la présence des principaux minéraux dans les horizons des sites de travail. Les résultats montrent la présence de gypse, de quartz, de calcite, et de minéraux argileux de type 1/1 (kaolinite) et probablement de type 2/1 (montmorillonite). Aucun autre sel soluble n'a été détecté, car les prélèvements du sol ont eu lieu après la pluie.

a. Le quartz.

La réfraction du quartz (Fig. 11) indique que celui ci est un minéral caractéristique. Rappelons que le sol de la parcelle D1 est situé au bord du talweg à un endroit où les apports de graviers et de sables restent importants.

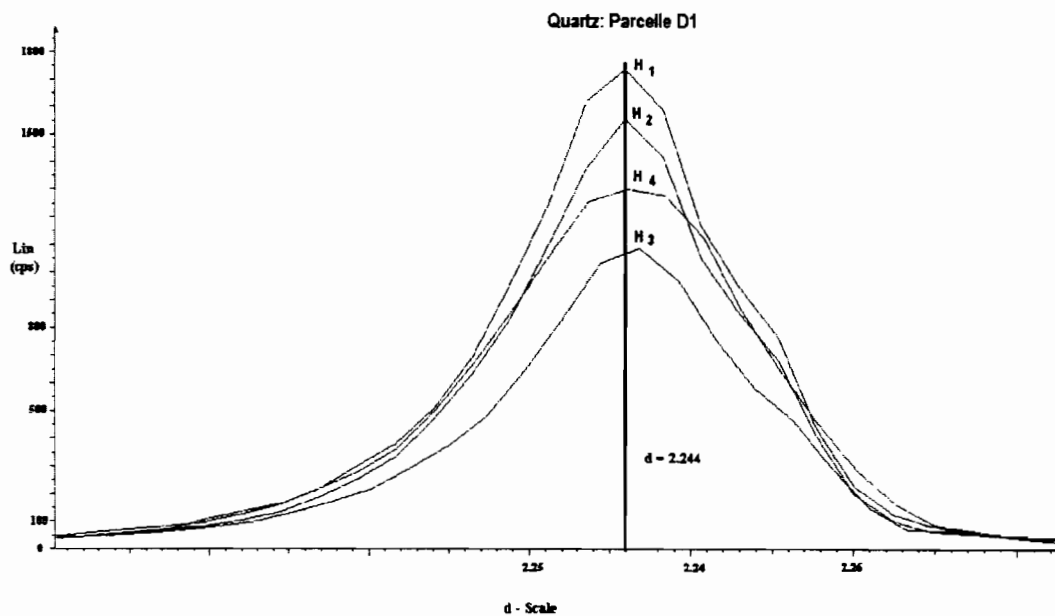


Figure 11. Evolution des spectres Rx du quartz en fonction de la profondeur (parcelle D1). $H_1 = 0-20$ cm ; $H_2 = 20 - 45$ cm ; $H_3 = 45 - 60$ cm ; $H_4 = 60 - 100$ cm

Les parcelles D1 et D2 ont montré la même évolution des spectres. En surface, le quartz est plus dominant (courbe H_1). La troisième couche (H_3) contient moins de quartz que en profondeur (H_4), à cause de la présence d'un horizon de graviers à 45-65 cm (voir Annexe VII).

b. Le gypse et la calcite

En analysant la présence de gypse dans la parcelle D1 (Fig. 12), on observe que ce minéral est de plus en plus abondant avec la profondeur. La distribution du gypse dans la parcelle D2 présente le même type de disposition des courbes, ce qui explique que ce minéral est toujours plus important en bas qu'en surface. Pour les parcelles D1 et D2, les résultats des spectres Rx corroborent les indices approximatifs du gypse estimés par la différence d'humidité du sol

entre 55°C et 105°C correspondant à la déshydratation partielle du gypse (Tableau 4). La calcite montre le même type de distribution, sauf qu'avec des intensités de pics plus faibles que le gypse (Fig. 13).

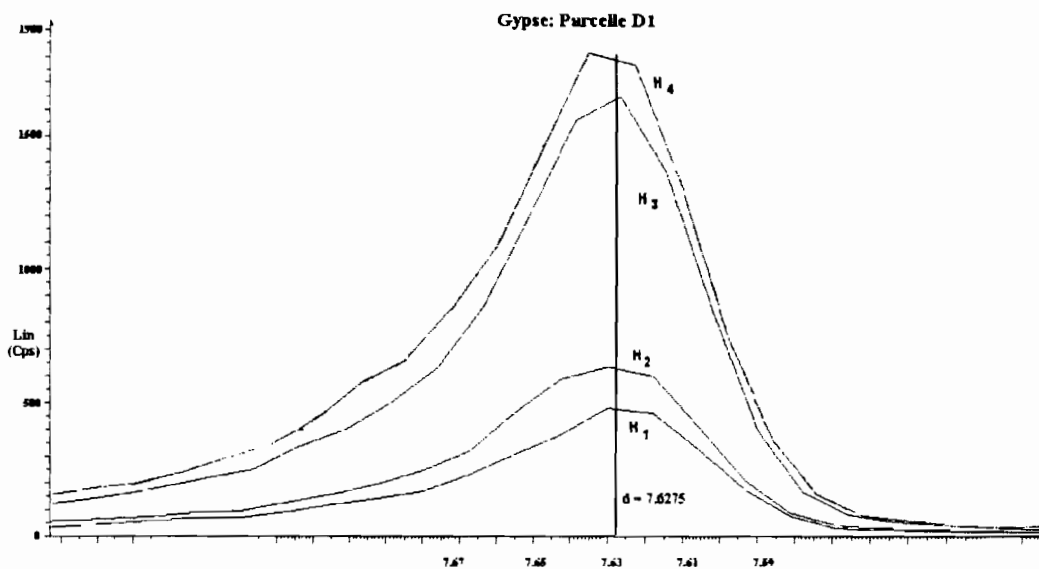


Figure 12. Evolution des spectres du gypse en fonction de la profondeur (parcelle D1). $H_1 = 0-10$ cm ; $H_2 = 10 - 30$ cm ; $H_3 = 30 - 60$ cm ; $H_4 = 60 - 80$ cm.

Tableau 4. Contenus de gypse dans les sols des parcelles

	Profondeur Cm	Indice gypse (105°C)
Parcelle D1	0-8	16,40
	8-30	16,89
	30-45	15,47
	45-60	17,03
	60-75	18,27
Parcelle D2	0-20	16,66
	20-30	16,99
	30-40	16,54
	40-50	17,74
	50-60	18,81
	60-70	21,33
	70-80	22,01
	80-90	22,61
	90-100	21,67

Le gypse a été estimé par la différence d'humidité du sol à 55°C et 105°C

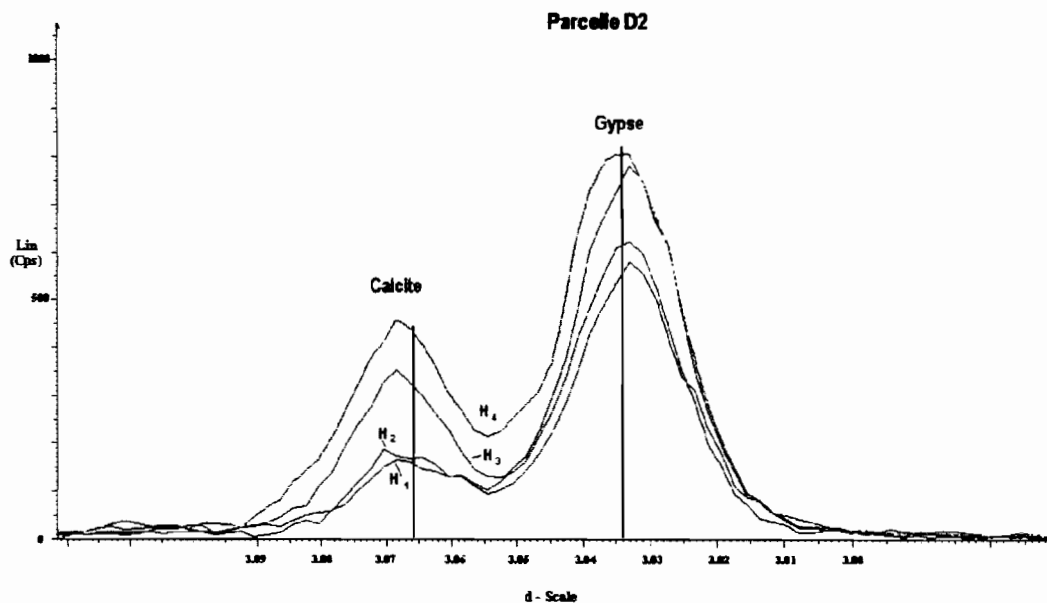


Figure 13. Evolution des spectres du gypse et de la calcite en fonction de la profondeur (parcelle D2). H₁ = 0-10 cm ; H₂ = 10 - 30 cm ; H₃ = 30 – 60 cm ; H₄ = 60 – 80 cm.

c. Argiles

Les minéraux argileux sont présents dans les deux profils de parcelle (Fig. 14). Les "émousses pics" à gauche de la figure, représentent le groupe des argiles 2/1 (smectite). La forme des bombements indique que en surface, les argiles 2/1 sont représentées autant qu'au fond du profil (courbes H₁ et H₄, respectivement). Les deux horizons intermédiaires ont aussi des argiles 2/1, mais la forme du bombement est moins marquée (courbes H₃ et H₂ dans la figure).

Les résultats de la granulométrie pour les deux parcelles, confirment la présence d'argile dans le profil, les valeurs déterminées sont : 22,2% pour H₁; 26,0% pour H₂; 24,6% pour H₃ et 25,9% pour la dernière couche (voir annexe VII).

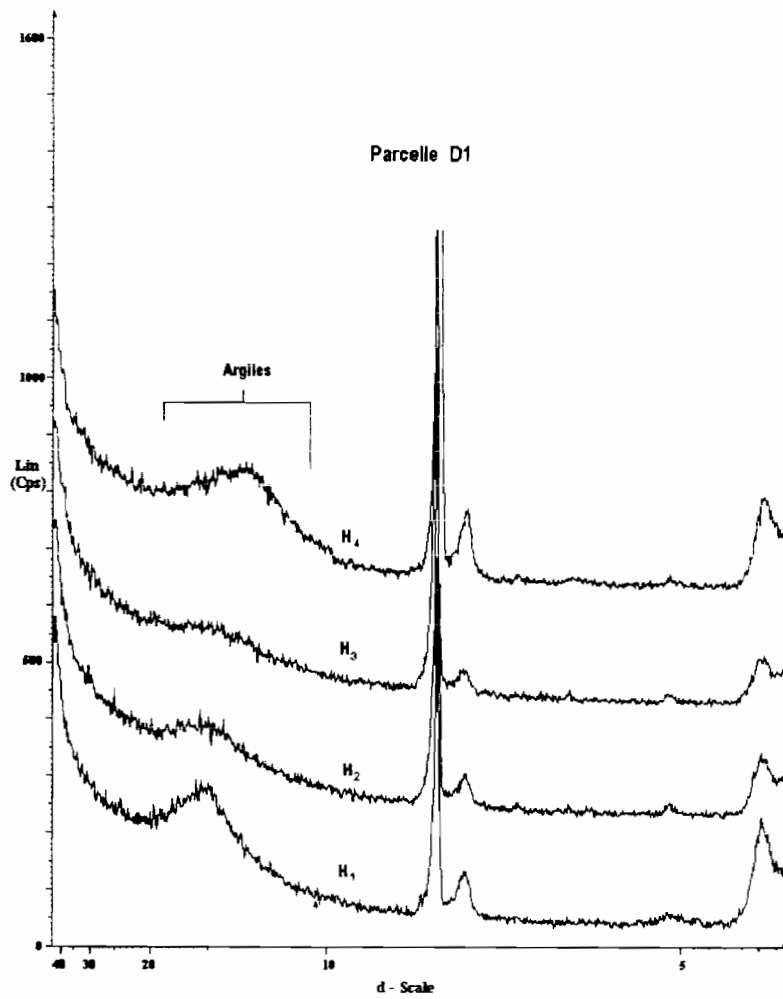


Figure 14. Spectre RX: minéraux argileux (parcelle D1). H₁ = 0-20cm ; H₂ = 20 - 45 cm ; H₃ = 45 - 60 cm ; H₄ = 60 - 100cm.

IV.A.4. Rétractométrie

La formation des cavités caractéristiques dans les sols gypseux, où les phénomènes de subsidence, de dissolution et de retrait entraînent la dégradation du sol a été déjà décrits par Gutiérrez Elorza et Gutiérrez Santolla (1998).

Les résultats dans ce contexte sont particulièrement intéressants et permettent d'étudier le retrait pour les deux parcelles en fonction de la profondeur et de la localisation. En analysant la densité apparente et les relations des volumes des échantillons, on pourra constater les effets du retrait.

a) Densité apparente par rétractométrie (D_a)

Les courbes des figures 15 et 16, montrent que la densité apparente de sol devient de plus en plus forte quand la teneur en eau diminue. Cette tendance de la variation de D_a est plus marquée dans les horizons profonds. Ce fait explique que la masse de sol perd rapidement sa porosité en provoquant d'une part, un retrait dû aux argiles et d'autre part, une augmentation des espaces vides au niveau macroscopique formant les fissures ou fentes de ressuyage. Au niveau de l'horizon de surface, une faible variation de la densité apparente est observée par rapport aux horizons profonds dans les deux parcelles. Cette variation diminue au bord de la tête de ravine (courbes 5cm, (50,10)), ce qui explique qu'il existe un effet du retrait plus important à cet endroit. Au centre de la parcelle D1, à 40 cm de profondeur, on peut constater la présence d'une couche comportant des graviers où le retrait est moins important qu'à 65 cm. La variation de D_a est plus importante dans les horizons superficiels de la parcelle D2 que dans la parcelle D1 ($> 1,8$ pour D2 et $< 1,8$ pour D1).

Les nuages des points dans les figures 15 et 16 correspondent aux densités apparentes du sol, estimés avec la méthode du cylindre. On peut remarquer que pour la parcelle D2, les valeurs se superposent grossièrement aux courbes obtenues au laboratoire. En revanche, pour

la surface de la parcelle D1, les valeurs de densité sont plus faibles, ce qui peut être expliqué par les différences d'humidité au moment de l'échantillonnage* et à cause du processus d'humectation sans contrainte au laboratoire.

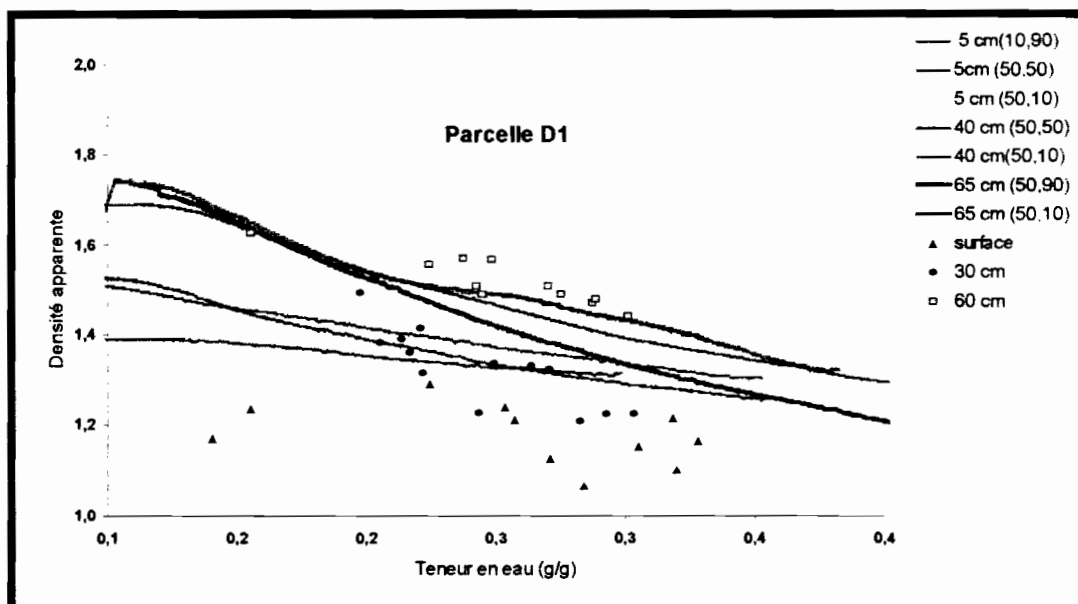


Figure 15. Evolution de la densité apparente par retrait.

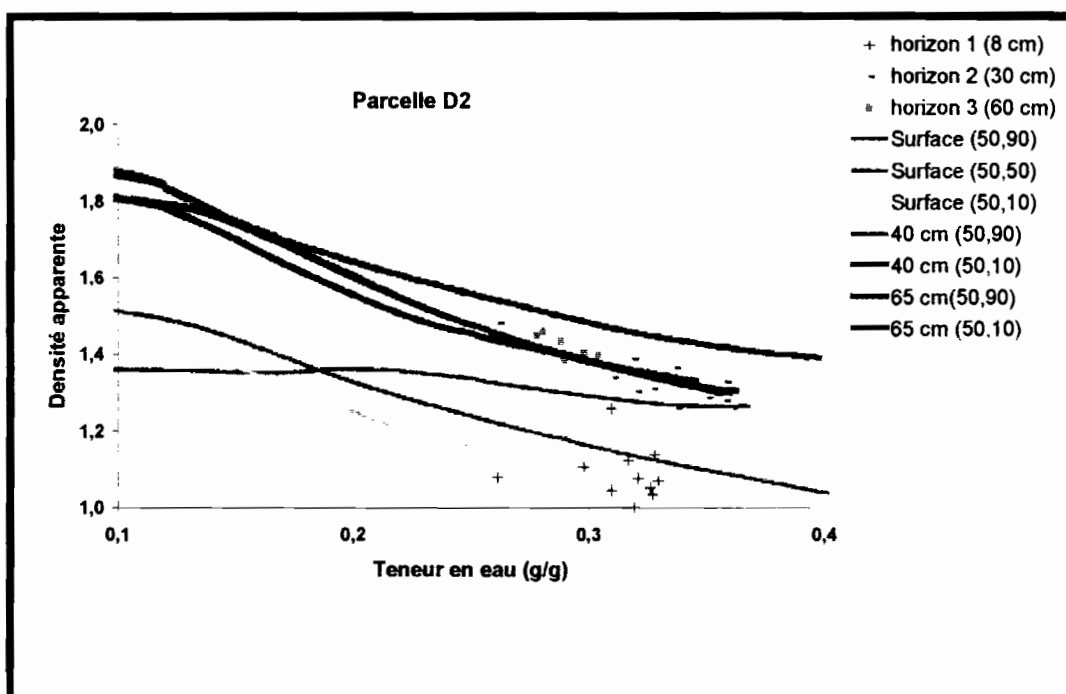


Figure 16. Evolution de la densité apparente par retrait.

* Les échantillons pour le retrait ont été faits après l'application d'eau par l'infiltromètre à disque, alors que les prélèvements pour densité ont été faits aux conditions d'humidité du terrain, un jour après la simulation de pluie.

b) Retraits

La figure 17 montre l'évolution du volume du sol par rapport au volume initial en fonction de la perte d'humidité massique.

Dans les horizons de surface, on peut constater que la variation du volume du sol est comprise entre 6 et 18% pour D1 et entre 8 et 32% pour D2. Les variations de retrait selon la distance du bord de la ravine sont très importantes dans D2. On peut observer un retrait de 8% derrière la parcelle (courbe 5 cm(50,90) Fig. 17b), de 32% au centre (courbe 5 cm(50,50)) et de 22% au bord de la ravine (courbe 5cm(50,10)). L'effet du retrait entre 40 et 65 cm en D2 reste compris entre 22 et 28%.

Le retrait le plus important de la parcelle D1 a été enregistré à 75 cm (courbe 75 cm(50,90), Fig. 17a), ce qui explique la formation des cavités à cette profondeur. L'évolution des courbes dans les horizons en profondeur de D1 (> 65 cm) et à 40 cm (au bord de la tête de ravine) montrent une variation de volume comprise entre 25 et 32%. Pour la même profondeur mais à 50 cm à l'arrière de la tête de la ravine (courbe 40 cm(50,50)), la réduction de volume est de 17%.

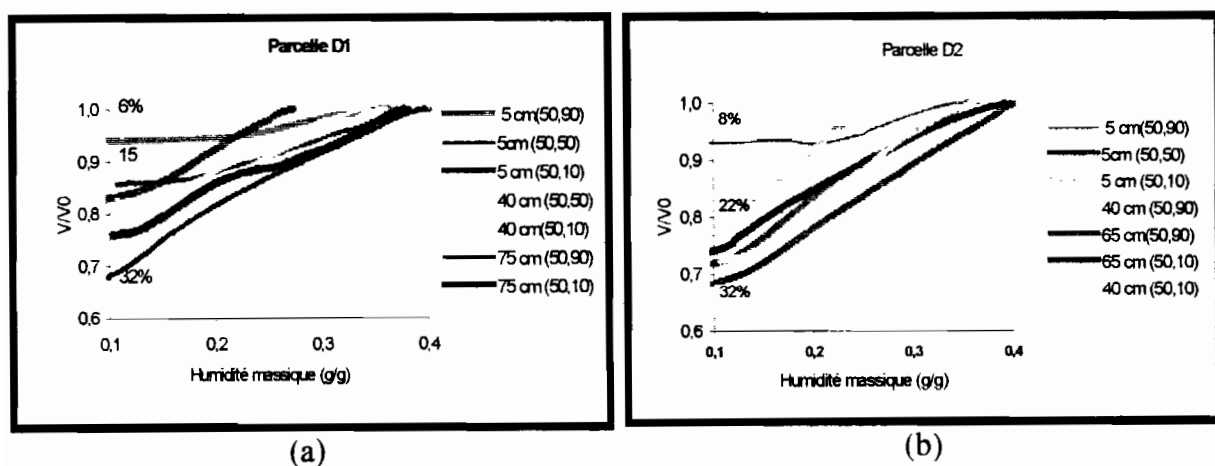


Fig. 17. Variation du volume de sol en fonction de la perte d'humidité massique. V est l'évolution du volume du sol, V_0 le volume initial de l'échantillon.

IV.A.5. Perméabilité des sols par "minidisk infiltrometer"

Les résultats montrent une diminution de la perméabilité du sol vers la profondeur des profils (Fig. 18). Le sol de la parcelle D1 a une capacité d'infiltration plus élevée que celui de la parcelle D2. Les valeurs moyennes pour la parcelle D1 sont comprises entre 0.0001 et 0.018 cm s⁻¹ avec maximales de 0.1 cm s⁻¹. Pour la parcelle D2 les valeurs moyennes entre 0.00015 et 0.0016 cm s⁻¹ avec valeur maximale en surface de 0.001 cm s⁻¹. A partir des 80 cm de profondeur la perméabilité à "l'infiltromètre" est du même ordre de grandeur pour les deux parcelles est très faible avec une moyenne de 0.000018 cm s⁻¹, avec valeur minimale de 0.00001 cm s⁻¹.

Les valeurs d'infiltration sont plus faibles en profondeur qu'en surface, car les sols en profondeur ont une structure plus massive et compacte et les horizons sont de texture plus fine. Les valeurs d'humidité volumique en profondeur au moment de la mesure, furent entre 34 et 42% alors qu'en surface les valeurs varièrent entre 16 et 38%.

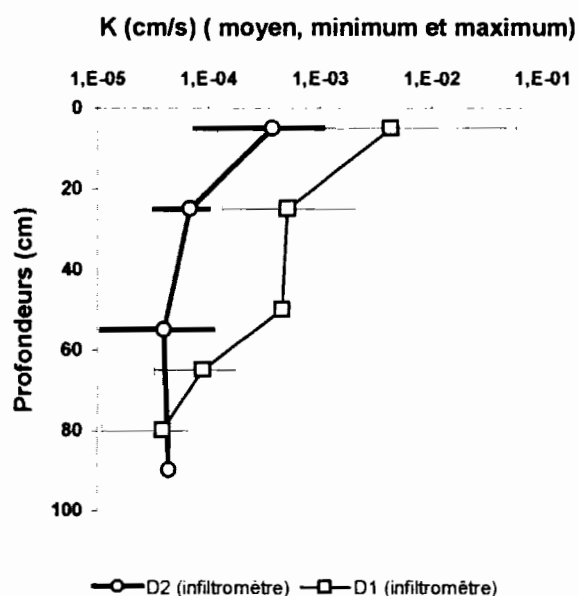


Figure 18. Perméabilité des sols des parcelles ("minidisk infiltrometer").

IV.A.6. Conclusion sur la caractérisation des parcelles

La présence d'agrégats et de végétation sur les parcelles permettent que le processus d'infiltration s'améliore.

Le micro-relief (rugosité) du sol a un double rôle sur les processus d'infiltration et de ruissellement :

- une fois que les premiers centimètres du sol sont saturés, les dépressions du sol en surface permettent le stockage superficiel de l'eau (formations des flaques),
- la rugosité du terrain diminue la rapidité des flux hydriques à la surface de sol.

L'hétérogénéité du micro-relief dans la parcelle favorise le phénomène d'infiltration et diminue la "perte" en eau par ruissellement.

Les minéraux caractéristiques dans les deux parcelles sont : le quartz, le gypse, la calcite et les minéraux argileux. Cependant, les analyses d'extraits de sol indiquent la présence de chlorures surtout dans les horizons profonds. Le gypse et la calcite sont de plus en plus importants vers le fond de la ravine, tandis que le quartz ne montre pas de tendance. Les minéraux argileux sont plus importants dans l'horizon superficiel et en profondeur.

La structure des horizons superficiels permet envisager que les couches superficielles sont plus perméables que les horizons en profondeur. En ce que concerne à la capacité d'infiltration des parcelles, la parcelle D1 infiltre plus d'eau que la parcelle D2, l'intensité d'infiltration est plus faible dans D2 et dans les deux casses, la perméabilité (mesuré par infiltrométrie à disque) est fortement décroissante avec le temps et la profondeur.

Les changements de volume des sols en fonction de la position par rapport à la ravine, montrent de grosses différences de retrait, ce que nous renseigne sur les directions préférentielles que doivent prendre les fentes de retraits (Fig. 19). Probablement, l'effet de retrait produit des fentes préférentielles bordant la ravine à 1 m de celle-ci. Les différences de retrait entre couches (profondeur) et entre distance (localisation), permettent de suggérer que à

100 cm derrière le bord de la ravine (site D2), le retrait en surface produit des cavités jusqu'à une profondeur de 40 cm.

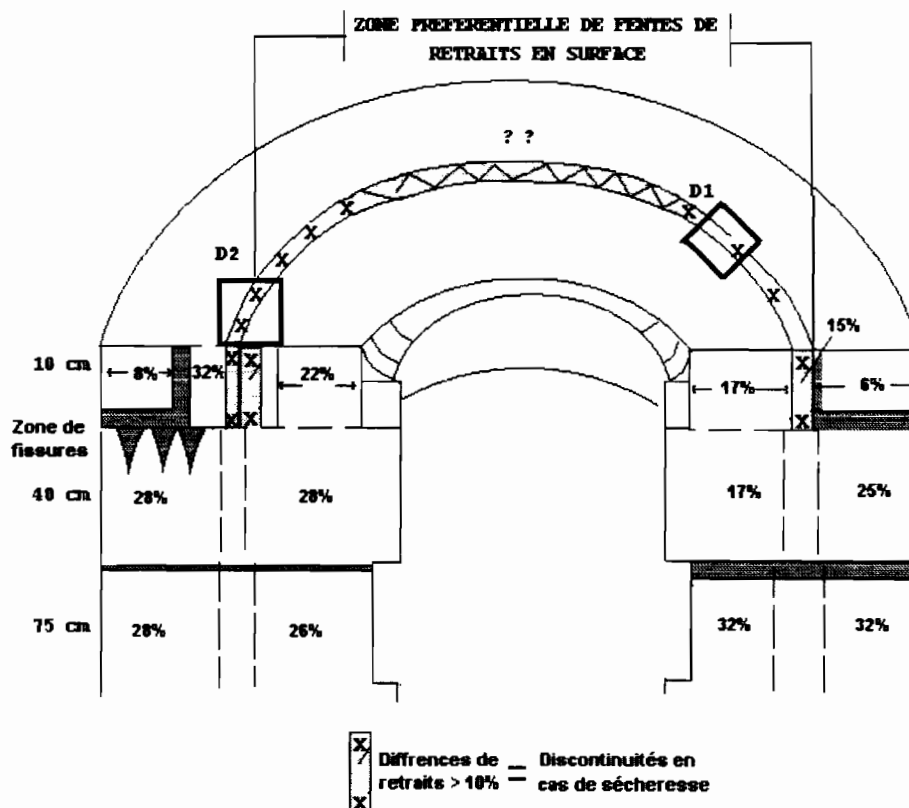


Figure 19. Diagramme des fentes de retrait maximales dans la tête de ravine.

Dans le site D1, cet effet est plus faible probablement dû à la différence de composition granulométrique des horizons (plus sableux). Il faut rappeler qu'entre 40 et 65 cm, une couche de graviers est présente. Par contre, à partir de 65 cm, le sol de D1 présente une variation de 7% à une distance de 100 cm et du 15% au bord de la ravine. Il faut garder en mémoire ces observations, car dans le chapitre des conclusions générales, nous ferons des hypothèses sur l'origine des fentes de retrait au niveau des ravines.

Les discontinuités physiques observées sont probablement soulignées lors des périodes de sécheresse prolongée et nous supposons qu'elles sont à l'origine de circulations préférentielles qui conduisent à la constitution des tunnels de suffusion.

IV.B Résultats de l'application du protocole de simulation de pluie

IV.B.1 Flux hydriques

Pour suivre des flux (ruissellement et drainage interne) pendant notre expérimentation nous utilisons les hydrogrammes de ruissellement. Les drains ont permis également, d'établir des "hydrogrammes" d'intensité du drainage (que nous savons peu représentatifs du flux global), enfin le suivi des humidités du sol par TDR, ainsi que les bilans massiques en eau (avant après) nous permettent de disposer d'une information variée sur les flux. Il faut cependant souligner que le système de drains n'a pas été le plus adapté. En fin de protocole, des écoulements des eaux de drainage se produisent aussi sur les parois du profil de sol (cette eau est recueillie à l'aide des gouttières fichées dans la paroi), et certains des drains n'ont pas été directement productifs (l'humidité se manifeste sur la paroi à proximité du débouché du drain).

Le drainage que nous avons observé est donc très probablement partiellement latéral sur environ 50 cm, nous n'avons pas les moyens de différencier réellement :

- les eaux des drains,
- les eaux des circulations préférentielles "naturelles",
- L'écoulement latéral "en masse" par saturation de l'ensemble des premières couches (0-20 cm).

Enfin les mesures de TDR, n'ont pas toujours été possibles du fait de la salinité élevée des sols.

a) Caractérisation hydrodynamique qualitative

a.1. Infiltration sous simulation de pluie

La longueur exceptionnelle des protocoles de pluie adoptés pour la simulation de pluie dans cette étude, nous conduit à interpréter les résultats selon deux échelles de temps.

De manière classique, pour les intensités utilisées, le régime d'infiltration atteint sa "stabilité" au bout d'une durée maximale de 1 h, sous l'influence principale des phénomènes de surfaces.

Quatre phases sont distinguées dans l'évolution de la courbe d'intensité du ruissellement superficiel (Lafforgue et Naah, 1997):

1. Phase d'imbibition (sans ruissellement)
2. Phase de transition (apparition du ruissellement jusqu'à atteindre le régime permanent du ruissellement)
3. Phase de régime permanent du ruissellement (saturation des premiers centimètres du sol, intensité du ruissellement constante)
4. Phase de vidange (fin de la pluie et disparition du ruissellement)

Pour déterminer les caractéristiques hydrodynamiques internes du sol on prend en compte surtout la troisième phase où l'on suppose que le sol de surface est sous une condition "quasi-saturée".

Dans cette optique, l'examen des hydrogrammes (Fig. 20), montre que le "régime permanent de ruissellement" ne s'installe pas de manière évidente pendant la première heure. Des évolutions constantes du régime de ruissellement font que l'interprétation classique basée sur ce concept est difficile. Les temps de début du ruissellement ont été très proches pour les deux parcelles, ce qu'indique que pour des pluies d'intensité moyenne (entre 30 et 45 mm h⁻¹), la saturation de sol aux premiers centimètres se produit en même temps (30 mn pour D2 et 35 mn pour D1).

Si le "régime permanent du ruissellement" n'est jamais atteint au cours de la pluie dans la parcelle D1, la pente de la courbe du ruissellement a tendance à être constante à partir de 3 h de pluie. Pour la parcelle D2, au bout de 4h, un palier est atteint (infiltration très faible).

Ce comportement ne peut être expliqué que par l'hydrodynamique interne du sol. La saturation des horizons les plus perméables est achevée dans les deux parcelles. Les différences de capacité d'infiltration entre les deux parcelles ($>85\%$ pour D2 et $<72\%$ pour D1) peuvent alors s'expliquer par des différences hydrodynamiques internes entre les deux parcelles. Certes, la présence de végétation et de litière sur la parcelle D1, ainsi que l'absence de croûtes de battance, favorisant l'infiltration, peuvent expliquer les différences d'intensités ruissellement pour la première heure. Le régime d'infiltration pour la parcelle D1 reste toujours en baisse même aux dernières minutes de la pluie (voir cette évolution dans la Fig. 20 a). L'hypothèse de fonctionnement est que dès les 40 premières minutes, l'infiltration est régulée par la progression d'un front d'humectation en profondeur. Lorsque le front d'humectation atteint les couches les moins perméables, un régime d'infiltration "à saturation du profil" s'installe, incluant probablement une part de drainage latéral.

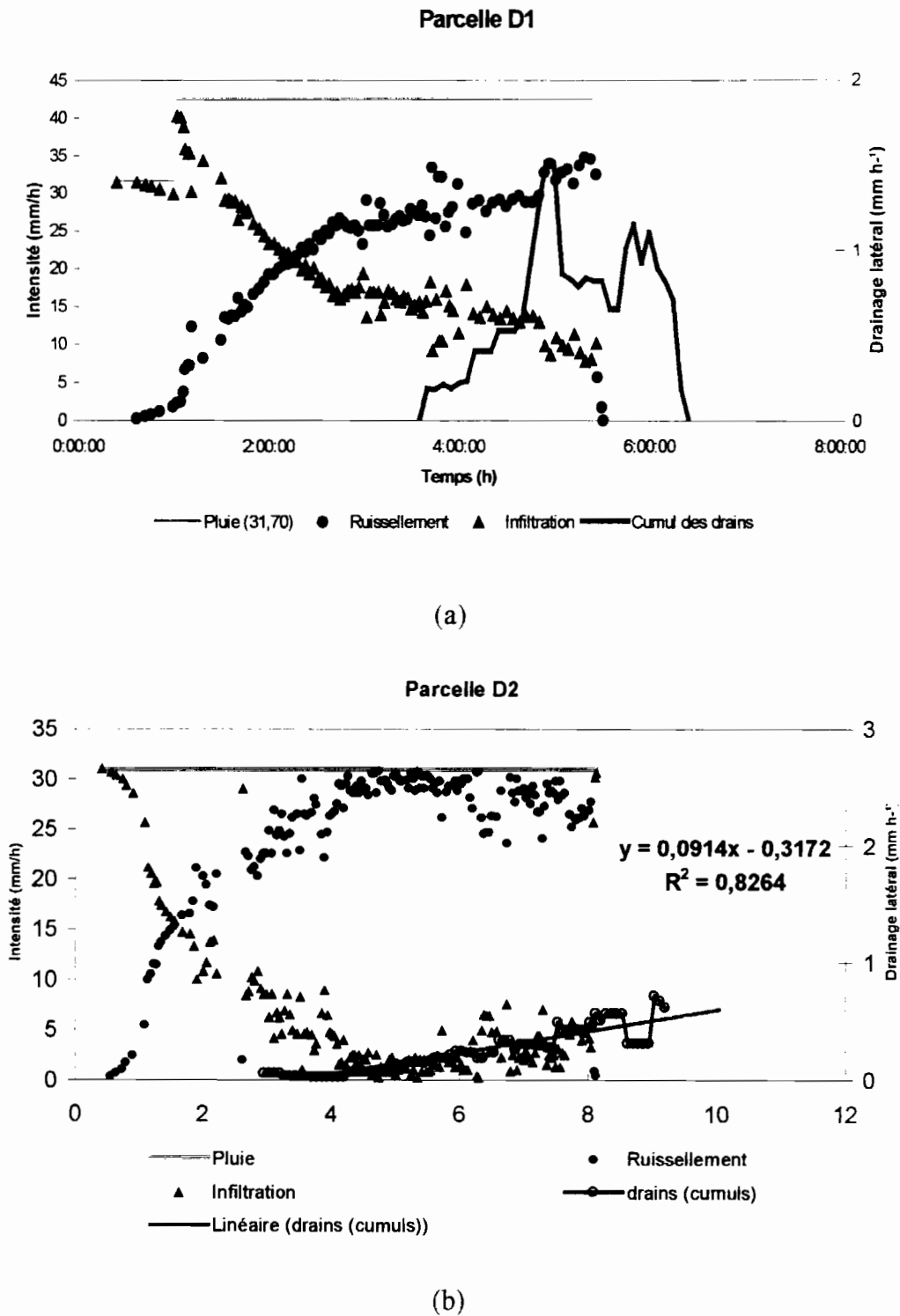


Figure 20. Hydrogrammes de simulation de pluie.

a.2. Ecoulements dans les drains

Les drains ont commencé à couler à 3h10 pour la parcelle D1 et 2h54 pour la parcelle D2. Les débits mesurés sont en augmentation, cependant pour D1 le débits maximal ($>1,5 \text{ mm.h}^{-1}$) est plus fort que pour D2 ($<1 \text{ mm.h}^{-1}$)(Fig. 20 a). Les intensités d'écoulement des drains dans la parcelle D2 montrent une relation entre le temps et leur intensité ($r^2= 0,82$). Les débits mesurés sont très inférieurs aux valeurs d'infiltration même à la fin de la pluie.

Le sol de la parcelle D1 a plus de facilité pour la production des flux de drainage que la parcelle D2. La diminution du flux de drainage observée après 5h dans la parcelle D1 peut être due à ce que l'eau trouve un chemin différent et échappe à notre système de mesure: par exemple le front d'humectation atteint un drain naturel ou bien un suintement échappe au recueil sur la paroi du profil.

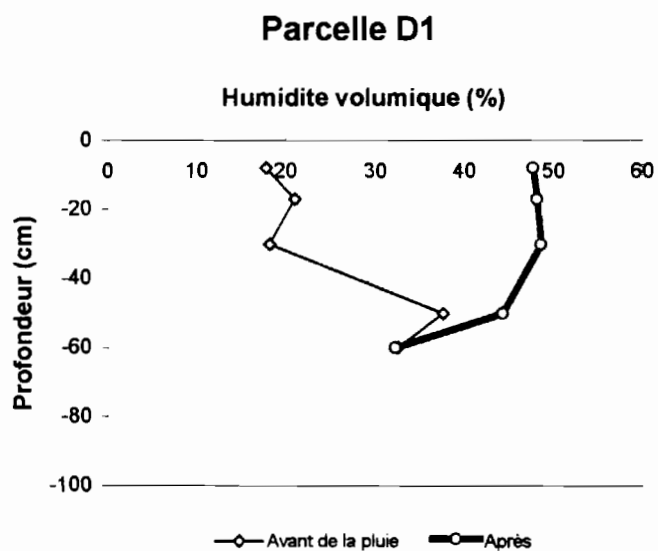
Evolution de l'humidité en cours d'expérimentation

Les graphiques de la Fig. 21 montrent les profils hydriques avant et après de la pluie. Ces profils indiquent que pour la parcelle D1, l'eau c'est au moins infiltrée jusqu'à 50 cm de profondeur. Nous avons constaté aussi que pour la parcelle D2 les changements d'humidité n'ont pas dépassé les 70 cm.

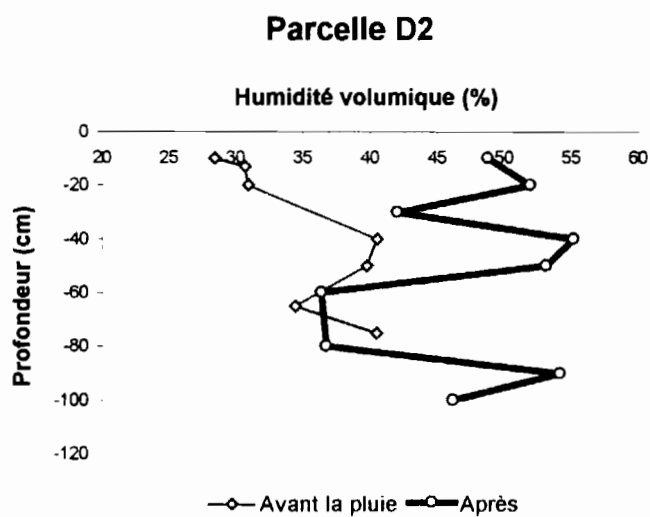
Par l'observation des courbes après la pluie (Fig. 21), il apparaît que dans la parcelle D1 l'humidification du sol est homogène dans les premiers 50 cm de sol, alors qu'elle est très hétérogène dans la parcelle D2 : à 40 cm de profondeur, le sol ne paraît pas saturé par la pluie appliquée.

Le suivi par TDR (Fig. 22), dans la parcelle D1 confirme le comportement hydrodynamique interne. Les courbes des profils hydriques aux différents temps montrent une zone de transmission jusqu'à 55 cm. Nous n'avons pas constaté par TDR, la redistribution de

l'eau dans les profils du fait de sa destruction le lendemain de la simulation pour effectuer les mesures et les observations par couche.



(a)



(b)

Figure 21. Profils hydriques avant et après la pluie.

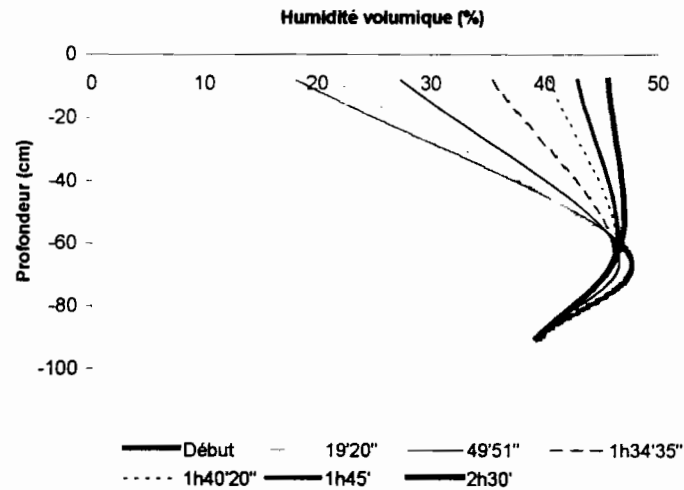


Figure 22. Fronts d'humectation pendant la pluie par TDR (parcelle D1)

IV.B.2 Bilan hydrique (Avant -après).

Nous avons estimé le bilan hydrique par la méthode de réservoir en supposant que le sol est un monolithe cubique. L'équation utilisée est:

$$\Delta Stock = stockF - StockI + F_l + F_v \quad (\text{éq. 26})$$

où,

$\Delta(\text{Stock})$ est la variation de stock dans le sol (mm)

F_v est la lame d'eau de flux vertical (mm),

F_l est la lame d'eau de flux latéral (mm),

La variation de stock dans le sol est expliqué par la différence de la teneur en eau dans le sol, avant et après de la pluie par l'équation:

$$\Delta(\text{stock}) = \Delta dh = (L_1 - L_0) \quad (\text{éq. 27})$$

d'où

L_o est la teneur en eau dans le sol avant la pluie (mm), pour une profondeur z (m),
 L_i est la teneur en eau dans le sol après la pluie (mm), pour une profondeur z (m)

Les teneurs en eau dans le sol sont estimés par

$$L_0 = \sum \theta_{v0}^1 e_h \quad (\text{éq. 28})$$

où

$\theta_{v(0,1)}$ est l'humidité volumique (%) aux temps 1 et 0, pour la profondeur e de sol
 e_h est l'épaisseur de la couche i (m),

La lame d'eau tombée dans la parcelle pendant la pluie est :

$$L_p = I_p (t_p) \quad (\text{éq. 29})$$

où

I_p est l'intensité de la pluie (mm h^{-1})
 t_p est la durée de la pluie (h)

La lame d'infiltration est expliquée par la relation suivante :

$$L_i = L_p - L_r \quad (\text{éq. 30})$$

ou

L_r est la lame d'eau ruisselée (mm)

L_i représente les différents volumes et fuites dans le sol:

$$L_i = F_v + F_l + (\Delta Stock) \quad (\text{éq. 31})$$

Nous avons estimé la fuite verticale à partir de la valeur de K_h estimé pour une profondeur donnée de sol. L'équation utilisée est:

$$F_v = K_h (t_p) \quad (\text{éq. 32})$$

où

K_h est la conductivité de sol (mm s^{-1}), pendant la durée de la pluie t_p (s) et pour une profondeur donnée,

b) Résultats du bilan hydrique

Les résultats concernant le bilan hydrique sont dans le tableau 5. On peut observer que la lame infiltrée est plus importante dans la parcelle D1 (53,75% de la pluie). Dans la parcelle D1, l'eau stockée représente le 69,8% de l'eau infiltrée et le 33,48% pour la parcelle D2. Les "flux inexplicés (par les variations de stocks)" dans les deux parcelles (37 et 26 mm, respectivement pour D1 et D2) représentent un fort pourcentage de la lame d'infiltration (30% et 31%, respectivement pour D1 et D2). Ces volumes représentent le drainage vers la profondeur ou vers la paroi de prélèvement du profil (les "pertes" par évaporation sont considérées comme négligeables).

Tableau 5. Bilan hydrique après de la pluie.

		D1	D2
Bilan externe	Lp (mm)	231.9	252.3
	Lr (mm)	107.2	169.3
	Li (mm)	124.6	83
	Imoyen (mm h^{-1})	22.0	10.0
Bilan interne: Variation de stock	Stock ₀ (mm)	173.2	276.8
	Stock ₁ (mm)	260.3	333.5
	ΔS (mm)	87	57
	F _I + F _v (mm)	47	24
	Fmoy (mm h^{-1})	8	3

Dans la parcelle D1 l'eau pénètre plus facilement, du fait de la présence d'un horizon intermédiaire plus perméable que dans la parcelle D2. Cet horizon (10-40 cm) est très hétérogène d'un point de vue de la conductivité hydraulique, mais aussi au niveau de la composition texturale (grossiers) et de l'importance des implantations racinaires.

IV.B.3 Conclusions sur les flux hydriques

Il faut rappeler la disposition stratifiée des profils pédologiques décrite dans le chapitre précédent (IV.A.). Cette disposition indique que le processus d'infiltration est régulée par l'avancement des profils d'humidité sous forme de fronts d'humectation avec une zone de transmission.

Les deux profils pédologiques ont montré une zone de transmission d'eau importante entre 10 et 55 cm de profondeur. Les fronts d'humectation atteignent les 60 cm où les sols présentent un horizon compact limono-argileux très imperméable, ce qui contrôle le processus d'infiltration et favorise le drainage latéral vers la ravine une fois la saturation atteinte.

L'évolution de l'infiltration par simulation de pluie dans les deux parcelles a toujours une tendance à diminuer comportant une phase plus ou moins constante pendant une heure (période entre 3 et 4h du début de la pluie). Ce type d'évolution corrobore les résultats de perméabilité (par "mini-disk infiltrometer") en indiquant la diminution progressive de la capacité d'infiltration dans les horizons de profondeur.

Les deux parcelles ont donc un comportement très contrasté mais atteignent toutes les deux un stade où la saturation des horizons produit dès les premières dizaines de centimètres un ralentissement considérable de l'infiltration.

IV.B.4 Flux ioniques

a. Evolutions des teneurs mesurées

a.1 Conductivité électrique (CE)

La conductivité électrique (CE) est un paramètre lié à la concentration des solutions (Lozet, 1990; Herrero Iserm, 1991). Nous allons présenter les évolutions de la CE dans les eaux du ruissellement et de drainage collectées pendant l'expérimentation.

Les courbes de CE pour les eaux dans les deux parcelles sont montrées dans la Figure 23. Nous pouvons observer qu'au départ du ruissellement, les valeurs de CE sont toujours plus grandes qu'après ou elle tend à se stabiliser conformément à ce que nous avons observé sur des sols de playas à Mapimi (Reyes, 1998). Les valeurs de CE pour la parcelle D2 sont plus fortes ($> 600 \mu\text{S}$ en RP(Régime permanent)) que pour la parcelle D1 ($< 500 \mu\text{S}$ en RP) (Figure 23a et 23b).

Les eaux de drainage donnent des courbes de la CE de formes différentes à celles de ruissellement. La pente des CE pour les drains de la parcelle D1 est plus faible que pour la parcelle D2 et, les valeurs de CE sont plus fortes dans la parcelle D2 que dans D1. On peut observer dans la parcelle D1 que les drains présentent différentes valeurs de CE par horizons (3000 μS à 20 cm et 6800 μS à 51 cm), ce qui indique qu'il existe une stratification saline des solutions de drainage. Dans la parcelle D2 cette stratification est moins nette car les profondeurs des drains productifs sont très proches.

Les drains de la parcelles D1 montrent une légère tendance à la baisse des CE au cours du temps. Dans la parcelle D2, les CE montrent des évolutions plus nettes avec des CE en début et fin d'écoulements plus élevées que pendant la phase intermédiaire plus stable. En termes de volumes ces échantillons de fin et de début de drainage sont négligeables.

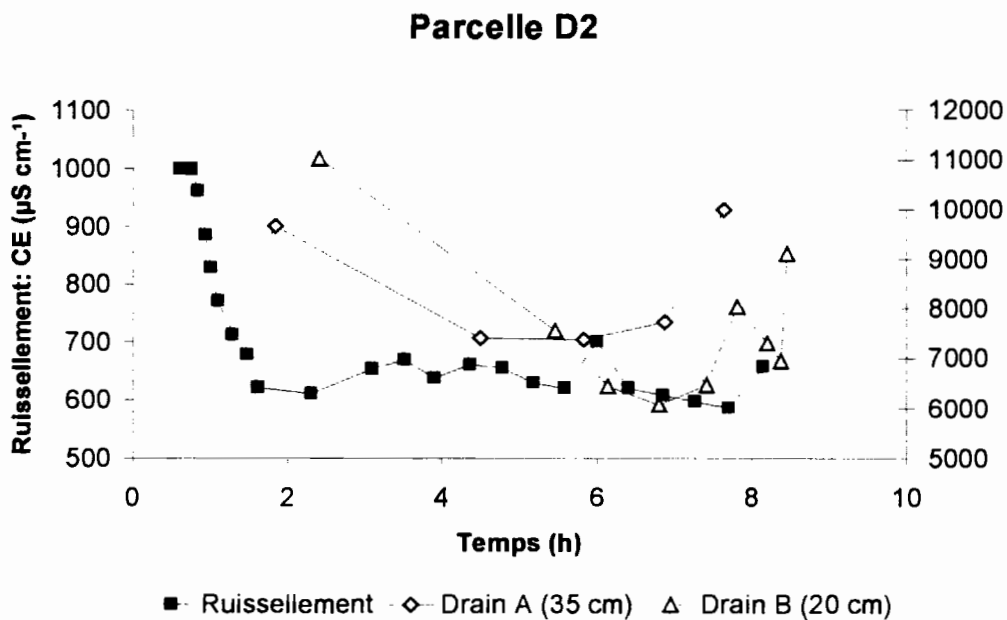
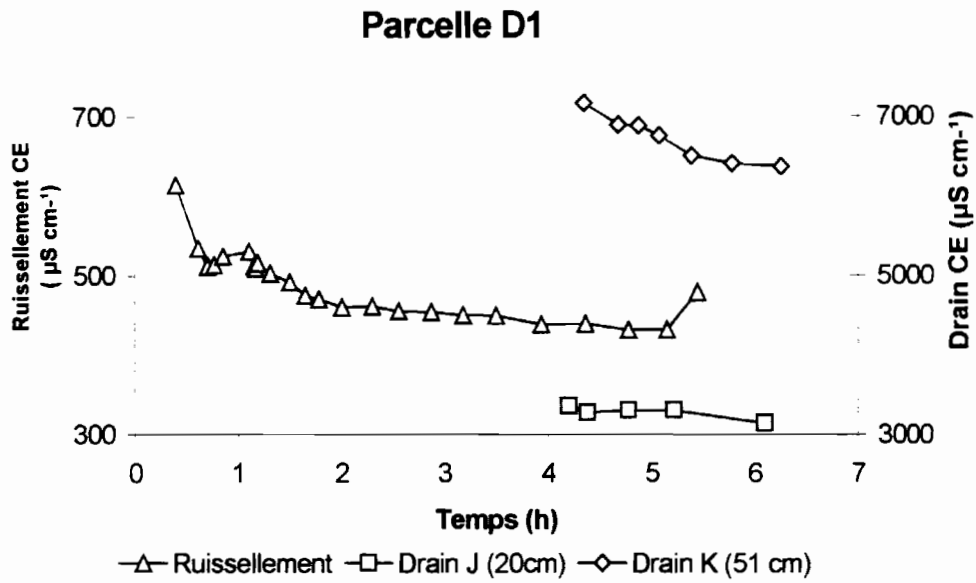


Figure 23. Courbes d'évolution de la conductivité électrique des flux dans les deux parcelles.

Dans les paragraphes suivants, nous présenterons le détail des variations des concentrations des eaux de ruissellement et de drainage, ainsi que les indices de saturation des mêmes

solutions pour relier celles ci aux phénomènes de dissolutions - précipitations des minéraux comme le gypse, la calcite et l'halite.

a.2 Teneurs des eaux de ruissellement

Les évolutions des teneurs ioniques des eaux de ruissellement des deux parcelles sont exposées dans les graphiques de la figure 24. Les ions les plus représentés sont les sulfates, les carbonates et le calcium.

En général, au début du ruissellement, la concentration des ions est plus élevée qu'après, par exemple, dans la parcelle D1 la valeur de l'ion sulfate est de l'ordre de 550 mg.L⁻¹ et diminue jusqu'à environ 400 mg.L⁻¹, tandis que pour la parcelle D2 sa concentration varie de 1100 mg.L⁻¹ jusqu'à 650 mg.L⁻¹. Les teneurs des ions carbonates et calcium sont comprises entre 250 mg.L⁻¹ et 200 mg.L⁻¹. Les ions comme le chlorure, le sodium, le potassium et le magnésium ont des teneurs inférieures à 85 mg.L⁻¹. Le comportement semble montrer une tendance à la stabilité, ce qui peut être du à un équilibre cinétique de mise en solution au niveau de la surface de sol.

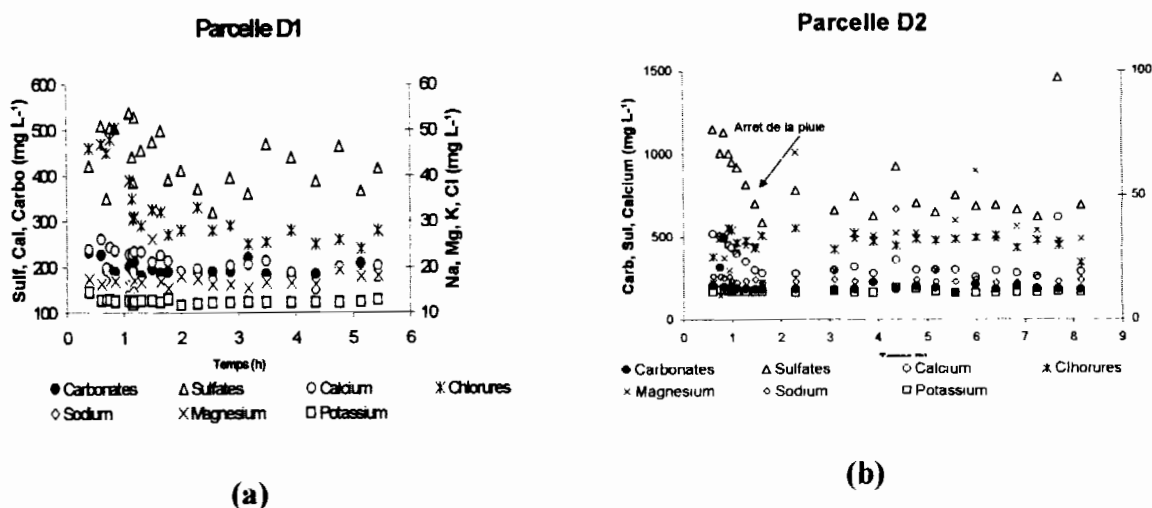


Figure 24. Evolution des concentrations ioniques du ruissellement pour les deux parcelles.

a.3 Teneurs des eaux de drainage

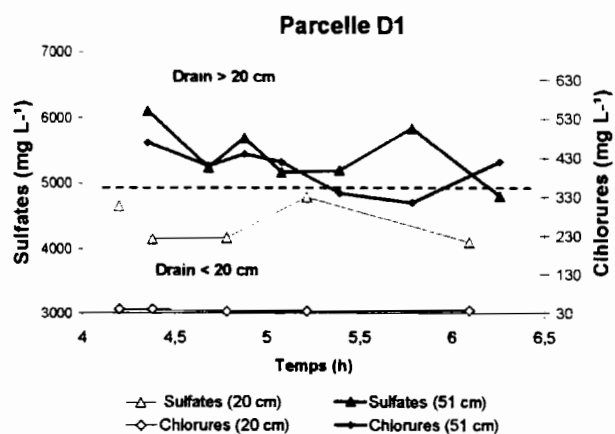
En prenant en compte les concentrations des sulfates et chlorures nous analysons l'évolution de la qualité chimique des eaux des drains. Les courbes d'évolution des concentrations sont exposées dans la Figure 25 (a et b). Pour les deux parcelles, le flux de drainage s'est produit jusqu'à 55 cm de profondeur. La concentration dans le drainage est beaucoup plus élevée que dans le ruissellement (comparer Figs. 24 et 25).

Nous pouvons observer que dans les deux cas, les teneurs observées dans les drains sont différentes par horizon, ce que permet de les différencier selon la profondeur:

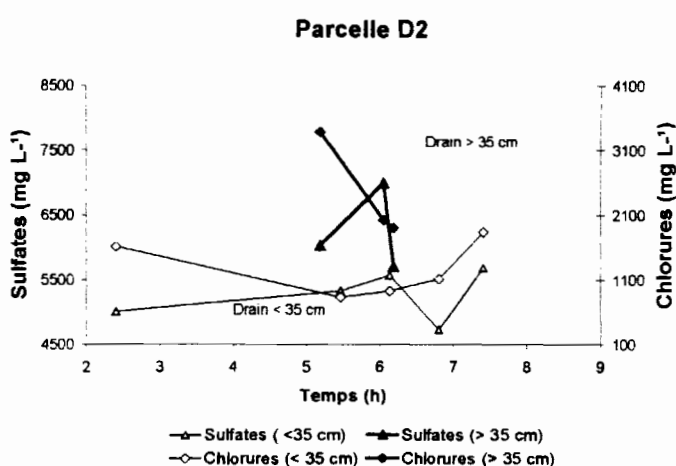
Eaux fortement concentrées. Ce sont des flux provenant des profondeurs supérieures à 20 cm (parcelle D1) ou 35 cm (parcelle D2). Les valeurs des sulfates sont comprises entre 6500 et 5500 mg.L⁻¹ (D2 et D1 respectivement). Les concentrations en chlorures sont supérieures à 2000 mg.L⁻¹ pour la parcelle D2 et d'environ 380 mg.L⁻¹ pour la parcelle D1 (Figures 25a et 25b).

Flux concentrés. Drains productifs implantés près de la surface (entre 0 et 35 cm de profondeur). Les solutions de ces drains sont chargées en sulfates à raison de 4300-4800 mg.L⁻¹ (D1 et D2 respectivement). Les concentrations en chlorures dans les drains de ces horizons sont comprises entre 1100 et les 30 mg.L⁻¹ (D2 et D1 respectivement).

Avec ce type de comportement chimique des sols de la ravine, nous pouvons confirmer que le phénomène de dissolution du gypse et, les autres sels comme la calcite et les chlorures ont un effet important sur l'érosion chimique des bords des ravines, puisque la masse de solutés en mouvement de sulfates (sûrement due à la dissolution du gypse) a été très importante.



(a)



(b)

Figure 25. Concentration des flux de drainage dans les parcelles.

a.4 Indices de saturation calculés

Les analyses des concentrations des solutions de ruissellement et de drainage nous permettent d'évaluer l'état de saturation des eaux vis à vis des minéraux les plus communs. Avec le programme "PCWateq" (Truesdell, 1974), nous avons estimé le degré de saturation des solutions en prenant en compte les activités chimiques des ions, les constantes d'équilibre, et les produits de solubilité des minéraux comme le gypse, la calcite et l'halite.

Le niveau de saturation des solutions est représenté par l'indice de saturation (IS)¹. Les résultats de l'analyse sont exposés dans les Figures 26 et 27. L'axe des ordonnées représente le niveau de saturation des solutions analysées:

Parcelle D1

Nous avons observé que les eaux de ruissellement pour la parcelle D1 restent sursaturées vis à vis de la calcite, sous-saturées ou proches de la saturation en gypse et très sous-saturées vis à vis de l'halite (courbes du ruissellement, Fig. 26). Les eaux des drains sont sursaturées vis à vis de la calcite et du gypse et sous saturées vis à vis de l'halite (Fig. 26). En analysant les IS par profondeur, nous pouvons observer que vis à vis de l'halite, la saturation est de plus en plus importante avec la profondeur (courbes : ruis, 20 et 51 cm). Les teneurs montrent une sursaturation vis à vis du gypse dans les solutions de drainage en indiquant qu'une précipitation de gypse peut se présenter au niveau des deux horizons (20 et 51 cm), une dissolution plus marquée peut se faire au niveau de la surface du sol. Les carbonates ont présenté la même valeur de sursaturation en profondeur qu'en surface.

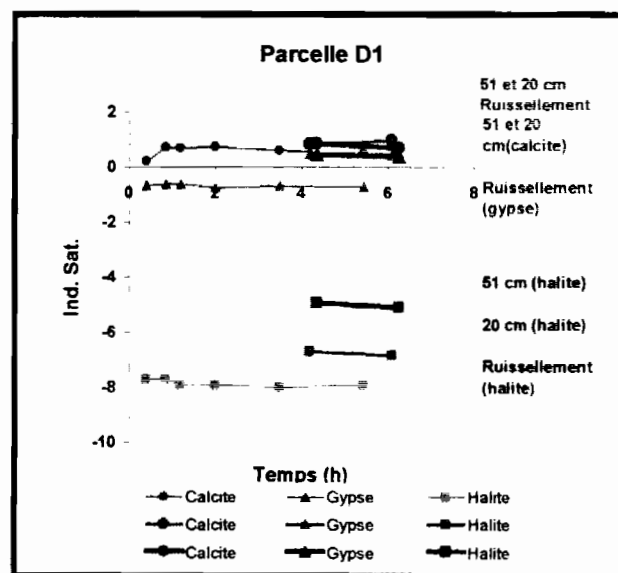


Figure 26. Indice de saturation des flux dans la Parcelle D1

¹ IS = Logarithme du produit d'activité ionique divisé par la constante de dissolution du minéral (décrits au paragraphe 4 de la méthodologie) plus la valeur est négative plus la solution est sous-saturée., au contraire, plus la valeur est positive plus la solution est sursaturée., si la valeur est très proche a zéro, la solution est dite à l'équilibre vis a vis du minéral considéré.

Parcelle D2

Les IS des eaux de la parcelle D2 ressemblent beaucoup à ceux de la parcelle D1, sauf que les solutions montrent des indices de saturation vis à vis de l'halite plus élevés (courbes 20 et 35 cm, Fig. 27). Dans le sol de la parcelle D2 les chlorures sont mieux représentés.

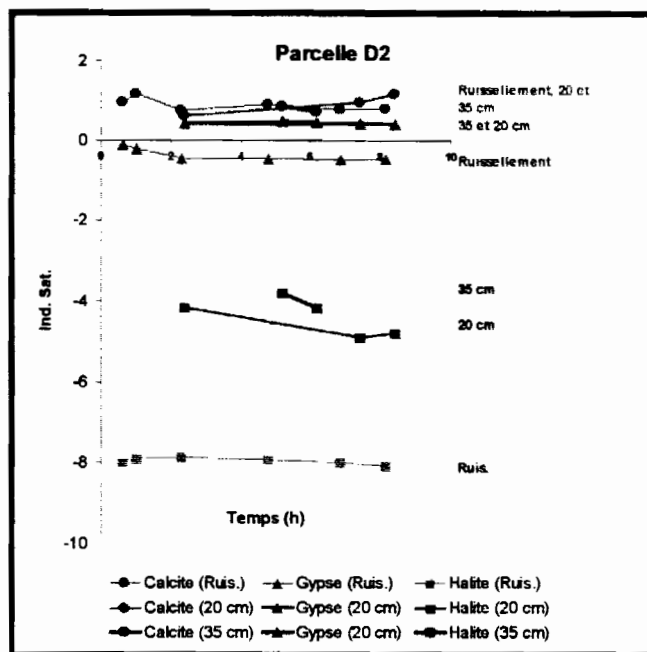


Figure 27. Indice de saturation des flux dans la Parcelle D2.

En conclusion, les calculs thermodynamiques nous indiquent que dès les horizon superficiels une sur-saturation vis à vis du gypse est observée dans les solutions drainantes des deux parcelles. Du point de vue des équilibres chimiques les évolutions temporelles sont négligeables alors que les évolutions spatiales sont considérables. L'essentiel du lessivage en gypse provient donc des horizons superficiels alors qu'un lessivage plus profond s'opère vis à vis de la halite surtout pour la parcelle D1.

IV.B.5 Conclusions sur la chimie des eaux

De fortes hétérogénéités spatiales des qualités des eaux sont observées entre les différents drains des différentes parcelles, cependant dans le temps les variations sont relativement faibles. On peut résumer les traits généraux des solutions dans le tableau suivant:

Tableau 6: Teneurs moyennes observées dans les solutions des parcelles.

	PH	CE	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺
	μS.cm ⁻¹		mg.L ⁻¹						
D1									
Pluie	7,82	349	183,0	213,4	18,0	128,0	7,2	15,3	11,9
Ruissellement	7,71	485	195,4	431,8	31,9	209,3	19,2	17,2	12,4
Drain j (20 cm)	7,76	3276	171,2	4371,5	37,6	1334,0	206,0	253,0	14,0
Drain K (51 cm)	7,62	6715	169,9	5440,1	402,1	1164,3	164,3	1272,0	17,5
D2									
Pluie	7,82	349	183,0	213,4	18,0	128,0	7,2	15,3	12,0
Ruissellement	7,87	711	196,9	824,0	31,8	355,3	30,5	17,1	11,4
Drain A (20 cm)	7,57	8438	195,2	5265,5	1262,6	1282,0	296,0	1373,0	15,3
Drain β1(35cm)	7,53	12770	173,9	6248,4	2433,3	1373,3	216,7	2639,3	16,3

Du point de vue des équilibres thermodynamiques, dès le ruissellement les solutions sont sursaturées vis à vis de la calcite (et de la dolomite) et les pressions équilibrantes de CO₂ sont supérieures à celles de l'atmosphère (logPCO₂ équilibrantes comprises entre -2.69 et -2.45 pour les valeurs moyennes (résultats typiques des sols naturels). Les solutions de drainage montrent une sursaturation vis à vis du gypse dès les premiers horizons tout en conservant des PCO₂ équilibrantes similaires. Avec la profondeur, les teneurs en sulfates augmentent alors que les teneurs en calcium restent constantes. Ceci tend à montrer que le lessivage du gypse continue en profondeur au profit d'une précipitation de calcite dont la diminution des teneurs en carbonates à PCO₂ équilibrante constante seraient les indices. Le tableau suivant peut être proposé :

Tableau 7: Résumés des principaux phénomènes induits par l'analyse des teneurs ioniques des eaux.

Horizons	Phénomènes prédominants
Lessivage superficiel (premiers cm)	Dissolution simultanée de calcite et de gypse (sans mise à l'équilibre vis à vis du gypse)
Premier horizon (5-20 cm)	Dissolution importante du gypse et début de précipitation de Calcite (mise à l'équilibre vis à vis du gypse) Dissolution importante de halite diffuse (D2).
Deuxième horizon (20-35 cm (D2)), (20-51 cm (D1)).	Dissolution de gypse régulée par la précipitation de calcite et l'effet de la salinité . Dissolution importante de halite diffuse (D1) et (faible pour D2).

Dans le schéma d'une dissolution de gypse régulée par la précipitation de la calcite et l'effet des coefficients d'activités liés à la force ionique des solutions, les dissolutions préférentielles en profondeur seront favorisées par une pression de CO_2 forte, un pH élevé, une salinité forte. Les lieux où ces conditions sont réunies seront donc des lieux de dissolution préférentiels. De même, le faciès des eaux évolue, du fait de la barrière géochimique constituée par la précipitation de la calcite, de sulfaté calcique à sulfaté (chloruré) sodique.

IV.B.6 Bilan massique avec les extraits de sols 1/5

Les contenus de sulfates et les chlorures (avant et après la pluie) calculés d'après les extraits 1/5 sont exposés dans les figures 28 et 29. Les concentrations en sulfates, des lixiviats au 1/5 de sol pour les deux parcelles sont comprises entre 2800 et 4600 mg.L^{-1} , avant la pluie et entre 1400 et 2400 mg.L^{-1} après la pluie. Le profil des concentrations en ions sulfate encore disponibles à l'extraction après la pluie est monotone pour la parcelle D1 et présente une augmentation avec la profondeur pour la parcelle D2 (Fig. 28).

En ce qui concerne les chlorures, les concentrations avant pluie, montrent une augmentation avec la profondeur, de 0 à 10 mg.L^{-1} en surface et de 210 à 420 mg.L^{-1} à 50 cm de profondeur. Le lessivage des chlorures (jusqu'à 50 cm). L'expérimentation a provoqué une diminution globale des concentrations jusqu'à 60 cm de profondeurs. Cependant, le comportement est différent entre les deux parcelles. Pour la parcelle D2 le lessivage n'est total que jusqu'à 30 cm et semble nul à 60 cm de profondeur (Fig. 29). En revanche, pour la parcelle D1 le lessivage est très fort jusqu'à 50 cm et partiel au-delà (Fig. 28).

Un bilan massique des ions sulfate et chlorures disponibles à l'extraction par lixiviation au 1/5 est susceptible de donner des informations sur la masse totale de gypse et d'halite mobilisée par l'événement pluvieux et d'être comparés aux estimations données par les simulations numériques des chapitres suivants.

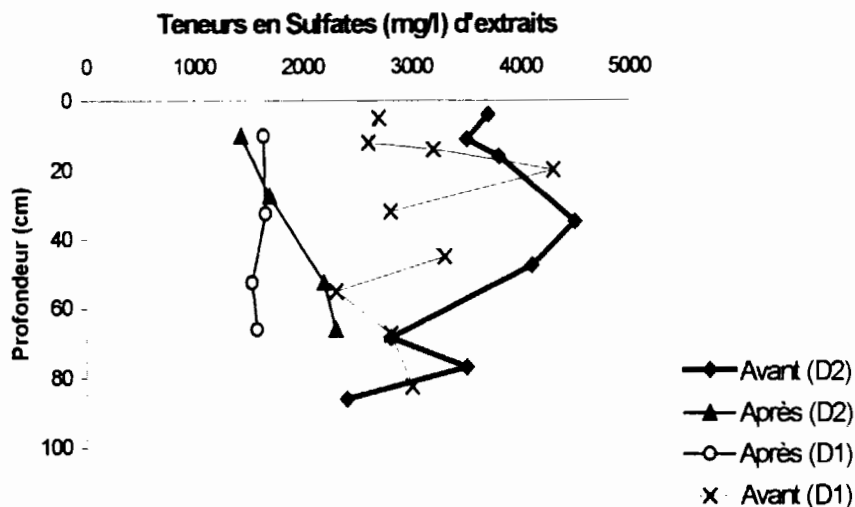


Figure 28. Profils de concentration en sulfates dans les extraits 1/5 de sol, avant et après de la pluie.

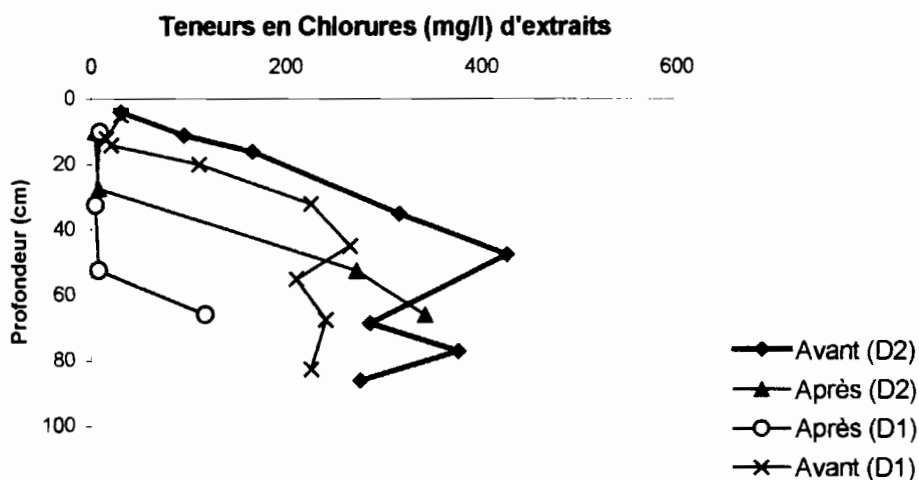


Figure 29. Profils de concentration en chlorures dans les extraits 1/5 de sol, avant et après de la pluie.

b.1. Etablissement du bilan salin à partir des extraits (1/5)

Le bilan des sulfates et chlorures a été estimé avec l'équation générale :

$$\Delta C_{s(i)} = \sum_{0cm}^{72.5cm} C_{0(i)} - \sum_0^{72.5cm} C_{1(i)} \quad (\text{éq. 33})$$

où,

$\Delta C_{s(i)}$ est la variation de la masse soluble dans le sol (gm),

$C_{s0(i)}$ est la concentration de la masse soluble dans le sol, pour une espèce d'ion (n), avant de la simulation de pluie.

$C_{l(i)}$ est la masse de sol, après la pluie qui reste dans le sol (gm)

Le bilan de masses a été estimé par horizon en prenant en compte :

- concentration de la espèce (i) (mg.L^{-1}),
- la densité apparente de sol (g cm^3)
- l'épaisseur de l'horizon (cm), et
- la surface de la parcelle (cm^2).

La masse des ions pour une couche de sol est calculée par l'équation suivante

$$C_{z0(i)}^{z1} = c_i \cdot e_h \cdot Da_h \cdot S_m \cdot (0,05) \quad (\text{éq. 34})$$

où

$C_{z0(i)}^{z1}$ est la concentration de soluté de l'espèce (i) (Kg), par un horizon de profondeur (e_h) de $z0$ à $z1$ (cm), sur une surface de 1 m^2 .

c_i est la concentration de soluté de l'espèce (i) dosée d'extrait 1:5 de sol/eau (g L^{-1}),

Da est la densité apparente de sol, au niveau de l'horizon h (g cm^{-3}),

S_m est la surface de la couche de monolithe de sol (cm^2) et

0,05 est le facteur de transformations des unités et traduit le rapport de dilution (1/5)

- **L'équation utilisée suppose que la totalité des ions considérées est disponible à la dissolution. Cela est généralement admis pour l'ion chlorure ("traceur idéal"), mais pas pour l'ion sulfate qui est rapidement soumis aux limites de saturation lorsque l'échantillon considéré contient du gypse. L'extrait est rapidement saturé et seul une petite fraction du gypse est dissoute.**

a.5 Résultats du bilan salin

Les résultats du bilan sont dans le tableau 8. Le bilan des sulfates est présenté pour mémoire (du fait des observations précédentes). Les chlorures lessivés, sont présentés dans les graphiques de la Figure 30.

Les longueurs des barres dans la Figure 30, montrent les grammes de chlorures susceptibles d'être lessivés si le rapport sol/eau est de 1/5. (Ce qui n'est absolument pas le cas en conditions naturelles).

On peut observer qu'au niveau de l'horizon moyen (20-45 cm de profondeur), la masse susceptible d'être déplacée est de l'ordre de 400g (d'ions chlorures par m²), ce qui montre le fort lessivage subit par le sol. Cet effet de lessivage des sels les plus solubles est susceptible de renforcer l'érosion dans le sol. Quand le gypse et le chlorure de sodium sont dissous, la structure des argiles est modifiée par défloculation, ce qui facilite le phénomène d'érosion hydrique des têtes de ravine.

Il faut également remarquer que notre protocole ne considère pas la redistribution saline susceptible de s'opérer par remontée capillaire par évaporation au sein des horizons superficiels. Dans les horizons les plus profonds le sol reste avec une salinité élevée et pour la parcelle D2 la quantité d'ions chlorurés disponibles à la dissolution a même augmenté. Dans cette parcelle le lessivage a été imparfait, ce qui confirme que les circulations sont très faibles dans cet horizon.

Tableau 8. Bilan de masses (disponibles à la dissolution 1/5)

Profondeur Cm	Avant		Après		Bilan	
	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻
masse (g)/m ² de sol par horizon						
Parcelle D1						
0 - 20	2655	33,24	1895,12	9,87	-759,88	-23,36
20 - 45	5310	384,25	2736,23	6,00	-2573,97	-378,26
45 - 60	3268	284,95	1736,55	8,31	-1531,45	-276,64
60 - 72	2990	256,32	1678,43	124,56	-1311,97	-131,76
TOTAL (à 72 cm) Kg	14.22	0.96	8.05	0.15	-6.17	-0.81
					0.5 moles L⁻¹	0.2 moles L⁻¹
Parcelle D2						
0-20	3479,3	85,47	1571,52	3,63	-1907,78	-81,84
20-45	6000,5	423,58	2111,34	9,35	-3889,16	-414,23
45-60	4366,5	452,63	2133,12	264,56	-2233,38	-188,07
60-72	2886,3	296,51	2107,22	313,00	-779,08	+16,49
TOTAL (à 72cm) Kg	16.7	1.26	7.92	0.59	-8.8	-0.6
					0.1 moles L⁻¹	0.2 moles L⁻¹

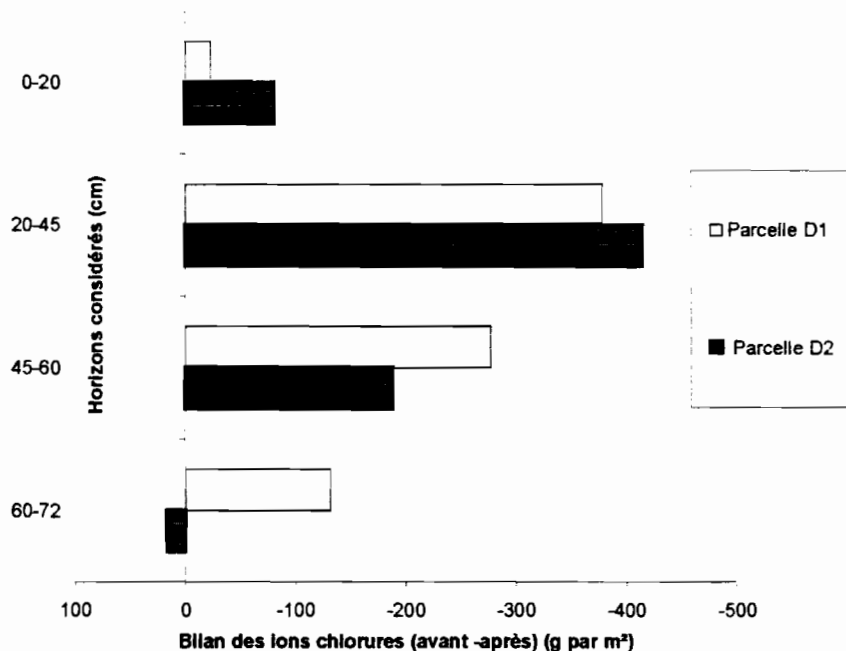


Figure 30. Bilan de masse en Chlorures avant-après de la pluie d'après les extraits de sols au 1/5.

IV.B.7 Conclusion du bilan de masse

En prenant en compte que le bilan massique est admis que pour les chlorures, on peut conclure que le lessivage des chlorures, le plus important se présente dans l'horizon de 20-45 cm des deux parcelles. Selon cette méthode environ 400 g de chlorures sont lessivés de cet horizon lors de l'expérimentation. Dans la parcelle D2, aucun lessivage n'est observé pour l'horizon 60-72 cm. Dans la parcelle D1, l'horizon le plus profond accuse un lessivage significatif.

V. SIMULATIONS

V.A. Simulation de l'infiltration à partir de simulation de pluie

La majorité des méthodes proposées pour estimer la valeur de l'infiltration au terrain sont destinées à l'application des lames d'irrigation sur des sols cultivés, planes et ce avec des caractéristiques hydrodynamiques homogènes, (Zhang, 1997). En ce qui concerne les sols de la zone d'étude, à l'échelle du paysage la pente est faible et leurs caractéristiques hydrodynamiques peuvent être considérées comme homogènes (Collinet, 1999).

Afin de vérifier les résultats qualitatifs du chapitre concernant les flux hydriques (page 45 - 54), nous proposons une simulation numérique pour reproduire l'évolution de la courbe d'infiltration dans les deux parcelles. Nous utiliserons cet ajustement pour reproduire les flux ioniques à partir des concentrations observées dans l'eau des drains.

En prenant en compte l'évolution de l'infiltration nous avons cherché les valeurs de K qui donnent un bon ajustement avec les observations.

V.A.1. Construction de la courbe à partir de valeurs de K

L'infiltration au cours d'une précipitation est décrit Hillel (1980) : au début de la pluie le sol est considéré comme légèrement inondé, c'est à dire en régime "d'infiltration sous flaques pluviales". Si l'intensité de la pluie est constante à mesure que l'infiltrabilité décroît, la surface du sol se sature à la longue et le régime comprendra au d'un sol inondé ("l'infiltration par submersion").

a Hypothèses de construction

Nous posons les hypothèses suivantes :

- Le processus d'infiltration sous le protocole de pluie que nous avons appliqué correspond aux schémas : a) au départ, sol cas de "l'infiltration sous flaques pluviales"

(Hillel, 1988), mais après d'un temps d'environ 60 mn, le sol sera considéré comme b) une "infiltration par submersion".

- Le processus d'infiltration par submersion est contrôlé par le profil, particulièrement dans le cas considéré de perméabilités fortement décroissantes avec la profondeur.
- L'infiltration par simulation de pluie est différente à celle sous conditions de submersion, car on évite l'effet de la compression de l'air dans le sols par le front d'humectation et l'infiltration est plus rapide grâce à une sortie d'air plus efficace.
- Le flux d'infiltration est considéré comme unidimensionnel.
- Le sol est considéré comme une colonne carrée (monolithe de 1 m² de surface)
- Le monolithe de sol est divisé en réservoirs correspondants aux petites couches d'un centimètre (blocs verticaux). Les processus de numérisation comprennent donc la discretisation de la profondeur de profil en couches de 1 cm d'épaisseur. Chaque tranche de sol correspond à un volume de 0.01 m³, puisque nous avons travaillé sur un monolithe de 1 m² de surface.
- Chaque réservoir a une conductivité hydraulique moyenne, issu de l'extrapolation linéaire entre les valeurs des horizons de profondeur qui correspondent aux profondeurs de mesure sur le terrain par infiltromètre.
- La H_v initiale est celle observée dans le profil avant la pluie (estimée par gravimétrie).
- Les teneurs en eau volumique (H_v) maximales de sol déterminées après de la pluie (valeurs maximales de TDR), seront considérées comme la valeur limite supérieure du stock hydrique.
- Par composition harmonique des perméabilités des horizons de 1 cm affectés par le front d'humectation on calcule le débit d'entrée du profil, la profondeur du front par un calcul explicite.

Le K moyen se calcule selon le principe d'une loi harmonique (De Marsily, 1981), est représentée dans le schéma de Fig. 31. En admettant que la perméabilité spatiale dans le sol varie dans l'espace, nous avons appliqué la conception de "blocs uniformes de perméabilité juxtaposés moyennes".

Pour la valeur de K_{moyen} vers le fond (flux verticale), nous avons appliqué une loi de composition harmonique, laquelle est exprimée comme:

$$\frac{\sum L_i}{K_{\text{moyen}}} = \sum \frac{L_i}{K_i}$$

où

L représente l'épaisseur de la tranche i (cm)
 K la variable régionalisée (perméabilité) dans l'espace (mm h^{-1}).
 Les valeurs K sont supposées à saturation.

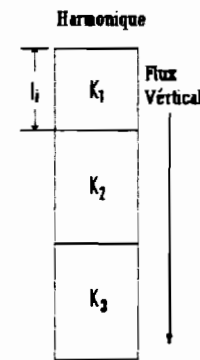


Figure 31. Loi de composition verticale des K_{moyennes} (loi harmonique)

- Du fait de la perméabilité diminue dans les horizons avec la profondeur et de l'état relativement humide du sol au début de la pluie, l'effet du potentiel matriciel est négligé.
- Dans un premier temps aucun flux latéral n'est considéré,
- Dans un dernier temps un flux latéral sur un des côtés du monolithe est envisagé de manière très simplifiée

V.A.2. Résultats et discussion

a Infiltration verticale

Les courbes d'ajustement sont montrées dans les figures 32 et 33. On peut remarquer que les courbes obtenues suivent un bon ajustement par rapport aux points expérimentaux.

En analysant la profondeur des fronts d'humectation, pour la parcelle D1, le temps de saturation (T_{s1}) des premiers 10 cm a été d'environ 60 minutes, alors que pour la parcelle D2 a été de 40 minutes. La saturation de sol dans la parcelle D1 au niveau de la deuxième couche

(Ts2), a été après 3h alors que pour la parcelle D2 il a été de 2h5. Les temps de saturation à 60 cm de profondeur ont varié entre 4h50 pour D1 et 4h30 pour D2.

En ce que concerne l'intensité d'infiltration, en prenant en compte la forme des courbes, nous avons constaté qu'au départ le sol a un comportement hydrodynamique similaire dans les deux parcelles. Une fois que les premiers 10 centimètres de sol sont saturés, la pente des courbes est très différente. On peut observer que pour la parcelle D2 (Fig. 32), la courbe montre une décroissance très marquée en comparaison à la parcelle D1.

Pour la troisième couche (27,5 - 65 cm) et même si le temps de "saturation" est très proche pour le deux parcelles (2h), l'infiltration baisse plus rapidement dans la parcelle D2 que dans la parcelle D1. Les tendances finales des courbes de profondeur fronts d'humectation sont différentes entre les deux parcelles.

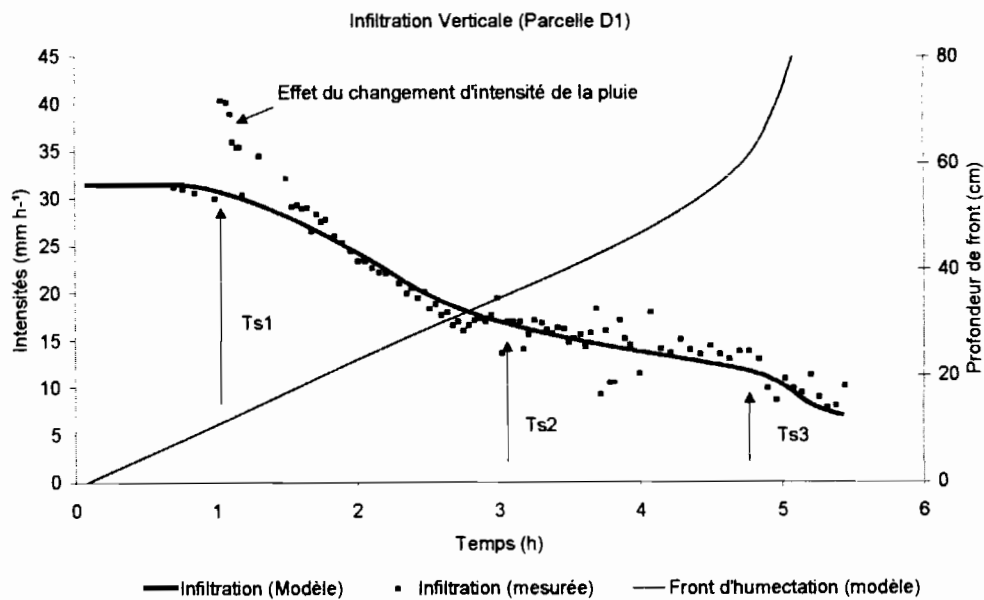


Figure 32. Simulation de l'infiltration verticale dans la parcelle D1. Ts1, Ts2 et Ts3 représentent les temps de saturation pour 10, 35 et 62 cm respectivement

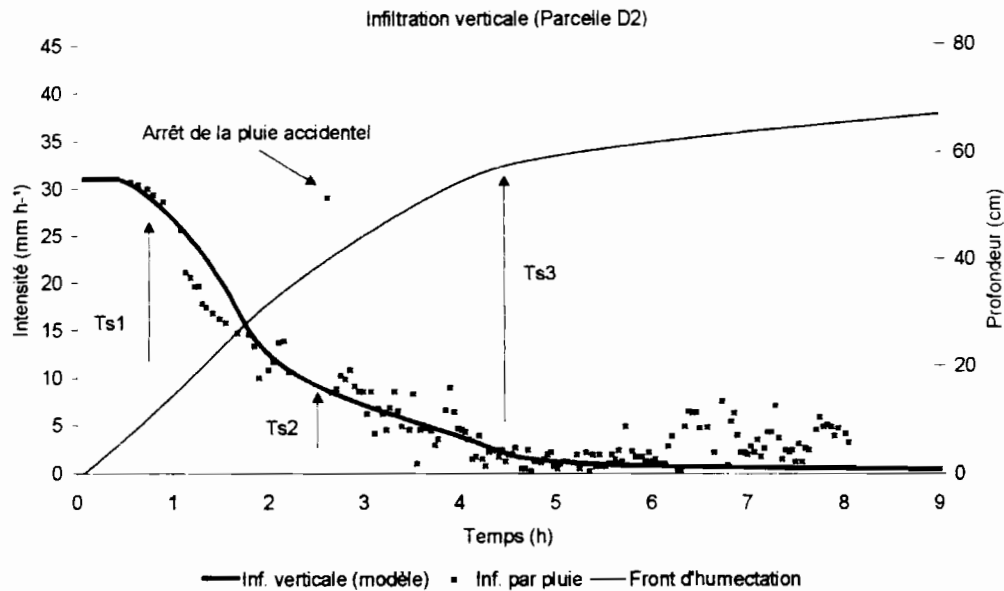


Figure 33. Simulation de l'infiltration verticale dans la parcelle D2. Ts1, Ts2 et Ts3 représentent les temps de saturation pour 18, 40 et 68 cm respectivement.

Du fait que dans les horizons profonds les teneurs initiales et maximales sont très proches, la vitesse de descente du front d'humectation est très dépendante des valeurs de K . Du fait de la saturation préexistante de ces horizons le modèle atteint sa limite.

Le nuage de points, à la fin de la pluie dans la parcelle D2 n'est pas représentatif (Fig. 33) et n'a pas été considéré par l'ajustement

b Valeurs des K estimés

Les valeurs de K ajustées sont celles exposées dans la figure 34. Les valeurs de K obtenues pour D1 sont comprises entre les valeurs mesurées par ID, pour tous les horizons. Les deux dernières valeurs de K pris pour l'ajustement dans D1, à 65 et 82 cm, sont des valeurs que dépassent légèrement les valeurs maximales des K testés au terrain (Fig. 33).

Pour la parcelle D2 le valeur de K dans le premier horizon est comprise entre les valeurs maximale et minimale de K par ID; pour le deuxième horizon (25 -30 cm), la valeur de K a été supérieur à celle maximale estimée par ID; la valeur de K pour l'ajustement a 55 cm a été

la plus proche à la valeur calculée par ID. La valeur de K pris à 90 cm correspond à la valeur mesurée dans la parcelle D1.

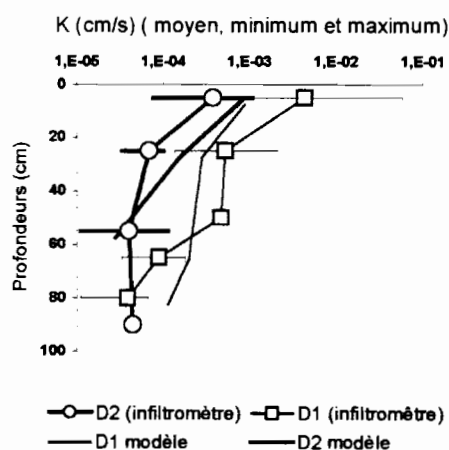


Figure 34. Rapport des valeurs des K testés par ID en terrain et ceux introduit dans l'ajustement.

Dans le tableau 9, sont exposés les paramètres de l'ajustement:

Tableau 9. Paramètres du meilleur ajustement aux points expérimentaux

	Profondeur (cm)	K mm h ⁻¹	Hv ₁	Hv ₂ %	Stock
Parcelle D1					
	7,5	31,5	18	45	27
	27,5	10,0	27	45	18
	65,7	7,0	43	45	2
	82,5	4,0	39	40	1
Parcelle D2					
	5,0	31	33	54	21
	27,5	5,5	36	45	9
	57,5	0,1	39	43	4
	90,0	1 10 ⁻⁵	42	43	1

K = conductivité hydraulique, Hv₁ = humidité volumique avant la pluie, Hv₂ = humidité volumique après la pluie

Les valeurs d'humidité volumique prises en compte pour la parcelle D1, correspondent aux mesures faites pour TDR au moment de la simulation de pluie. Les valeurs pour la parcelle D2, les valeurs correspondent aux mesures faites par gravimétrie (cylindres), car la mesure par TDR a été interrompue par l'excès de salinité.

b Infiltration latérale

Du fait qu'un doute peut-être émis sur le fonctionnement des drains, et que un des cotés de la parcelle n'est pas arrosée par la pluie; il est possible que "l'eau des drains" soit en partie le produit de flux latéraux issus du monolithe considéré. Nous avons tenté l'estimation du flux latéral selon les mêmes hypothèses que pour le flux vertical, mais en utilisant une loi de composition arithmétique des perméabilités (Fig. 35) en fonction de la profondeur.

Nous avons supposé que le K latéral est de la même magnitude que le flux vertical, cependant ce flux démarre à une profondeur de 12 cm (hauteur de la lame métallique de la parcelle enfouie dans le sol). L'équation qui décrit la K_{moyen} pour les flux latéraux est :

$$K_{moyen} \sum e_i = \sum e_i K_i$$

où,

e_i est l'épaisseur de la couche par où travers le flux représente par K

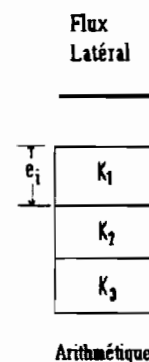


Figure 35. Loi des compositions arithmétique pour estimer K_{moyen}

Les courbes résultantes sont exposées dans les figures 36 et 37. Le temps que le front d'humectation atteigne la base de la bordure enterrée de la parcelle dans le premier horizon (12 cm) indique le moment de démarrage du flux latéral. On peut constater que ce temps est plus court pour la parcelle D2 (40 mn) que pour la parcelle D1 (70 mn), fait qui peut être expliqué pour la présence d'une tranche superficielle labourée sur la parcelle D2 (10 cm).

Une fois que le profil est saturé, on peut constater que la courbe de drainage est constante, ce qui explique que même si au niveau des observations de surface l'infiltration continue, il s'agit exclusivement du drainage.

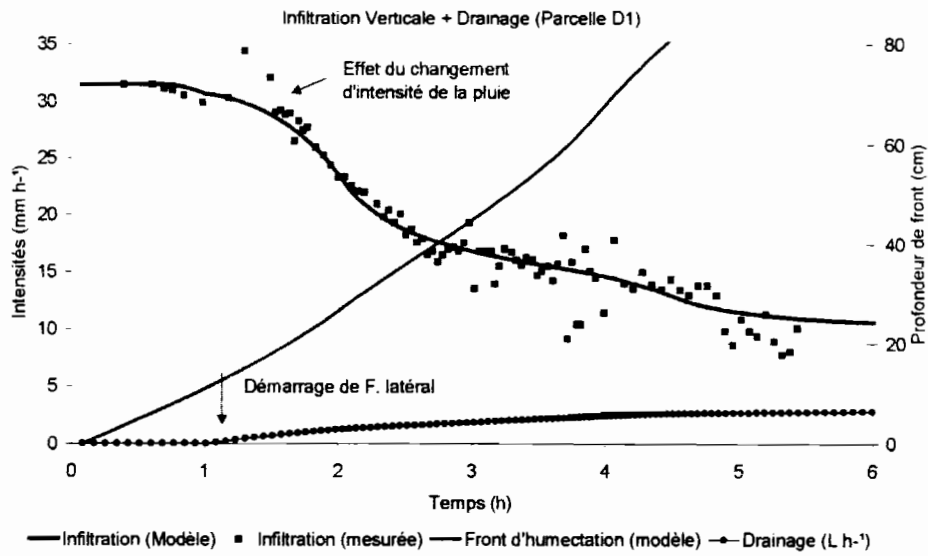


Figure 36. Infiltrations verticales et latérales simulées pour la parcelle D1.

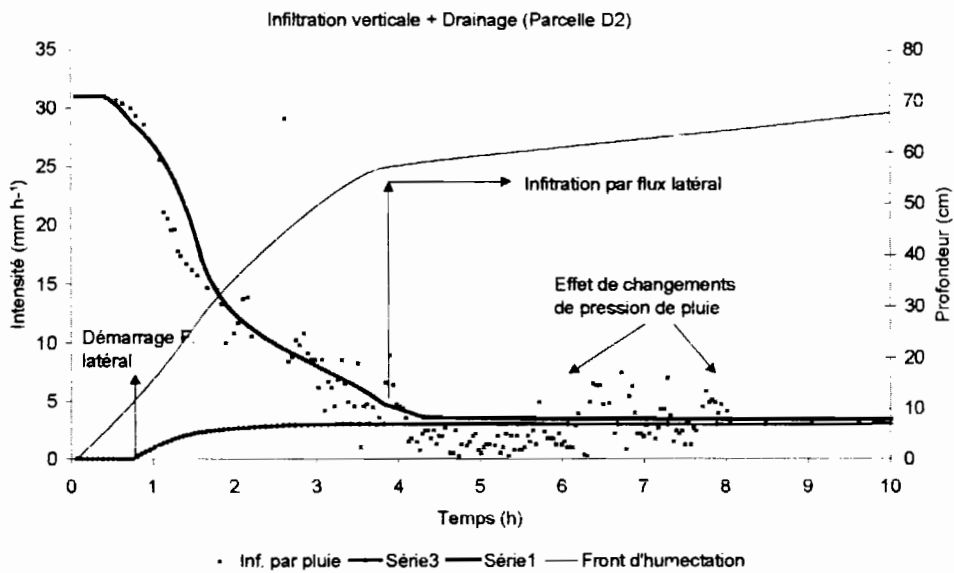


Figure 37. Infiltrations verticales et latérales simulées pour la parcelle D2.

c Résultats sur simulation de l'infiltration avec flux latéral

Les paramètres du meilleur ajustement des courbes d'infiltration verticale et latérale sont exposées dans le tableau suivant:

Tableau 10. Paramètres du meilleur ajustement aux points expérimentaux

	Profondeur (cm)	K mm h ⁻¹	Hv ₁	Hv ₂ %	Stock
Parcelle D1					
	7,5	31,5	18	45	27
	27,5	8,8	35	45	10
	65,7	5,0	42	45	3
	82,5	1,8	37	40	3
Parcelle D2					
	5,0	31	34	54	20
	27,5	5	38	45	7
	57,5	0.001	40	43	3
	90,0	1,00	42,5	43	0,5

K = conductivité hydraulique, Hv₁ = humidité volumique avant la pluie, Hv₂ = humidité volumique après la pluie

Pour la parcelle D1 la valeur du K d'entrée a changé de 10 à 8,80 mm h⁻¹, au niveau de deuxième horizon, alors que pour la parcelle D2, K n'a pas beaucoup varié (de 5,5 à 5). Pour les 2 derniers horizons de la parcelle D1, la valeur de K a également baissé (de 7 à 5 mm h⁻¹ et de 4 à 1,8 mm h⁻¹, respectivement). Par contre pour la parcelle D2, on a augmenté la valeur de K du troisième horizon, mais l'ajustement n'est pas possible à la fin de la pluie du fait des variations de la pluie.

Les valeurs maximales d'humidité sont respectées, tandis que les valeurs d'humidité minimales ont changé dans le deuxième horizon de la parcelle D1 (de 27 à 35% d'humidité), en fait, cette dernière valeur correspond à la valeur par TDR alors que la première a été prise à partir de la moyenne d'humidité mesurée par gravimétrie.

IV.A.3. Conclusions sur l'ajustement

L'ajustement des courbes d'infiltration avec les observations par simulation de pluie permet de conforter les hypothèses suivantes:

- A) les perméabilités sont décroissantes avec la profondeur et leurs valeurs sont cohérentes entre les deux systèmes de mesure (Fig. page 70).
- B) les temps mis par les drains pour couler (3h) semblent indiquer qu'ils n'ont pas fonctionné et que l'eau recueillie est le fruit d'écoulements latéraux vers la ravine (peut être guidés par les tubes de prélèvement).
- C). Si dans la parcelle D2 l'infiltration résiduelle en fin de la pluie peut être expliquée par le drainage latéral, dans la parcelle D1 cela n'est pas le cas. En effet une intensité d'environ 7 mm.h^{-1} échappe à cette explication. L'infiltration résiduelle est donc probablement le fait de circulations préférentielles qui ont échappé à notre système de mesure.

V.B Simulation du lessivage

En respectant les mêmes principes et hypothèses données pour la simulation de l'infiltration (Chapitre V, A), nous avons fait une estimation des ions lessivés par horizon pour chacun des ions mesurés dans les flux des deux parcelles. Cette simulation utilise les résultats de l'ajustement des paramètres hydrodynamiques dans le cas du flux vertical exclusif.

V.B.1 Hypothèses de construction de l'estimation.

Nous considérons les hypothèses suivantes :

- Les teneurs observées dans les drains sont représentatives des teneurs de l'eau circulante dans le sol à la hauteur de l'implantation des drains. Du fait que ces teneurs varient peu pendant l'expérimentation (Chap. IV §B4), les concentrations moyennes reportées dans le tableau 6 (p.62) sont utilisées pour cette estimation.
- On considère les différences de teneurs moyennes entre chaque profondeur comme représentatives des gains ou des pertes en ion subit par l'intervalle de sol à chaque litre de solution qui traverse l'horizon considéré.
- Trois intervalles sont pris en compte:
 1. Le lessivage de l'horizon superficiel (0-5 cm) est calculé sur la base des différences entre les teneurs moyennes de la pluie et du ruissellement (on considère que l'augmentation des concentrations est due au contact de ces horizons).
 2. Le lessivage de l'horizon intermédiaire est calculé sur la base des différences entre teneurs du ruissellement et de l'eau des drains les plus superficiels.
 3. Le lessivage du dernier horizon considéré est calculé sur les différences de teneurs entre les drains superficiels et les drains productifs les plus profonds.
- Chaque différence de teneurs est multipliée par le volume d'eau cumulée de lessivage à la profondeur et au temps considérés (valeurs calculées lors de l'ajustement des paramètres

hydrodynamiques à la courbe d'infiltration), on obtient pour les anions les courbes de la figure 38.

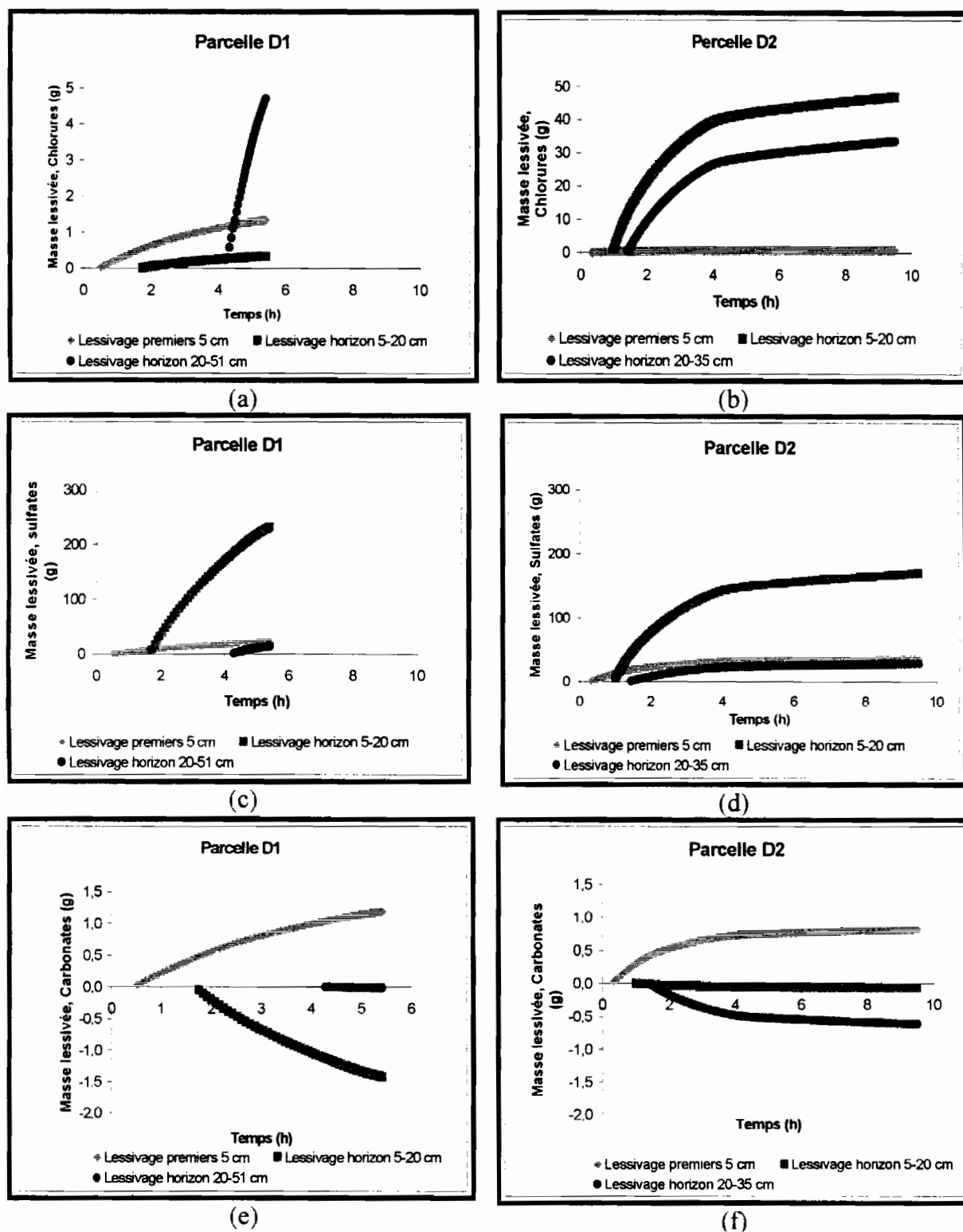


Figure 38. Courbes de simulation de lessivage pour les deux parcelles (SO_4^{2+} , HCO_3^- et Cl^-).

V.B.2 Présentation des résultats.

La figure 38 présente les résultats du lessivage dans le temps pour les trois anions pris en compte. La "forme" des courbes, issue de la modélisation de l'avancement du front d'humectation est similaire pour chaque ion. Les différences de teneurs jouent sur les échelles et les signes des courbes de lessivage. Les résultats globaux sont évidemment en conformité avec les résultats du chapitre IV. Cependant deux aspects sont plus intéressants à commenter, l'aspect cinétique du lessivage et l'estimation globale du lessivage due à l'ensemble du protocole

a) Cinétique du lessivage

.a.1 Chlorures

Un facteur 10 est présent entre le lessivage cumulé des parcelles D1 et D2. Un lessivage appréciable de l'horizon profond (20-51 cm) commence après de 4 h de pluie en D1 alors que le lessivage de l'horizon (20-35 cm) en D2 commence avant 2h de pluie. Les événements "courts" favorisent le lessivage des chlorures en D2.

.a.2 Sulfates

Les taux de lessivage simulés pour les sulfates dans les deux parcelles sont du même ordre de grandeur. L'horizon 5-20 cm dans les deux parcelles est l'horizon de lessivage préférentiel, cependant le lessivage de la parcelle D2 débute plus rapidement qu'en D1. Les 100g d'ions sulfates lessivés sont atteints en 2h34 pour la parcelle D2 et environ 2h52 pour D1. La tendance s'inverse par la suite, les 150 g de lessivage sont atteints en 3h32 pour la parcelle D1 et 4h51 pour D2. Les événements "courts" favorisent le lessivage en D2 mais la différence est beaucoup moins nette que pour les ions chlorures.

.a.3 Carbonates

L'évolution du lessivage des ions carbonates est biaisée du fait que la solution est en équilibre avec le CO₂ biogénique du sol et les ions bicarbonates susceptibles de précipiter en même temps sous forme de calcite. Les valeurs données par le calcul ne sont donc pas significatives et sont indiquées pour l'exemple.

b) Lessivage cumulé

Les résultats de lessivage par espèce de soluté sont dans le tableau 11. Nous pouvons constater que les sulfates ont été les solutés les plus lessivés. Nous pouvons remarquer que entre les deux parcelles, le sol de D1 a été le plus lessive en sulfates, surtout dans le deuxième horizon (232 g de SO₄²⁺ entre 5 et 20 cm). Cependant le lessivage des sulfates dans la parcelle D2 est aussi fort au niveau de la deuxième couche (179 g de SO₄²⁺).

Les lessivages des chlorures ont été plus importants dans la parcelle D2 surtout au niveau du deuxième et du troisième horizons (47 et 33 g, respectivement). Dans la parcelle D1, la valeur maximale de lessivage en chlorures a été calculée pour le troisième horizon (4,7 g (20-51 cm)). La masse lixiviée de chlorures pour l'horizon de surface dans les deux parcelles, a des valeurs très faibles (1.3 et 0.81 g, D1 et D2 respectivement).

Si l'on compare, les valeurs obtenues par le calcul basé sur la teneur des drains et celui effectué sur la base des lixiviats de sols au 1/5 (avant-après) (Tableau 6), on s'aperçoit que les ordres de grandeurs ne correspondent pas. On calcule les teneurs des solutions nécessaires pour expliquer les masses lessivées obtenues par le bilan (avant après) (Tableau 12), par la formule suivante :

$$C_{ex}^h = \frac{\Delta C_s^h}{Vol^h} \quad (\text{éq.35})$$

où

C_{ex}^h est la concentration explicative au bas de l'horizon h.

ΔC_s^h est le bilan établi pour l'horizon h par les lixiviats de sols (avant après) au 1/5.

Vol^h est le volume d'eau ayant traversé l'horizon h.

Les teneurs obtenues pour les deux parcelles, dans les horizons les plus profonds, sont de l'ordre de 20g.L^{-1} ce qui est environ 10 fois supérieurs aux valeurs mesurées dans les drains. Cette constatation nous oblige à remettre en question la première hypothèse concernant l'identité entre les solutions circulantes et les teneurs des drains. L'eau recueillie dans les drains serait issue de circulations préférentielles moins concentrées en chlorures que les solutions qui circulent réellement dans la masse du sol.

V.B.3 Conclusion sur la simulation du lessivage

Les simulations basées sur les teneurs des drains illustrent bien l'influence du comportement hydrodynamique des parcelles, mais de sérieux doutes peuvent être émis sur les résultats concernant les chlorures. Concernant le lessivage des sulfates, du fait des barrières géochimiques constituées par la saturation en gypse, en calcite et la pression de CO_2 équilibrante des solutions, il est très probable que les teneurs en ions sulfate des drains soient du même ordre de grandeur que celles des solutions. En définitive, si le bilan par lixiviats (avant après) est non adapté pour les sulfates, le calcul basé sur les teneurs des drains doit respecter les ordres de grandeurs (environ 200 g.m^{-2} de sulfates sont lessivés de l'horizon 5-20 cm au cours de l'événement). La situation inverse se produit pour les ions chlorures car le bilan basé sur les teneurs des drains, n'est pas réaliste, en face du bilan basé sur les lixiviats au 1/5 (avec un ordre de grandeur de lessivage de l'horizon 0-20 cm de moins de 100g.m^{-2} de chlorures pour les deux parcelles et de l'ordre de 400g.m^{-2} pour l'horizon 20-45).

Ces valeurs sont à relativiser puisque nous avons appliqué en une seule fois une lame de pluie correspondante à la lame d'eau moyenne annuelle sans prendre en compte l'effet de la remontée par capillarité du fait de l'évaporation.

Tableau 11. Masses ioniques lessivées à partir de la simulation de lessivage, pour les deux parcelles.

Prof. Cm	H ₂ O L	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺
		G						
Parcelle D1								
5	96,32	1,19	21,04	1,34	7,83	1,16	0,18	0,04
20	59,06	-1,42	232,67	0,34	66,42	11,03	13,93	0,09
51	12,90	-0,02	13,78	4,70	-2,19	-0,54	13,14	0,05
Parcelle D2								
5	58,98	0,82	36,01	0,81	13,41	1,38	0,11	-0,03
20	38,23	-0,06	169,82	47,06	35,43	10,15	51,84	0,15
35	28,79	-0,61	28,30	33,70	2,63	-2,28	36,45	0,03

Tableau 12: Comparaison des teneurs g.L⁻¹ en chlorures explicatives du bilan de lessivage à l'aide des lixiviats au 1/5 des sols (masse ionique divisée par la quantité d'eau ayant traversé l'horizon) avec les teneurs moyennes observées dans les drains.

Teneurs en Cl ⁻ g.L ⁻¹	D1		D2	
	Explicatives du bilan (avant après)	Observées dans les drains	Explicatives du bilan (avant après)	Observées dans les drains
0-20	0,4	0,04	2,1	1,3
20-35	18,9	0,4	20,7	2,4

VI. CONCLUSIONS GENERALES

IV.A Synthèse des résultats

Nous avons soumis deux monolithes de sols à proximité immédiate d'un front d'érosion de tête de ravine à un protocole de pluie soutenue de plus de 5h. L'une des parcelles (D1) présentait des indices visibles de phénomènes de dissolutions en profondeur (en dessous de 65 cm, présence de fentes et de tunnels de suffosion) alors que la deuxième n'en présentait pas. Les descriptions pédologiques, ont confirmé des différences d'homogénéité dans les structures des horizons, alors que les analyses minéralogiques, reflètent une parenté commune des sols (avec des spectres de Rx globalement similaires). Les teneurs en gypse y sont similaires de l'ordre de 16-22 %. La texture des profils est homogène (20-25% d'argiles) si l'on excepte un horizon plus sableux sur un des cotés de la parcelle D1. Si les deux parcelles montrent des salinités croissantes avec la profondeur, D2 à une salinité globalement supérieure. Les capacités de retraits des sols des deux parcelles montrent quelques différences. En D1 à 40 cm de profondeur existe une zone de discontinuité horizontale des capacités maximales de retraits beaucoup plus importante qu'en D2. A 20 cm de la surface, à environ 1m du front d'érosion les monolithes montrent des discontinuités horizontales et latérales dans les deux cas.

Les courbes d'intensités d'infiltration, les humidités par TDR et gravimétrie, les mesures à l'infiltromètre à disque, ont constitué un ensemble cohérent qui nous a permis de mettre en évidence des comportements différenciés d'un point de vue de l'hydrodynamique interne des parcelles (essentiellement influencées par la diminution en profondeur des perméabilités des horizons). Après 4h de pluie, La parcelle D1 montre une capacité d'infiltration supérieure à $10\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$, alors que la parcelle D2 montre dans le même temps une infiltration inférieure à quelques $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$. Les temps de réponse des drains nous induisent à considérer que l'eau recueillie est plutôt due au transfert latéral sur le coté de la parcelle, qui n'était pas arrosé. La parcelle D1 a clairement montré des suintements localisés. (sur le coté hors du dispositif des

drains). L'hydrodynamique et les indices chimiques montrent que les horizons ont subi un lessivage au moins jusqu'à 60 cm pour la parcelle D1 et 40 cm pour la parcelle D2. L'évolution spatiale des caractéristiques chimiques de l'eau des drains nous décrit un cheminement géochimique à saturation vis à vis du gypse, de la calcite et de la dolomite, à teneur d'ion calcium constante avec une tendance des eaux de drainage les plus profondes à une salinité plus élevée qui induit un changement de faciès de sulfaté calcique à sulfaté-sodique. Un facteur deux sépare les salinités des eaux de drainage des deux parcelles. Nos estimations des quantités lessivées montrent que les différences hydrodynamiques entre les deux parcelles ont tendance à amortir cette différence, entre 206 et à 254g.m⁻² de sulfates lessivés pour l'horizon (0-20 cm) et entre 600 à 800g.m⁻² de chlorures pour la tranche (0-72 cm).

IV.B Formation des tunnels de suffosion

En opposant :

- la parcelle D2 qui présente un comportement hydrodynamique "clos" en profondeur (au profit de très faibles circulations latérales vers la ravine) où la reprise évaporatoire doit concerner une fraction importante de l'infiltration;
- à la parcelle D1 où sous l'influence des circulations préférentielles latérales ou verticales l'eau circule plus facilement vers la profondeur, et donc échappe à la reprise évaporatoire,
- au fonctionnement supposé (et non étudié) d'un monolithe de sol directement connecté à un "tunnel" important dès la surface où des solutions très peu concentrées circuleraient en profondeur sans contact prolongé avec les horizons de surface, nous situons la parcelle D1 dans un état de transition, par rapport aux schémas classiques de formation des tunnels de suffosion (Fig. 39).

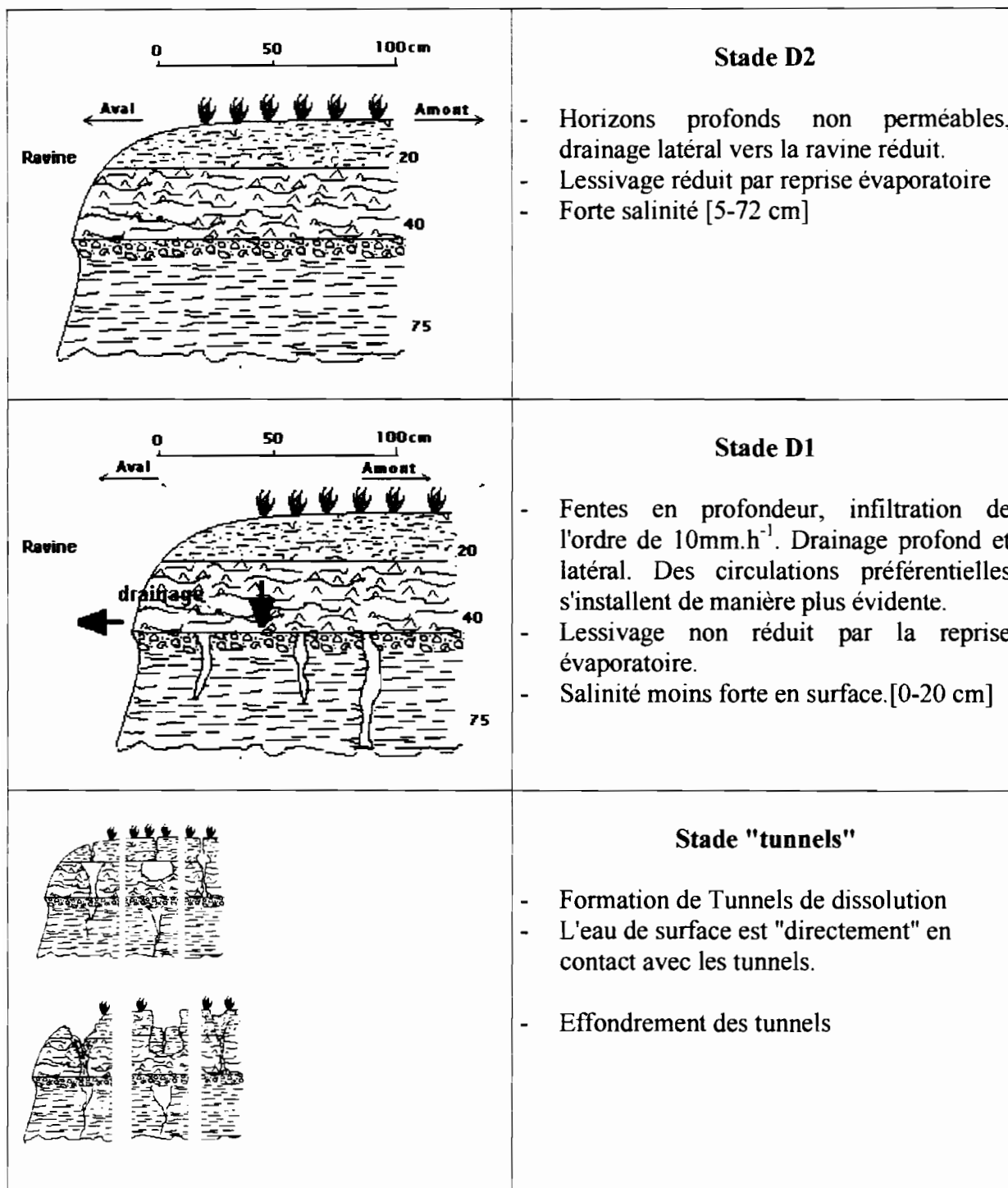


Figure 39. Genèse hypothétique de "tunnels" de dissolution.

Notre mode de prélèvement des eaux de drainage, bien que "paradoxal" dans l'établissement du bilan, nous donne une indication sur la qualité des eaux des circulations préférentielles, essentiellement "gravitaires" qui doivent atteindre les cavités plus profondes

dans le cas de D1. Ces solutions ont des potentialités de dissolution de gypse encore élevées mais dépendantes des salinités résiduelles et des pressions de CO₂.

La formation des tunnels se produit certainement à la faveur de circulations préférentielles selon des discontinuités qu'elles soient de retraits en profondeur ou de texture dans la zone de transmission (0-50 cm). Il apparaît que ces deux types de discontinuités sont influencées par la proximité du talweg et la pente générale.

En prenant en compte le phénomène de retrait, l'effet de dissolution du gypse et des chlorures, et le comportement hydrodynamique interne de sol, nous proposons le diagramme de genèse des cavités de dissolution et d'érosion des fronts de ravines (Fig. 39).

Dans un premier temps nous supposons que la ravine ne présente pas tunnels de dissolution ni de fentes de retraits importantes (ravine supérieure de dessin). Lors d'une période de sécheresse prolongée, des fentes de retrait par la contraction des couches en profondeur apparaissent : l'infiltration et le drainage sont renforcés. La dissolution de gypse, une forte désagrégation et floculation des argiles provoquent la formation de cavités de dissolution, à ce stade les horizons de surface sont peu affectés. Le renforcement de la dissolution, et des phénomènes de retraits en surface conduit à la possibilité d'une infiltration directe et rapide qui démultiplie le phénomène de cavitation. Lors des phénomènes de dissolution et rétraction, le sol de surface peut s'effondrer dans une cavité de dissolution et provoquer une dépression. D'autres phénomènes de subsidence sont possibles sous l'action du retrait et dissolution du deuxième horizon (30-50 cm) : l'horizon de surface tombe dans le deuxième et l'effet de gonflement du deuxième horizon provoque une subsidence ou bien, un remplissage de fente de retrait ou de la cavité de dissolution par l'horizon supérieur sans effondrement de l'horizon de surface.

IV.C Erosion chimique et érosion physique.

Nos conclusions sont que, dans le cas étudié, l'érosion chimique vient renforcer l'érosion physique qui se traduit par le front d'érosion de la ravine. En effet, les phénomènes de retraits, de variation de textures, les possibilités de drainages latéraux sont intimement liées à l'existence de la ravine. Il semble qu'il ne peut pas exister de tunnels non-raccordé à un point bas, ce qu'offre l'entaille créée par la ravine. Par contre, il est certain que l'existence de tunnels est à même de guider l'érosion physique dans l'avancement du front d'érosion. Il est hasardeux de se livrer à une extrapolation à l'échelle du bassin versant, mais l'importance des flux en matière dissoute dans "les circulations préférentielles" en provenance des premiers 50 cm du sol dans les zones entourant le système de tunnels n'est certainement pas négligeable dans le bilan global.

IV.D Perspectives méthodologiques

Du point de vue de l'hydrodynamique interne des parcelles, il a été assez facile d'obtenir un jeu de données cohérent où infiltromètre, simulation de pluie, et mesures d'humidités se complètent de manière élégante si l'on excepte le non-fonctionnement des TDR du à la salinité du milieu. Cependant, le manque de données sur les caractéristiques de rétention des sols, nous a interdit l'emploi de modèles de simulation classique tel que LEACH (Huston and Wagenet, 1992). Les conditions de saturation du profil et l'état relativement humide du profil initial nous a permis de négliger l'effet de rétention. Une autre des limitations de cette étude est due à la méthode qui consiste à expérimenter dans un milieu non perturbé ce qui nous a conduit à effectuer la description analytique (destructrice) fine du monolithe considéré **après** l'événement pluvieux nous avons donc manqué de données initiales au profit des données de l'état final.

Les drains, se sont révélés peu opérationnels et les tentatives d'emploi de bougies dépressurisées n'ont pas non plus donné satisfaction. La solution "circulante" dans le sol n'a pas été réellement accessible comme le montre les difficultés à faire coïncider les bilans basés sur les sols et ceux basés sur les teneurs des drains. L'usage de plaques collectrices aurait été peut être plus adapté (avec des inconvénients probables)

Du fait du manque de temps, nous n'avons pu étudier le fonctionnement des tunnels établis ce qui aurait nécessité une autre méthodologie.

Les perspectives d'enrichissement de l'information de terrain consistent certainement en l'emploi de traceurs colorés, chimiques ou isotopiques pour que l'information finale soit plus riche. L'étude en laboratoire de l'effet de la salinité sur les caractéristiques physiques des argiles serait sans doute riche d'enseignements.

VII REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Afnaf, 1987. Association française de normalisation. Qualité des sols : détermination de la conductivité électrique d'un extrait aqueux de terre. 76 -85.
- Albergel J., N. Rejeb, 1997. Les Lacs Collinaires en Tunisie : Enjeux, Contraintes et Perspectives. *C.R. Acad. Agric. Fr.*, 1997, 83, n°2, pp. 77-88. *Séance du mars 1997*.
- Albergel J., J.N. Guiguen, V. Pepin, M. Younes, S. Selmi, Z. Jenhaoui, M. Boufaroua, S. Ghedoui, J. Faleh, A. Dababria, M.B. Youssef. 1997. *Annuaire Hydrologique des Lacs Collinaires. 1996-1997. MA et DCES, IRD (Tunisie)*. 200 pages.
- Bahri A., 1982. Utilisation des eaux et des sols sales dans la plaine de Kairoan (Tunisie). Thèse du diplôme de Docteur-ingenieur. *Institut National Polytechnique de Toulouse*. 156 pages.
- Cassenave A., C. Valentin. 1989. Les Etats de Surface de la Zone Sahélienne. Influence sur l'infiltration. *Editions de l'Orstom. Collection Didactique*, Paris. Pages 23-35.
- Cassenave A., P. Chevalier, N. Guigen, J.M. Simon. 1982, Simulation de Pluie sur Bassins Versants représentatifs. *Cahiers O.R.S.T.O.M. Série Hydrologie*. Vol. XIX no ; 4-1982.
- Castany G., 1951. Etude géologique de l'Atlas tunisien oriental. Thèse d'Etat, Besançon, 632 p.
- Collinet J., 1999. Rapport de mission au Bassin Versant de Fidh Ali pour choisir les sites d'étude dans la zone de têtes de ravines. *IRD (Tunisie)*. 30 pages
- Collinet J., P. Zante. 1999^a. Carte Pédologique de Bassin Versant Fidh Ali (1/20000). *Centre de Recherche de l'IRD (Tunisie)*. 15 pages.
- Collinet J., P. Zante. 1999^b. Rapport de campagne de simulation de pluie à Fidh Ali. Zone des têtes de ravine. *IRD (Tunisie)*. 30 pages.
- De Marsily G., 1981. Hydrogéologie quantitative. Masson, Paris. 43-73.

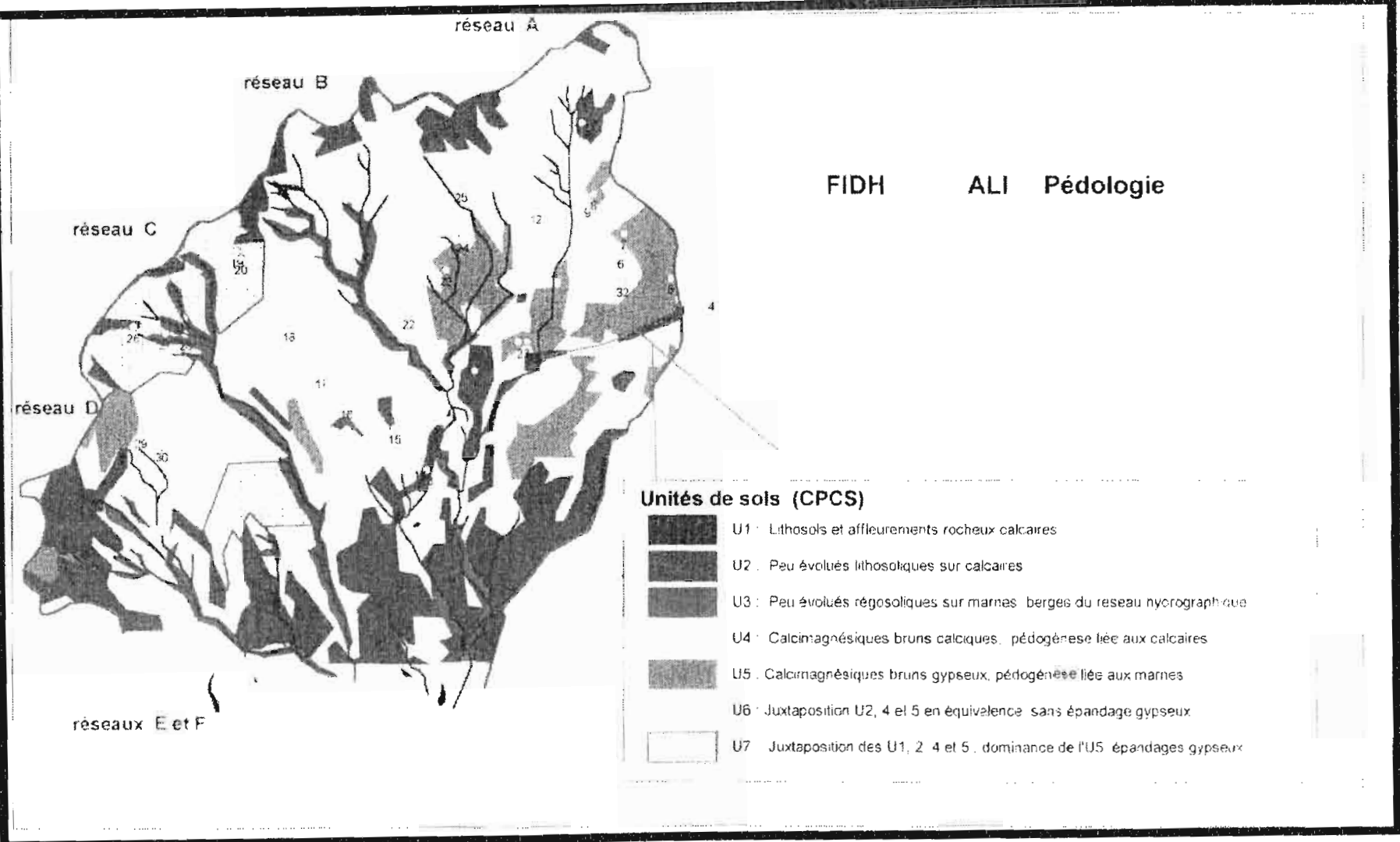
- Genuchten V., M. Th 1980. A Closed-Form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44:892-898.
- Gutiérrez Elorza M., F. Gutiérrez Santolalla, 1998. Geomorphology of the Tertiary Gypsum formations in the Ebro Depression (Spain). *Geoderma* 87 (1998) 1-29.
- Haverkamp R. P.J. Ross, K.R.J. Smetten and J.Y. Parlange. 1994. Three - Dimensional Analysis of Infiltration from the Disc Infiltrometer 2. Physically - Based Infiltration equation. *Water Resour. Res* 30 : 2931 - 2935.
- Herrero I., J. 1991. Morfología y génesis de suelos sobre yesos. Monografías, Ministerio de Agricultura Pesca y Alimentación. Madrid, pags. 42-45.
- Hillel, D. 1988. L'Eau et le Sol, Principes et Processus Physiques. *Collection PEDASUP 5, Academia*. Deuxième ed., 87 - 196.
- Hutson J.L. and R.J.Wagenet, 1992. LEACHEM : Leaching Estimation and Chemistry Model. A process-based model of water and solute movement, transformations, plant uptake, and chemical reactions in the unsaturated zone. Version 3. N-Y State College of Agr. And Life Sci. Cornell Univ. Itaca.
- Jauzein A., 1967. Contribution à l'étude géologique des confins de la dorsale tunisienne (Tunisie septentrionale); *Annales Mines et géologie*, Tunis, 22, 475 p.
- Lafforgué A. et A. Casenave, 1977. Inventaire et examen des processus élémentaires de ruissellement et d'infiltration sur parcelles. *Cah. Orstom, Ser. Hydrol.*, XIV, 4, pp. 234-299.
- Lietze M.H., R.W. Stouton. 1962. The Calculation of Activity Coefficients from Osmotic Coefficients Data. *J. Phys. Chem.*, 6, p 503 - 509.
- Lozet J., C. Mathieu. 1990. Dictionnaire de Science du Sol. *Lavoisier, Tec Doc*. 384 pages.
- Michel J.P., R.W. Fairbridge, 1998. Dictionnaire des Sciences de la Terre. Français - Anglais. *France*. Pages (300).

- Montoroi, J.P. 1996. Conductivité électrique de la solution du sol et d'extraits aqueux de sol. *Etude et Gestion des Sols*, 4, 4, pages: 279-298.
- Porta, J. 1998. Methodologies for the analysis and characterisation of gypsum in soils: A review. *Geoderma*, 87 (1998): 31-46.
- Rahaingomanana N., 1998. Caractérisation géochimique des lacs collinaires de la Tunisie semi-aride et régulation géochimique du phosphore. *Thèse Doctorat Univ., multigr., Montpellier*, 308 p.
- Reyes V.M., 1998. Dinamica de sales con simulación de lluvia en suelos salinos del norte árido de México. Tesis de Maestría, Colegio de Postgraduados, Mont. Méx. 121 p.
- Truesdell A.H. et Jones B.F., 1974. - Wateq a computer program for calculating chemical equilibrium of natural waters. *Jour. Research U.S. Survey*, 2 : 233-248.
- Vauclin M., 1994. Modélisation du transport de solutés dans la zone non saturée du sol. *Revue des Sciences de l'Eau* Vol 7/1 (81-102).
- Yoro G., G. Godo. 1990. Les méthodes de mesures de la densité apparente. *Cah. ORSTOM. Série Pédol., vol XXV, no. 4: 423 - 429.*
- Zhang R., 1997. Determination of Soil Sorptivity and Hydraulic Conductivity from the Disk Infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61: 1024-1030(1997).

ANNEXES

- I Carte Pédologique du Bassin Versant de Fidh Ali.
- II Méthodes des analyses pour les eaux et les sols.
- III Résultats des analyses des extraits.
- IV Valeurs des K estimés par infiltrométrie à disque (ID).
- V Densité apparente et humidité volumique des sols
(méthode gravimétrique)
- VI Humidité volumique (TDR, D1)
- VII Description des profils pédologiques

Carte pédologique du bassin Versant de Fidh Ali (Tunisie) (d'après Collinet et Zante, 1999)



ANNEXE II

METHODES DES ANALYSES CHIMIQUES ET PHYSIQUES DES SOLS ET DES EAUX

<p><i>Terrain</i> <i>(Physiques)</i></p>	
Densité Apparente	Cylindre (5*5 cm) (105°C)
Humidité Massique	Boîtes en Aluminium et Cylindres de densité (55°C et 105°C)
Conductivité Hydraulique	Infiltromètre de disque (sol non saturé).
Simulation de pluie	Minisimulateur de pluies (Deltalab - IRD), méthode adapté
Réseau de drainage	Système de tubes en PVC (Tarière horizontal)
Profils hydriques	Gravimétrie et Sonde TDR
<p><i>Terrain</i> <i>Chimiques</i></p>	
SO ₄ ²⁻	Spectrophotometer Hach DR/2010 Gamme 450 nm
Cl ⁻ , HCO ₃ ⁻ , Ca ²⁺ , Mg ²⁺	Titration automatique, Digital Titrator (16900)
CE	Electrode/
PH	Electrode/ (WTW)/Bioblock Scientific
<p><i>Laboratoire</i></p>	
Cl ⁻ , HCO ₃ ⁻ , Ca ²⁺ , Mg ²⁺ ,	Chromatographie ionique, Colonne Dionex AS14-4 mm
	Chlorures: Nitrate Mercurique, Méthode Silver.
	Sulfates: Méthode SulferVer 4 - Méthode USEPA.
	Durité totale: Titration séquentielle.
Na ⁺ , K ⁺	Spectrométrie Atomique
Extraits	Pâte de saturation (20 h de contact); 1:5, 1:10, 1:20 (sol/eau)
Granulométrie	Méthode Robinson, par Sedigraphie
Retrait	Rétractomètre Lasser multipostes (version IRD)
Densité réelle	Pycnomètre
Minéralogie	Réfraction de rayonnement X.

ANNEXE III						
Extraits de sol						
PARCELLE D1			PARCELLE 2			
Profondeur	Extrait	CE		Profondeur	Extrait	CE
0 - 20 cm	gm sol/mL eau	μ S/cm		0-10 cm	gm sol/mL eau	μ S/cm
PS	0,68	2310		PS	0,54	2510
1:1	1	2406,5		1:1	1	2455
1:5	5	2088		1:5	5	2235
1:10	10	2063		1:10	10	2100
1:20	20	1972,5		1:20	20	1550
20 - 45 cm				10-30		
PS	0,5	3490		PS	0,68	5880
1:1	1	3155		1:1	1	4890
1:5	5	2480		1:5	5	3065
1:10	10	2320		1:10	10	2575
1:20	20	1876		1:20	20	2150
45 - 60 cm				30-60		
PS	0,39	4540		PS	0,85	9630
1:1	1	4205		1:1	1	8165
1:5	5	2585		1:5	5	4425
1:10	10	2460		1:10	10	3400
1:20	20	2093,5		1:20	20	2295
60 - 100 cm				60-80		
PS	0,66	9400		PS	0,82	8200
1:1	1	5415		1:1	1	9890
1:5	5	3250		1:5	5	4795,5
1:10	10	3105		1:10	10	3420
1:20	20	2100		1:20	20	1936

ANNEXE V

Distribution de la densité apparente et la humidité volumique

Parcelle 1

X	Y	Profondeur Z	Humidité massique gravimétrie	Da 105°C	Hv
cm	cm	cm	%	g/cm ³	%
Surface					
30	90	5	25,339	1,241	31,444
70	90	5	30,512	1,153	35,172
10	70	5	31,953	1,102	35,223
50	70	5	22,465	1,291	28,999
90	70	5	28,398	1,068	30,323
30	50	5	29,933	0,989	29,590
70	50	5	14,047	1,172	16,460
10	30	5	32,804	1,167	38,268
50	30	5	25,726	1,210	31,138
90	30	5	15,502	1,235	19,139
30	10	5	31,819	1,215	38,676
70	10	5	27,082	1,125	30,476
Horizon 2					
30	90	28	22,074	1,414	31,220
70	90	28	30,319	1,226	37,158
10	70	28	24,933	1,337	33,339
50	70	28	20,507	1,383	28,358
90	70	28	27,060	1,323	35,793
30	50	28	21,648	1,360	29,437
70	50	28	26,338	1,333	35,101
10	30	28	22,155	1,316	29,152
50	30	28	24,316	1,228	29,865
90	30	28	28,233	1,209	34,133
30	10	28	21,325	1,389	29,631
70	10	28	29,234	1,224	35,783
30	90	75	19,751	1,492	29,468
Horizon 3					
70	90	75	27,000	1,509	40,733
10	70	75	24,453	1,489	36,404
50	70	75	24,248	1,507	36,537
90	70	75	30,060	1,442	43,341
30	50	75	23,733	1,568	37,219
70	50	75	28,681	1,470	42,160
10	30	75	27,504	1,490	40,978
50	30	75	22,413	1,555	34,856
90	30	75	24,821	1,566	38,869
30	10	75	15,517	1,626	25,231
70	10	75	28,814	1,479	42,608

Eau total/sol sec (105°) = humidité massique

Humidité volumique = humidité massique * Da

Poid sec (105°) / vol cil = Densité apparent

ANNEXE V: continuation

Distribution de la densité apparente et la humidité volumique

Parcelle D2					
X	Y	Profondeur Z	Hum massique gravime	Da 105°C	Hv
cm	cm	cm	%	g/cm ³	%
surface					
10	70	8	32,909	1,072	35,284
90	30	8	30,969	1,045	32,371
90	70	8	32,591	1,052	34,276
70	10	8	31,672	1,124	35,600
30	10	8	32,773	1,138	37,311
10	30	8	32,677	1,035	33,817
70	50	8	31,908	1,001	31,933
50	70	8	26,145	1,079	28,205
30	90	8	29,766	1,106	32,921
50	30	8	32,072	1,077	34,530
70	90	8	30,959	1,258	38,961
50	30	8	53,529	0,864	46,275
Horizon 2					
30	10	25	35,781	1,279	45,765
70	10	25	35,823	1,328	47,578
70	90	25	32,710	1,308	42,781
50	30	25	33,267	1,331	44,268
90	30	25	35,073	1,288	45,175
30	90	25	31,880	1,388	44,248
10	30	25	33,657	1,363	45,888
50	70	25	26,188	1,480	38,747
70	50	25	33,732	1,260	42,496
10	70	25	31,597	1,357	42,873
90	70	25	32,015	1,303	41,722
30	50	25	31,037	1,339	41,569
Horizon 3					
10	30	55	28,951	1,382	40,020
50	30	55	30,381	1,396	42,414
90	30	55	29,806	1,401	41,772
10	90	55	28,046	1,459	40,917
50	70	55	27,814	1,448	40,275
70	90	55	28,814	1,432	41,263

ANNEXE VI

PARCELLE D1

HUMIDITE VOLUMIQUE PAR TDR

Temps min	TDR1	TDR2	TDR3
	8 cm	60 cm	90 cm
0,000	18,100	46,800	39,500
19,850	18,500	46,400	39,200
24,267	19,200	46,700	39,200
29,333	20,100	46,300	39,100
34,433	21,500	45,900	38,800
39,517	22,900	46,700	39,300
44,600	23,600	46,700	38,800
49,667	24,500	46,100	39,000
54,767	25,500	46,300	39,200
59,850	26,300	45,800	39,000
64,917	27,300	46,200	39,000
69,167	28,200	46,300	39,100
73,000	28,900	46,300	39,100
79,167	31,600	46,500	39,200
84,267	35,300	46,000	39,100
89,350	40,400	46,300	39,100
94,417	42,900	46,300	39,100
99,500	43,700	46,700	39,200
104,583	44,100	46,600	38,600
109,667	44,700	46,500	39,400
115,783	45,600	46,700	39,200
119,833	45,800	46,400	39,400
124,917	45,900	46,600	39,100
129,000	45,700	45,400	39,200
140,183	45,800	46,500	40,100
150,367	45,900	46,300	HS
160,000	46,100	HS	HS
175,000	45,700	HS	HS
192,000	45,700	HS	HS
217,000	45,100	HS	HS
259,000	44,500	HS	HS
349,000	45,200	HS	HS
1089,000	37,300	HS	HS

ANNEXE VII

Description pédologique

Parcelle 1

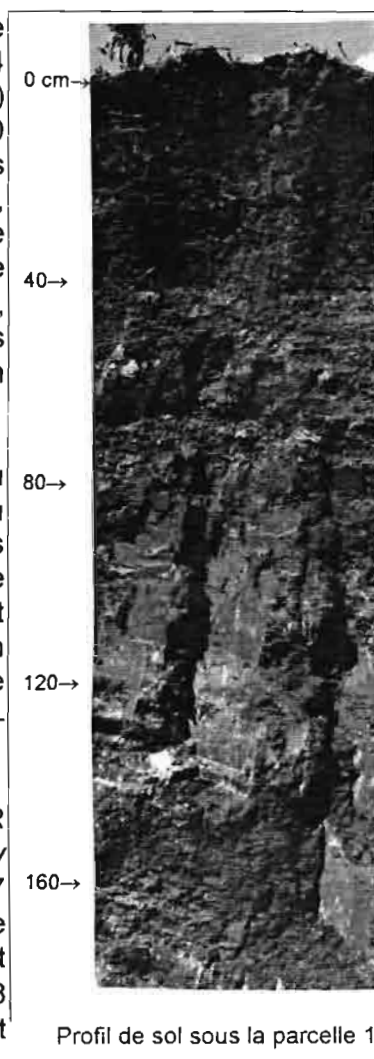
0 - 20 cm. Horizon superficiel, bien différencié – jaune légèrement brun ou jaune foncé (10 YR 5/4 sec ou 4/4 humide) – texture fine ou moyenne, limoneuse fin (*Silt-loam*) – structure polyédrique et parfois poudreuse, polyèdres de 50 mm environ, présentant des nombreux macro pores vésiculaires – réaction forte à l'acide (HCl 10%), effervescence très rapide et généralisée – consistance fragile – plasticité moyenne – abondantes racines de taille moyenne (ϕ de 3 à 5 mm) et fin (ϕ de 1 à 2 mm) pénétrant les agrégats, répartition localisée – présence de coquilles et quelques galeries d'activité faunique – transition irrégulière de 15 cm d'épaisseur.

20 – 45 cm. Horizon peu différencié - jaune légèrement brun ou jaune foncé (10 YR 5/4 sec ou 4/4 humide) - texture fine ou moyenne (*Loam*) - structure particulière (sableuse), sans porosité apparente, avec nombreux graviers et traces de coquillage – réaction forte à l'acide, effervescence rapide et généralisée – consistance moyenne ou friable par pression avec les mains – sans plasticité – présence modère de racines fines (ϕ de 0,5 à 1 mm), distribution localisée – transition irrégulière de 10 cm d'épaisseur.

45 – 60 cm. Horizon de transition - brun ou brun foncé (10 YR 5/3 sec ou 4/3 humide) – texture grossière sableuse (*Sandy clay loam*), avec cailloux (ϕ de 2 à 6 cm) et coquilles (2 à 7 cm, axe major) – réaction forte à l'acide, effervescence rapide et généralisée – consistance dure – plasticité faible et localisée – présence modère des racines mortes (ϕ de 3 à 8 mm), répartition localisée – transition hétérogène et irrégulière de 5 cm d'épaisseur.

60 - 80 cm. Horizon très différencié - jaune légèrement brun ou jaune foncé (10 YR 5/4 sec ou 4/4 humide) – texture fine (*silt loam*) - structure massive – réaction forte à l'acide, effervescence lente et généralisée – consistance dure - plasticité forte - sans racines.

> 80 cm. Roche-mère marne gypseuse altérée avec quelques niveaux calcaire peu altéré, débit en plaquettes de taille décimétrique.



Caractéristiques analytiques (Parcelle D1)

Profondeur	Granulométrie				pH	CE Eau 1:5
	Sables: grossiers > 2 mm	Argile < 2 μ	Limon 2 - 50 μ	Sable 50 - 2000 μ		
	cm	g/100g de sol séché à l'air et non tamisé	g/100 g de sol tamisé et séché a l'air			
0 - 20	3,93	21,3	53,4	25,4	7,05	2,088
20 - 45	20,72	14,6	37,4	48,0	7,17	2,480
45 - 60	15,03	25,6	22,2	52,2	7,17	2,585
60 - 80	8,01	24,3	51,7	24,0	7,08	3,250

Profondeur	Anions (eau 1:5)					Cations (eau 1:5)			
	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	F ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺
	cm	meq L ⁻¹ = mmol _c L ⁻¹					meq L ⁻¹ = mmol _c L ⁻¹		
0 - 20	1,3	0,3	34,0	0,2	0,1	33,8	2,4	0,3	0,8
20 - 45	0,9	0,1	34,4	-	0,1	29,2	3,1	0,2	3,9
45 - 60	0,7	0,2	31,8	-	0,1	25,0	2,5	0,2	6,2
60 - 80	1,5	3,3	32,7	0,3	0,1	20,4	3,7	0,2	17,3

Parcelle 2

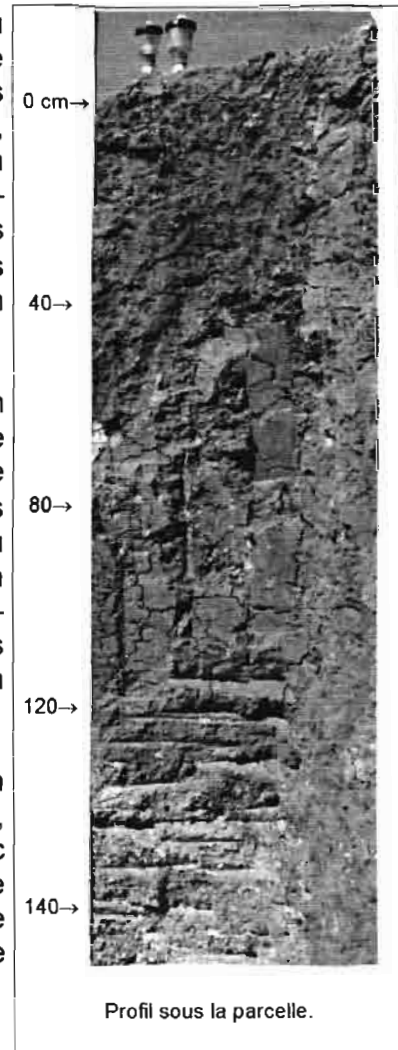
0 - 10 cm. Horizon superficiel, bien différencié - jaune foncé ou légèrement brun (10 YR 4/4 sec ou 5/4 humide) – texture fine, limoneuse (*Silt-loam*) – structure polyédrique, parfois poudreuse, polyèdres d'entre 20 et 50 mm de taille, présentant des nombreux pores, fins, vésiculaires – réaction forte à l'acide, effervescence très rapide et généralisée – consistance fragile – plasticité moyenne – abondantes racines de taille moyenne (ϕ de 2 à 5 mm) pénétrant les agrégats, répartition localisée – transition régulière de 5 cm d'épaisseur.

10 - 30 cm. Horizon peu différencié – jaune légèrement brun ou jaune foncé (10 YR 5/4 sec ou 4/4 humide) – texture fine ou moyenne, limono-argileux (*Silty clay loam*) – structure polyédrique dans la partie supérieur et plutôt massive dans la partie inférieur, avec nombreux pores vésiculaires là où on trouve des polyèdres (taille de 30 à 50 mm) – réaction modérée à l'acide, effervescence lente et généralisée – consistance moyennement fragile, avec résistance des agrégats – plasticité forte – sans racines – transition irrégulière de 20 cm d'épaisseur.

30 - 60 cm. Horizon bien différencié – jaune légèrement brun ou jaune foncé (10 YR 5/4 sec ou 4/4 humide) – texture fine, limono-argileux (*Silty clay loam*) - structure massive, avec fissures de dessiccation sur les parois - réaction à l'acide modérée, effervescence lente et généralisée – consistance dure – plasticité forte – sans racines - transition irrégulière de 30 cm d'épaisseur.

60 – 100 cm. Horizon bien différencié – jaune légèrement brun (10YR, 5/4 sec et humide) – texture fine, limoneuse (*Silt loam*) - structure massive, très compacte, avec taches claires de diverses tailles et formes (de 40 à 60% de la surface de paroi), distribution des taches généralisée - réaction à l'acide moyenne, effervescence lente et généralisée – consistance dure – plasticité forte - sans racines - transition vers le basse irrégulière de 50 cm d'épaisseur.

> **100 cm.** Roche-mère marne-calcaire, gypseuse altérée avec quelques niveaux peu altérés, à débit en plaquettes de taille décimétrique .



Caractéristiques analytiques (Parcelle D2)

Profondeur	<u>Granulométrie</u>				pH	CE eau 1:5
	Sables: grossiers > 2 mm	Argile < 2 μ	Limon 2 - 50 μ	Sable 50 - 2000 μ		
	g/100g de sol séché à l'air et non tamisé	g/100 g de sol tamisé et séché a l'air				
Cm						
0 - 10	5.18	22,2	55,6	22,2	7,04	2,235
10 - 30	1.73	26,0	59,1	15,0	6,68	3,065
30 - 60	2.63	24,6	57,4	18,1	6,41	4,425
60 - 100	3.8	25,9	51,4	22,7	7,18	4,795

Profondeur	<u>Anions (eau 1:5)</u>					<u>Cations (eau 1:5)</u>			
	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	F ⁻	Ca ²⁻	Mg ²⁻	K ⁻	Na ⁻
	meq L ⁻¹ = mmol _c L ⁻¹					meq L ⁻¹ = mmol _c L ⁻¹			
cm									
0 - 20	0,8	0,1	29,7	0,2	0,1	30,8	1,3	0,3	0,8
20 - 45	1,2	0,2	35,2	0,2	0,1	19,4	3,4	0,2	13,9
45 - 60	0,9	7,7	45,6	0,1	0,1	26,6	4,9	0,1	28,3
60 - 80	1,0	9,7	47,8	0,1	0,1	20,5	4,9	0,1	37,0

LISTE DES VARIABLES

Loi de Darcy

q est la densité de flux (LT^{-1}).

$K(h)$ la conductivité hydraulique (non saturée) (cmh^{-1}).

h est le potentiel matriciel (ou potentiel capillaire ou encore succion) (cm).

H est la charge hydraulique. la somme des potentiels matriciel et gravitationnel exprimée en cm d'eau par rapport à la surface du sol.

Q est la quantité d'eau qui traverse une surface A en une période de temps t (m^3).

(θ) la teneur en eau à différents temps t

x représente différence en distance de la direction du flux (z dans les flux verticaux)

Equation générale du mouvement des solutés

C_i et S_i sont les concentrations de la substance (i) associées respectivement aux phases fluide et solide (gL^{-1})

D_i est le coefficient apparent de dispersion hydrodynamique de l'élément (i)

ρ est la masse volumique du sol sec (g/g).

θ la teneur volumique en eau du sol (%)

Equilibre chimique des solutions

a_i est l'activité de l'ion i

m_i la molalité ou concentration en moles kg^{-1} d'eau de l'ion i ;

γ_i représente le coefficient d'activité de l'ion i . ($kg\ mol^{-1}$)

ϕ_i est la charge de l'ion i ;

I est la force ionique de la solution

La valeur de a_{ϕ_i} représente un coefficient qui tient compte du diamètre de l'ion hydraté i .

A , B et C sont des coefficients dépendant de la température et de la nature du solvant (à 25°C : $A = 0,5095$, $B = 0,32281 \times 10^8$, $C = 0,0410$).

La constante d'équilibre K_p qui est le produit de solubilité du minéral considéré (Kps)

Pour une solution donnée, la valeur du produit ionique (Q) dans l'exemple du gypse

Si $Q = K_p$, $\log Q = \log K_p$, la solution est saturée vis à vis du minéral ;

Si $\log Q < \log K_p$ la solution est sous-saturée ;

Si $\log Q > \log K_p$, la solution est sursaturée

Estimation de K par ID

I est l'infiltration cumulée (cm)

t est le temps en secondes

C_1 ($ms^{-1/2}$) et C_2 (ms^{-1}) sont des paramètres qui ont une relation avec la sorptivité (S) et K

A_1 et A_2 sont coefficients non dimensionnels qui sont obtenus à partir des fonctions de rétention de van Genuchten (1980)

n et α sont les paramètres de rétention.

h_0 (≤ 0) est la pression de succion de l'infiltromètre (2 cm pour l'infiltromètre)

r_0 est le rayon de l'infiltromètre (1,59 cm)

θ_0 est la teneur en eau pour h_0

θ_i est la teneur initial en eau et b est un paramètre avec valeur de 0,55 pour cet étude

Relations des volumes dans le sol

D_a est la densité apparente du sol (sans dimension):

δa est la masse volumique apparente du sol ($g\ cm^{-3}$):

δ_{eau} est la masse volumique de l'eau ($g\ cm^{-3}$), avec une valeur de $1\ g\ cm^{-3}$.

M_s est la masse du sol sec (105 °C) exprimée en g:

V_t représente le volume total du sol au moment de la mesure (humide) exprime en cm^3

θ_m est l'humidité massique (g/g sol)

M_h est la masse d'eau dans le sol (g)

M_s est la masse du sol sèche à 105°C (g)

θ_v est l'humidité volumique (teneur volumique en eau) dans le sol (cm^3/cm^3 ou %)

Lois harmonique et arithmétique

L_i représente l'épaisseur de la tranche i (cm) (loi harmonique).

K la variable régionalisée (perméabilité) dans l'espace ($mm\ h^{-1}$).

Les valeurs K sont supposées à saturation..

e_i est l'épaisseur de la couche par où travers le flux représente par K (loi arithmétique)

Bilan hydrique

Δ (Stock) est la variation de stock dans le sol (mm):

F_v est la lame d'eau de flux vertical (mm);

F_l est la lame d'eau de flux latéral (mm),

L_0 est la teneur en eau dans le sol avant la pluie (mm), pour une profondeur z (m);

L_1 est la teneur en eau dans le sol après la pluie (mm), pour une profondeur z (m)

$\theta_{v,0,t}$ est l'humidité volumique (%) aux temps t et 0. pour la profondeur e de sol

e_h est l'épaisseur de la couche i (m),

L_r est la lame d'eau ruisselé (mm)

K_h est la conductivité de sol ($mm\ s^{-1}$), pendant la durée de la pluie t_p (s) et pour une profondeur donnée

CONTINUATION DE LA LISTE DE VARIABLES

Calcul du bilan massique

ΔC_{n0} est la variation de la masse soluble dans le sol (gm).

C_{n0} est la concentration de la masse soluble dans le sol, pour une espèce d'ion (n), avant de la simulation de pluie.

C_{100} est la masse de sol, après la pluie qui reste dans le sol (gm)

Simulation du lessivage

$C_{z0(i)}^{z1}$ est la concentration de soluté de l'espèce (i) (Kg), par un horizon de profondeur (e_h) de $z0$ à $z1$ (cm), sur une surface de 1 m^2 .

c_i est la concentration de soluté de l'espèce (i) dosée d'extrait 1:5 de sol/eau (g L^{-1}).

D_a est la densité apparente de sol, au niveau de l'horizon h (g cm^{-3}),

S_m est la surface de la couche de monolithe de sol (cm^2) et

$0,05$ est le facteur de transformations des unités et traduit le rapport de dilution (1/5)

C_{ex}^h est la concentration explicative au bas de l'horizon h .

ΔC_s^h est le bilan établi pour l'horizon h par les lixiviats de sols (avant après) au 1/5.

Vol^h est le volume d'eau ayant traversé l'horizon h .

LISTE DE FIGURES

Nombreux de Figures		Page
1.	Bassin Versant de Fidh Ali.	4
2.	Bord de tête de ravine	8
3.	Point carré (états de surface et micro - relief)	19
4.	Réseau de système de tubes pour la collecte de l'écoulement	19
5.	Diagramme des profondeurs des pris de l'eau du drainage	19
6.	Maillage des prélèvements de Da, Hg, Salinité et mesure de K	20
7.	Courbe de relation I/\sqrt{t} pour estimer la valeur de C_1 et C_2 .	24
8.	Profils pédologiques type au front de la tête de ravine.	30
9.	Effet des gouttes de la pluie sur la surface de sol de la parcelle D2.	33
10.	Micro-relief de la surface dans les parcelles	34
11.	Evolution des spectres Rx du quartz en fonction de la profondeur (D1)	35
12.	Evolution des spectres Rx du gypse en fonction de la profondeur (D1)	36
13.	Evolution des spectres Rx du gypse et de la calcite en fonction de la profondeur (D2)	37
14.	Evolution des spectres Rx des argiles type 1/2 (parcelle D1)	38
15.	Evolution de la densité apparente par retrait (Parcelle D1).	40
16.	Evolution de la densité apparente par retrait (Parcelle D2)	40
17.	Variation du volume de sol en fonction de la perte d'humidité massique (D1 et D2)	41
18.	Perméabilité des sols des parcelles.	42
19.	Diagramme des fentes de retrait maximales dans la tête de ravine.	44
20.	Hydrogrammes de simulation de pluie	48
21.	Profils hydriques avant et après la pluie	50
22.	Fronts d'humectation pendant la pluie par TDR (parcelle D1).	51
23.	Courbes de l'évolution de la CE des flux dans les deux parcelles	56
24.	Evolution des concentrations ioniques du ruissellement (parcelles D1 et D2)	57
25.	Concentration des flux de drainage (parcelles D1 et D2)	59
26.	Indice de saturation des flux (parcelle D1)	60
27.	Indice de saturation des flux (parcelle D2)	61
28.	Profils de concentration en sulfates dans les sols avant et après de la pluie	64
29.	Profils de concentration en chlorures dans les sols avant et après de la pluie	64
30.	Bilan de masse en chlorures après de la pluie d'après les extraits de sols au 1/5 (parcelles D1 et D2)	67
31.	Composition harmonique pour l'infiltration verticale	70
32.	Simulation de l'infiltration verticale (Parcelle D1)	71
33.	Simulation de l'infiltration verticale (Parcelle D2)	70
34.	Rapport des K testés par infiltrométrie à disque (ID), ceux introduit dans l'ajustement	73
35.	Composition arithmétique pour l'infiltration latérale	74
36.	Infiltration verticale et latérale ajustée (Parcelle D1)	75

Cont. FIGURES

37	Infiltration verticale et latérale ajustée (Parcelle D2)	75
38	Courbes de simulation de lessivage pour les deux parcelles	79
43	Genèse hypothétique de "tunnels" de dissolution	86

LISTE DE TABLEAUX

Nombreux de Tableau		Page
1.	Protocoles de simulations de pluies appliquées	17
2.	Données de volume et temps pour l'estimation de paramètre C_2 dans le calcul de la valeur de K	23
3.	Surface relative des états de surface des deux parcelles	32
4.	Contenu de gypse dans les sols des parcelles	36
5.	Bilan hydrique après de la pluie	53
6.	Teneurs moyennes observées dans les solutions des parcelles	62
7.	Résumés des principaux phénomènes induits par l'analyse des teneurs ioniques des eaux	62
8.	Bilan de masses (disponibles à la dissolution 1/5)	66
9.	Paramètres du meilleur ajustement aux points expérimentaux (Flux verticales)	73
10.	Paramètres du meilleur ajustement aux points expérimentaux (Flux vertical+Latéral)	76
11.	Masses ioniques lessivées à partir de la simulation de lessivage pour les deux parcelles	83
12.	Comparaison entre les teneurs en chlorures par le bilan massique et les moyennes observées dans les drains	83

Résumé : Dans le bassin versant de Fidh Ali (34°42'40'' N , 9°36'13''E, Tunisie centrale) un important phénomène d'érosion régressive sur sol gypseux met en danger la pérennité d'un petit barrage collinaire. Les fronts d'érosion des têtes de ravine semblent associés à des phénomènes de suffosion avec formation de tunnels. Deux parcelles de simulation de pluie, situées en limite d'un front d'érosion d'une tête de ravine, ont été soumises à des protocoles continus de pluie (plus de 5h) avec objectif de caractériser l'hydrodynamique interne et les flux de solutés. Les paramètres hydrodynamiques mesurés par infiltromètre à disque et par ajustement de la courbe d'infiltration, montrent que les sols non soumis au phénomènes de suffosion ont une hydrodynamique qui ne concerne que les premiers 40 cm, alors que à proximité d'un zone de suffosion un drainage interne d'environ 10mm.h⁻¹ subsiste à saturation en deçà de 60 cm. Les bilans de solutés basés sur les extraits de sols (avant - après) font apparaître un lessivage des chlorures supérieurs à 600 g.m⁻² entre 0 et 72 cm , alors que les estimations basées sur les teneurs des drains indiquent pour les horizons 0-20 cm des lessivages d'ions sulfate supérieurs à 200g.m⁻². La suffosion se déclenche donc probablement par l'installation de circulations préférentielles liées à des hétérogénéité des capacités de retraits.

Mots clés : Suffosion, lessivage, flux de solutés, simulation de pluie, sols gypseux, Tunisie.

Abstract : In the small watershed of Fidh Ali (34°42'40'' N , 9°36'13''E, central Tunisia), backward erosion above gypsic soils is a problem for a small reservoir. Higher parts of gullies are associated with suffosion and piping. Two rain fall simulation long protocols (more than 5 hrs) were applied to characterize intern hydrodynamic features and solutes fluxes. Minidisk infiltrometer measures and adjustment of infiltration curve demonstrated that soil without suffosion has impermeable layer at about 40 cm while closeness of suffosion phenomena implies that drainage flux of 10 mm.h⁻¹ is present at 60 cm above surface level. Solute balance estimation based on soils extracts for 0-72 cm layers, indicate a leaching amount of chloride of more than 600 g.m⁻² while sulfate leaching is estimated to be more than 200g.m⁻² for the 0-20 cm layer on the basis of drainage water contents. Suffosion is the product of preferential flow paths related to soil shrinkage capacities.

Key words : Suffosion, leaching, solute flux, rainfall simulation, gypsic soils, Tunisia.

Resumen: En la subcuenca de Fidh Ali, (34°42'40'' N , 9°36'13''E, Tunez Central), la intensa erosión regresiva de los suelos "gypnicos" limita la durabilidad de la presa. Los frentes de erosión de "cabezas" de los pequeños rios estan asociados a fenómenos de sufosión y a la formación de cavidades. Dos parcelas de simulacion de lluvia ubicadas en el borde de un frente de erosión ("carcava"), fueron sometidas a largos protocolos de lluvias continuos con el objetivo de cuantificar los flujos ionicos. Los parámetros hidrodinámicos medidos por el ajustamiento de la curva de infiltración e por el infiltómetro de disco muestran que los suelos sin sufosión tienen un horizonte impermeable a 40 cm de profundidad mientras que los suelos próximos a tales fenómenos indican una capacidad de infiltración a saturación que se mantiene arriba de los 10mm.h⁻¹, para los horizontes de 60 cm de profundidad. El balance de iones establecido con los extractos de suelos entre 0- 72 cm indica que mas de 600 g.m⁻² de cloruros han sido removidos. El balance establecido para los sulfatos mediante los contenidos de agua de drenage indica mas de 200g.m⁻² (0-20cm) La sufosion comienza debido a las circulaciones preferenciales ligadas a las diferencias de las capacidades de contracción del suelo por efecto de la sequía.

Palabras claves: Sufosión, lavado, flujos de solutos, simulación de lluvia, suelos yesosos, Tunez.