

TH-RFI.

GD5

LABORATOIRE D'HYDROGEOLOGIE  
de  
L'UNIVERSITE D'ORLEANS

En collaboration avec le  
SERVICE D'ETUDE DES SOLS  
et de la  
CARTE PEDOLOGIQUE DE FRANCE  
I.N.R.A. - ORLEANS

## THESE

*Présentée devant*

L'UNIVERSITE D'ORLEANS  
U.E.R. DE SCIENCES FONDAMENTALES ET APPLIQUEES.

*pour l'obtention du titre de*

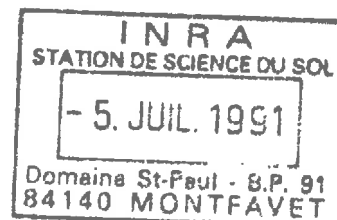
Docteur de 3ème cycle

*Spécialité :*

MATIERES PREMIERES, MINERALES ET ENERGETIQUES

*par*

Dominique TREVISAN



### COMPORTEMENT HYDRIQUE ET SUSCEPTIBILITE A L'EROSION DE SOLS LIMONEUX CULTIVES.

Etude Expérimentale au champ sous pluies simulées.

*Soutenue le 30 Juin 1986 devant le jury*

MM.	F. LELONG	Président
	B. AILLIOT	
J.C.	BEGON	
	B. MONNIER	Examineurs
	E. ROOSE	
	B. SOUCHIER	
	J. TRICHET	

**SOMMAIRE**

*AVANT-PROPOS*

*PREMIERE PARTIE*  
Présentation générale de l'étude.

*DEUXIEME PARTIE*  
Comportement hydrodynamique.

*TROISIEME PARTIE*  
Exportation des matériaux au cours d'une pluie.

*CONCLUSION GENERALE*

*BIBLIOGRAPHIE*

*ANNEXES*

*LISTE DES FIGURES*

*LISTE DES TABLEAUX*

*TABLE DES MATIERES*

---

---

**AVANT-PROPOS**

*Je tiens à remercier toutes les personnes qui ont contribué à la réalisation de cette thèse.*

*Monsieur F. LELONG pour son parrainage scientifique, Messieurs J.C. BEGON, G. MONNIER, E. ROOSE pour la pertinence de leurs critiques et l'attention qu'ils ont bien voulu porter à ce travail. Monsieur B. SOUCHIER, qui m'a connu en "culottes courtes" et grâce à qui j'ai pu acquérir les fondements de la Pédologie. Messieurs B. AILLIOT et J. TRICHET qui ont accepté de juger ce travail. Messieurs R. DARTHOUT, M. JAMAGNE, M. ISAMBERT avec lesquels de fréquentes discussions ont toujours été profitables à la réflexion. Monsieur A. KAPFER, Mademoiselle MOURIER, Monsieur T.P. TABUCHI, Mademoiselle M.A. RAHELIARISOA pour leur aide amicale sur le terrain et les premières synthèses. Madame M. HARDY, Monsieur L. ROUSSET pour la frappe et la mise en page.*

*Enfin tous mes collaborateurs du Service d'Etude des Sols et de la Carte Pédologique de France de l'I.N.R.A. Orléans, qui avec beaucoup de sympathie, ont accompli un énorme travail avec des outils aussi divers que le pinceau, le poste à souder, le crayon et le clavier de console.*

*A Brigitte et Yoann.*

# **PREMIERE PARTIE**

## **PRESENTATION GENERALE DE L'ETUDE**

## INTRODUCTION

### I. SITUATION DU PROBLEME

Les conséquences de l'érosion sont multiples. Les plus apparentes sont celles qui occasionnent des dégâts aux cultures (griffes, ravines, atterrissements) qui peuvent constituer une gêne pour le déroulement des travaux aratoires ou encore nécessiter des réimplants. L'érosion est également responsable de la troncature des sols. Mais l'érosion peut avoir des conséquences plus discrètes et sans doute plus graves : elle est une source de nuisance et elle constitue une menace pour l'environnement. L'eau de ruissellement, riche en éléments nutritifs, constitue un danger pour la qualité des eaux, d'autant plus qu'elle peut entraîner les pesticides ou du moins leurs résidus. D'autre part, le ruissellement provoque un envasement des rivières et des plans d'eau, ainsi que des atterrissements sur les voies de communication (CHARTON 1975).

On sait depuis longtemps que les sols des pays tropicaux et méditerranéens sont potentiellement les plus menacés par l'érosion, de par l'agressivité de leur climat. L'abondance de littérature sur ce sujet en témoigne très largement.

L'intérêt pour l'érosion en France est plus récent.

En France, dès 1950, HENIN et GOBILLOT font un inventaire sur l'importance visuelle et la fréquence des accidents dûs à l'érosion. La conclusion de l'enquête montre que 100 000 hectares du territoire peuvent être sérieusement affectés par l'érosion éolienne, 4,5 millions par l'érosion hydrique. Les situations dans lesquelles l'érosion hydrique se manifeste dépendent d'abord du contexte pédoclimatique et cultural. Ainsi, au Sud d'une ligne Lyon - Bordeaux, l'agressivité des pluies est conséquente (PIHAN 1979), elle suffit à expliquer en grande partie les pertes en sol observées : DESBORDES et al 1979 ; JUSTE et al 1979. Plus au Nord, les manifestations de l'érosion sont répertoriées dans le cas des régions pentues et notamment les vignobles alsaciens et du Beaujolais (SCHWING 1979).

En dehors de ces situations très typées, on peut relever de nombreux indices concernant l'intensité de l'action érosive des eaux de ruissellement en terre de culture peu protégée : terres limoneuses du bassin Parisien, pays de Caux, Moyenne Belgique.

En 1979, plusieurs chercheurs se sont réunis à Strasbourg pour confronter leurs idées sur les problèmes que suscite l'érosion agricole

des sols en milieu tempéré. Il en ressort que l'évolution des pratiques culturales laisse prévoir une dégradation des propriétés physiques du sol, dont l'érosion n'est qu'une manifestation. Sous un climat peu agressif, BOLLINE (1982) montre que l'érosion des versants limoneux faiblement pentus s'est considérablement accrue par l'intensification des monocultures, la motorisation accentuée, le déficit du stock organique. Ces pratiques culturales conduisent à plus ou moins long terme à une dégradation des qualités structurales des terres, ce qui se traduit par une plus forte sensibilité au tassement par les pluies, à la formation de pellicules superficielles, au compactage du fond de labour. Il s'en suit une diminution de la capacité d'infiltration du sol qui favorise le ruissellement de surface. Au cours d'une pluie de faible intensité, des filets d'eau en naissant à des endroits localement peu perméables peuvent occasionner une érosion non négligeable en se concentrant dans des chemins privilégiés.

Ainsi, dans des conditions de faible pente et là où l'érosivité des précipitations est faible, BOLLINE évalue des pertes en terre largement supérieures au seuil de tolérance admis au Etats Unis (11 tonnes/hectare/an).

A l'inverse des contextes pédoclimatiques où l'énergie et l'intensité des pluies sont les facteurs d'érosion déterminants, l'étude de l'érosion en milieu limoneux tempéré de grande culture doit être dirigée vers la connaissance des effets du travail du sol sur la dégradation de ses propriétés physiques.

## II. OBJECTIFS DE L'ETUDE

Au cours des levés de la carte pédologique de la région de Chateaudun (Faux Perche) au 1/100 000, ISAMBERT (1984) a remarqué :

- des profils de sols tronqués résultant manifestement de l'action de l'érosion,
- des sols d'accumulation de matériaux, associés aux précédents et situés en bas de versant.

Mais ces sols sont avant tout les témoins d'une érosion antérieure, déclenchée au moment des grands défrichements et depuis lors stabilisée à des seuils normaux, relevant des grands phénomènes sédimentologiques.

Cependant ces sols sont caractérisés par une gleyification des labours, la présence de semelles, un glaçage superficiel, révélant une dégradation du transfert hydrique et gazeux.

Il est nécessaire de caractériser les propriétés physiques de ces sols pour savoir si les versants sont sensibles au ruissellement et à l'érosion. L'objectif que nous nous sommes fixé est d'évaluer, par des mesures de simulation de pluie (qui provoque artificiellement le ruissellement), le comportement hydrique et la détachabilité de ces sols. On doit pouvoir ainsi répondre au souci de quantifier, au cours d'une averse, la capacité d'infiltration de l'eau dans le sol.

Mais les traits morphologiques qui rendent compte d'une dégradation des propriétés physiques du sol sont caractérisés par une grande diversité de formes dans l'espace et dans le temps. Les pellicules superficielles, la structure de l'horizon labouré, la compacité des semelles résultent des contraintes culturales et climatiques qu'a subies le matériau. Par ailleurs la structure des averses naturelles est très variable, ainsi que les conditions dans lesquelles elles affectent le sol (profil hydrique notamment). Il en résulte que la capacité d'infiltration d'une situation culturale donnée résulte de l'interaction d'un nombre important de facteurs.

Les mesures que nous effectuons doivent tenir compte de cet aspect. Elles devront permettre de resituer l'influence relative de chacun des facteurs de ruissellement (travail du sol, occupation, aménagement, intensité et espacement des averses, état des réserves hydriques, topographie ...) et ceci en dégagant les conditions et les niveaux de leurs interactions.

Avant d'aborder l'exposé de notre démarche expérimentale, nous rappellerons les diverses modalités du transfert de l'eau dans le sol.

### III. LES CONNAISSANCES PREALABLES A L'ETUDE

#### III.1 LA CIRCULATION DE L'EAU DANS UNE COLONNE DE SOL

Le déplacement de l'eau dans le sol suit en général une loi dont la forme mathématique fut établie par DARCY en 1856, alors qu'il étudiait les problèmes d'alimentation en eau de la ville de Dijon.

La vitesse de DARCY  $V_D$  de l'eau dans un milieu poreux saturé peut être considérée comme égale à :

$$V_D = - K i$$

où  $K$  est un coefficient homologue à une vitesse et dépendant de la nature du milieu (nombre et forme des capillaires), de la masse volumique et de la viscosité du fluide traversant ce milieu poreux.

$$\text{et } i = \frac{\Delta H}{L}$$

avec  $\Delta H$  : variation de charge hydraulique

$L$  : longueur du massif poreux

La charge hydraulique quantifie l'énergie de l'eau par unité de poids. Elle résulte d'une charge de pression positive (supérieure à la pression atmosphérique) et d'une charge liée à l'altitude relative.

Si S est la section du massif poreux considéré, le débit q d'eau à travers cette section s'exprime :

$$q = VS = - \frac{KS \Delta H}{L}$$

Dans une colonne de sol, la charge hydraulique peut ne pas varier linéairement le long de la direction d'écoulement.

Une expression plus générale de la loi de DARCY doit donc prendre en compte une forme différentielle. Ainsi, pour une section unitaire, dans le cas d'un écoulement unidirectionnel et selon la verticale z, orientée vers le bas :

$$q = - K \frac{dH}{dz}$$

L'intérêt de la loi de DARCY réside dans le fait qu'elle définit un milieu poral par l'intermédiaire d'une constante K, appelée conductivité hydraulique. Elle mesure le "pouvoir filtrant" du milieu et dépend de la géométrie de l'espace poral. Dans le cas de structures particulières sableuses, elle est de l'ordre de 500 mm/h, et passe pour des limons et des argiles à respectivement 50 mm/h et 0.05 mm/h (HILLEL 1974). Au champ, il existe une variabilité dans le temps, due aux modifications structurales des matériaux sous l'effet des contraintes hydriques et mécaniques qu'ils subissent (LESSARD 1981).

Le sol fonctionne rarement à la saturation dans les conditions naturelles, et on s'est attaché à vérifier si la loi de DARCY pouvait être appliquée aux milieux désaturés. Dans un milieu saturé, la force motrice provoquant la circulation de l'eau résulte d'un potentiel de gravité et de pression. Dans un milieu désaturé, l'eau est sujette d'une part à la gravité et d'autre part à une pression négative due aux phénomènes d'adsorption du fluide sur les solides et de capillarité. Cette pression négative est exprimée en termes de potentiel matriciel, fonction de l'humidité du sol. On a pu vérifier que la loi de DARCY peut également être appliquée à l'écoulement en milieu non saturé si on admet que la conductivité est fonction de l'humidité volumique  $\Theta$ .

$$q = - K(\Theta) \frac{dH}{dz} \quad \text{où } H = - \Psi - Z \text{ avec}$$

$\Psi$  = potentiel matriciel  
Z = potentiel gravitaire

Ainsi le régime d'écoulement (fig. 1) est-il fortement dépendant de l'humidité volumique initiale car il se produit un stockage de l'eau entre deux points d'un itinéraire liquide, d'autant plus important que le potentiel de succion est fort.



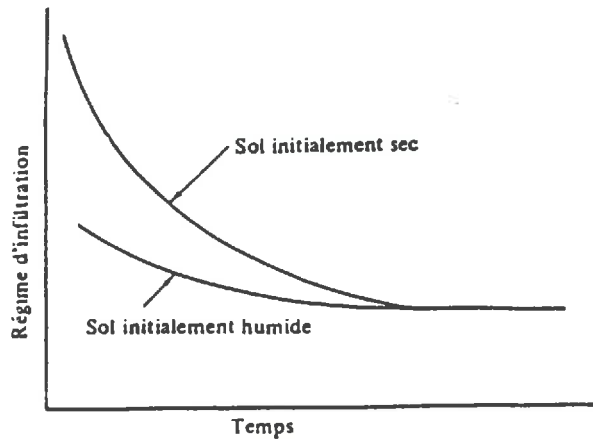


Fig. 1 - intensité d'infiltration dans un sol initialement sec ou humide, d'après HILLEL 1974.

En combinant l'équation de conservation de la matière à l'équation de DARCY, toute infiltration peut être décrite et solutionnée pour peu que l'écoulement soit vertical, que la porosité totale du milieu soit invariante et que les relations  $K(\theta)$  et  $\Psi(\theta)$  soient uniques.

### III.2 LA CIRCULATION DE L'EAU EN PLEIN CHAMP

L'application des théories de l'écoulement en conditions naturelles est compliquée du fait de la multitude de phénomènes mis en jeu au cours d'une averse.

#### III.2.1 L'infiltration de l'eau au cours d'une pluie

Les mécanismes qui commandent la variation du régime d'infiltration au cours d'une pluie ont été décrits par FEODOROFF (1970, 1972). Au cours de pluies de fortes intensités affectant un sol non saturé, il remarque que la masse d'eau qui s'infiltré a tendance à s'écouler dans des pores de diamètre important, échappant de la sorte aux potentiels de succion.

C'est pourquoi, toutes choses égales par ailleurs, la décroissance des régimes d'infiltration est d'autant plus rapide que l'intensité est élevée (fig. 2).

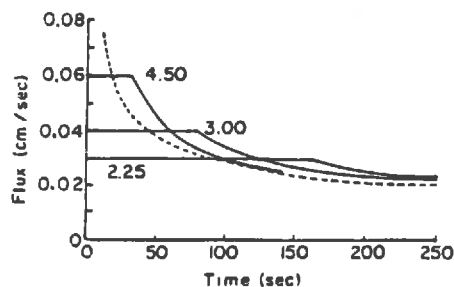


Fig. 2 - Flux en surface en fonction du temps dans le cas d'un sable homogène.

Flux obtenus par précipitation d'intensité variable (lignes continues) et par submersion (ligne en pointillés).

Les valeurs indiquées donnent le rapport entre l'intensité de la pluie et la conductivité saturée. D'après HILLEL, 1974.

L'étude de l'écoulement sous différentes intensités de pluie est entreprise par MOREL-SEYTOUX (1975) en considérant la pression de l'air dans le sol. Mais des complications dues à l'individualité des gouttes (qui produit alternativement la saturation et la redistribution de l'eau à la surface), la nature très variable des précipitations naturelles (qui impliquent des phénomènes compliqués d'hystérésis), l'énergie des gouttes de pluie (qui dégrade la surface du sol) engendrent des anomalies dont ne tiennent pas compte les théories de l'écoulement.

### III.2.2 Le sol en tant que filtre complexe

Deux situations doivent être analysées : le cas d'un sol présentant un horizon moins perméable en profondeur ; le cas d'un sol sensible à la dégradation superficielle.

#### III.2.2.1 *Imperméabilité profonde*

Si la loi de DARCY peut être appliquée aux milieux hétérogènes, en conditions naturelles des phénomènes particuliers peuvent cependant modifier les prévisions de l'écoulement. Ainsi, à la saturation, dans le cas d'un matériau grossier reposant sur un matériau fin, il peut se constituer à la limite des deux couches un plan d'eau temporaire dans le matériau grossier. Si ces deux couches ont une pente, la nappe perchée circulera à travers la couche grossière. L'écoulement devient fonction d'une conductivité latérale  $K_l$  et d'une conductivité verticale  $K_v$ .

Dans le cas des sols cultivés l'inégalité  $K_l > K_v$  est souvent vérifiée (CONCARET 1981). A la saturation, des mouvements latéraux dominants s'établissent donc dans un sol présentant des contrastes de perméabilité entre les horizons (1).

### III.2.2.2 Croûte superficielle

Un cas très important de sol stratifié est celui d'un profil apparemment uniforme sur lequel se développe une croûte superficielle. Une telle dégradation de la surface (2) se produit sous l'action battante des gouttes de pluie ou par suite de liquéfaction ou de désagrégation du matériau lors du mouillage (HENIN 1969).

Il se forme en surface une croûte de perméabilité plus faible que la couche sous-jacente. HILLEL et GARDNER (1969) considèrent que le régime d'écoulement permanent à travers une croûte est régulé par la conductivité de la croûte (qui est considérée comme saturée) et par la succion matricielle dans la zone de transmission (d'humidité constante) sous-jacente à la croûte.

$$q = \frac{K_c}{Z_c} (\psi_u + H_o + Z_c) = \frac{1}{R_c} (\psi_u + H_o + Z_c)$$

- ou :
- $\psi_u$  = succion matricielle de la zone sous la croûte
  - $K_c$  = conductivité hydraulique de la croûte
  - $Z_c$  = épaisseur de la croûte
  - $R_c$  = résistance hydraulique de la croûte
  - $H_o$  = charge de submersion

Le régime d'infiltration est donc fonction des caractéristiques hydrauliques de la croûte de battance (fig. 3).

---

- (1) - A ce titre, une semelle de labour est responsable de l'établissement de nappes hypodermiques dont l'écoulement latéral est une réalité maintes fois mise en évidence sur sols limoneux (MERIAUX 1973 ; CONCARET 1981). Par ailleurs, sa compacité et sa perméabilité sont directement liées aux conditions de travail du sol (BILLOT 1982).
- (2) - La cinétique de dégradation est influencée par la taille des mottes initiales, le taux de couverture végétale, la texture, l'instabilité structurale, l'humidité des sols et l'intensité de la pluie. (de PLOEY 1979, BOIFFIN 1976, VALENTIN 1981).

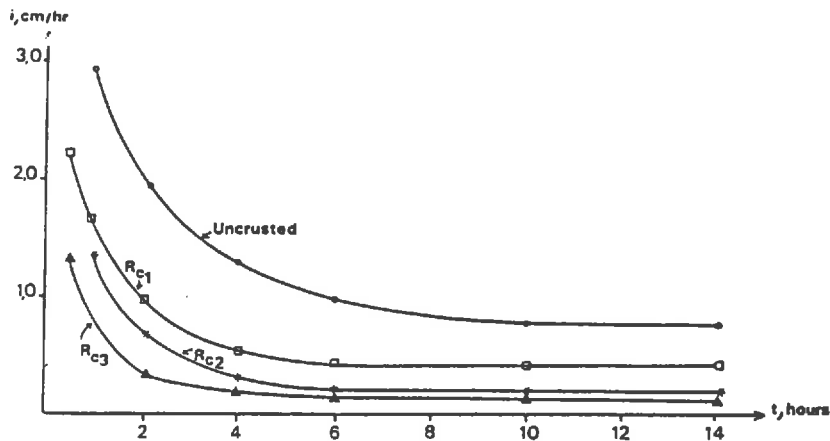


Fig. 3 - Régime d'infiltration dans le cas de colonnes de sols sans croûte et avec croûtes, de différentes résistances hydrauliques ( $R_{c3} > R_{c2} > R_{c1}$ ) (HILLEL et GARDNER 1969).

Lorsque le sol est initialement saturé ( $\psi_u = 0$ ) et s'il n'y a pas de flaquage ( $H_0 = 0$ ), le régime d'écoulement est similaire à la conductivité de la croûte.

Par conséquent, ce sont les premiers millimètres du sol qui contrôlent, à la saturation, la perméabilité générale du profil de sol. (VALENTIN 1981).

BOIFFIN (1984) estime les conductivités saturées de plages battues de sols limoneux (dans des conditions où  $\psi_u = 0$ ). Elles sont égales à quelques millimètres/heure et dans ce cas une pluie de faible intensité peut être à l'origine d'un ruissellement superficiel.

### III.3 DISCUSSION

Plusieurs types de facteurs interviennent sur le comportement hydrique du sol en plein champ :

- les facteurs topographiques : déclivité des versants notamment,
- les facteurs qui relèvent de la météorologie : intensité des pluies, espacement des averses (qui modifient l'état des réserves hydriques),
- les caractéristiques physiques du sol : profil textural et structural qui définissent l'architecture des pores,
- les caractéristiques chimiques qui influencent les caractéristiques physiques du sol, la conductivité hydraulique notamment (HILLEL 1974),
- les pratiques culturales : l'affinage du lit de semence, la fréquence et la vitesse du travail du sol, les conditions dans lesquelles il est effectué, la nature des amendements, le taux de couverture végétale, etc. Le travail du sol influence en effet les caractéristiques physicochimiques intrinsèques du matériau. En outre, il crée des conditions favorables à la dégradation superficielle, induit des niveaux de compacité ...

Force est de constater que la circulation de l'eau dans le sol peut être modifiée par des facteurs nombreux qui agissent rarement seuls, mais le plus souvent en interaction.

Dans ces conditions, il existe une variabilité spatio-temporelle du comportement hydrique du sol.

Aussi la définition du comportement du sol en plein champ par des fonctions telles les courbes  $K(\theta)$  et  $\Psi(\theta)$  ne revêt qu'une signification ponctuelle.

Notre approche sera donc résolument expérimentale :

On tentera de caractériser le comportement hydrique du sol en plein champ en effectuant directement des mesures sur le transfert de l'eau mais ceci dans des conditions aussi variées que possible, reflétant les différentes facettes du milieu d'étude.

## LE MILIEU D'ETUDE ET LES METHODES

### I. LE MILIEU D'ETUDE

La région du Faux Perche est un plateau humide faiblement incliné vers l'Est, largement ondulé, d'une étendue de 100 000 ha. Elle est limitée à l'Ouest par la région du Perche, au paysage de collines bocagères, à l'Est par les Beauce chartraine et dunoise, de configuration très plate : fig. 4.



Fig. 4 - Situation géographique

## I.1 CLIMATOLOGIE

La région du Faux Perche fait partie du domaine tempéré océanique : DAJOZ (1971).

### I.1.1 Les températures

Le climat local, bien que tempéré et assez doux, connaît malgré tout des variations de températures assez importantes : les moyennes annuelles obtenues sur la période de 1951-1970 sont pour les mois hivernaux de 2 à 3°C et passent en été de 15 à 18°C.

La région du Faux Perche semble cependant plus fraîche que les régions situées plus à l'Est en Beauce (ISAMBERT 1984 ; LALUQUE 1978).

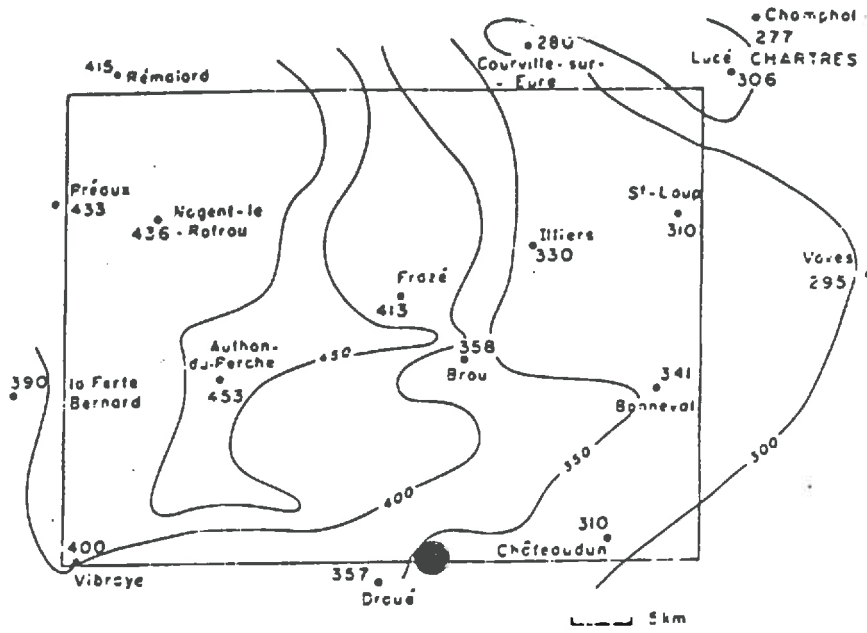
### 1.1.2 La pluviosité

Les précipitations sont irrégulièrement réparties sur l'ensemble du territoire de la région Centre. On observe en moyenne, à l'Ouest de la région, des précipitations annuelles de 680 et 720 mm au Mans et à Alençon, alors qu'à l'Est on note 550, 610, 620 mm à Chartres, Chateaudun, Orléans.

ISAMBERT (1984) note que la disparité de ces pluviosités est fonction de l'altitude des différentes stations.

Ainsi, à l'Ouest, la pluviosité peut être de 50 % supérieure le long d'une cuesta d'argile à silex, en regard de celles de Chateaudun et de Chartres (Fig. 5).

Mais il existe des fluctuations annuelles assez importantes : ainsi à Orléans, si la moyenne annuelle est de 620 mm, la valeur des précipitations annuelles au premier quintile est de 470 mm, et de 730 mm au quatrième quintile (l'écart entre le premier et le quatrième quintile concerne 60 % des observations).



● Site de mesure de la SALMONDIÈRE

Fig. 5 - Carton pluviométrique de la région du Faux-Perche. (d'octobre à mars). D'après ISAMBERT (1984)

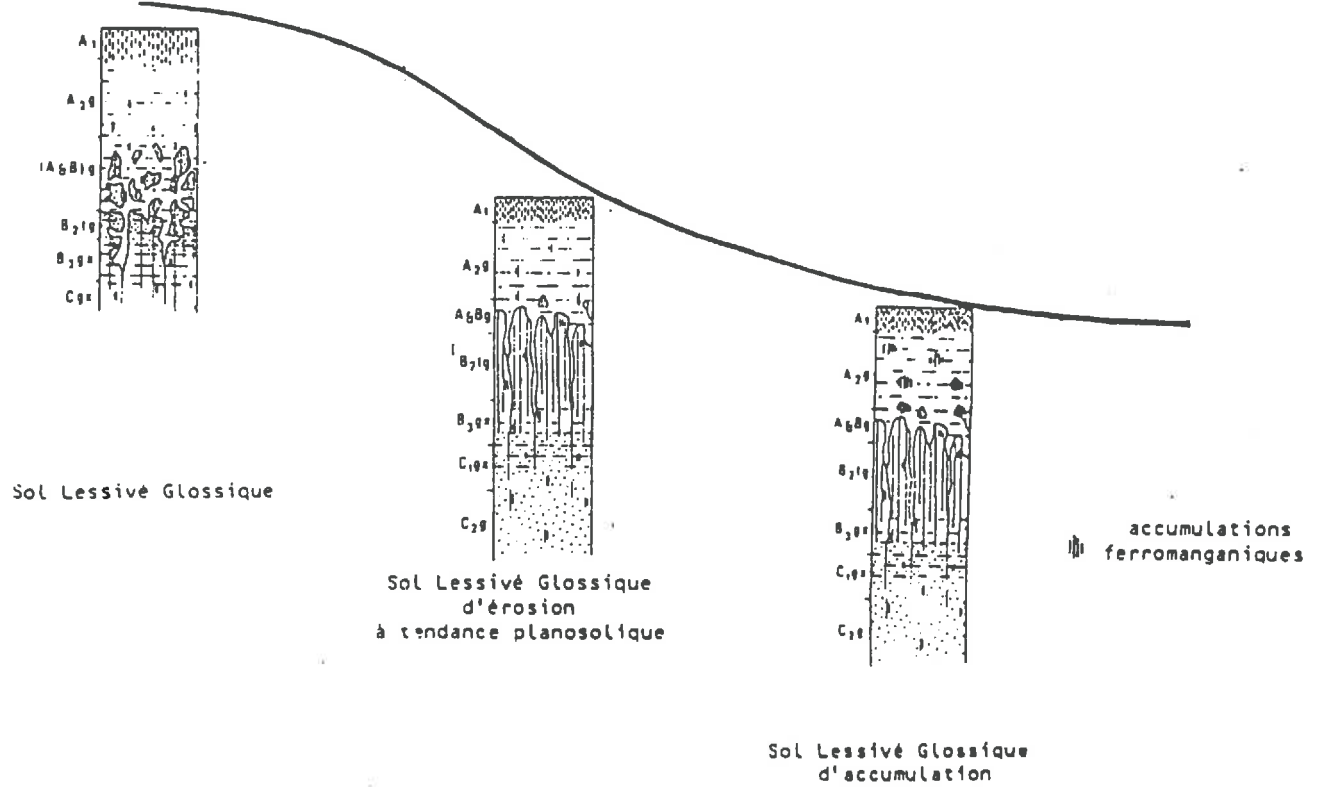


Fig. 6 - Toposéquence du site de mesure.



Au cours de l'année, la pluviosité moyenne de la Région Centre est cependant assez régulière. Ainsi, à Orléans par exemple, le printemps est statistiquement un peu plus sec (142 mm), l'automne un peu plus humide (166 mm), l'été et l'hiver montrant des pluviométries assez comparables, respectivement 150 et 156 mm (De SOUMAGNAT 1975).

### I.1.3 L'insolation

Combinée à la température, la durée d'insolation permet d'apprécier l'évapotranspiration potentielle. De nombreuses études régionales effectuent ce calcul à l'aide de différentes formules. (M. ISAMBERT - 1984 ; G. LALUQUE - 1978 ; E. HORMANS - 1980-1983 ; J. HUBERT - 1983).

Elles ont pour but de caractériser le pédoclimat, c'est-à-dire de distinguer les différentes phases d'utilisation des réserves en eau du sol (sécheresse, alimentation des nappes, reconstitution des réserves ...).

Régionalement, en été, les déficits en eau sont parallèles au gradient pluviométrique Est-Ouest :

- 78 mm à Chateaudun
- 50 mm à Alençon pour les mois de juillet.

Réciproquement, on observe en hiver des excès d'eau peu importants à l'Est (45 mm à Chateaudun), plus élevés à l'Ouest (68 mm à Alençon) pour le mois de janvier.

## I.2 LA COUVERTURE PEDOLOGIQUE

### 1.2.1 Description de la toposéquence

Trois profils types peuvent être décrits dans la toposéquence (fig. 6) (ISAMBERT 1984).

Ces sols occupent une surface importante du Faux Perche et constituent une des unités principales de la carte au 1/100 000 de la région.

#### *I.2.1.1 Le sol lessivé glossique*

Un exemple de description est donné en annexe 1.

#### *I.2.1.2 Le sol lessivé glossique à tendance planosolique*

Une discontinuité texturale beaucoup plus brutale se marque entre l'horizon A<sub>2</sub>g et l'horizon Bt. On parle ici de sol lessivé glossique à tendance planosolique pour exprimer cette linéarité du contact entre les deux horizons.

#### *I.2.1.3 Le sol lessivé glossique d'accumulation*

Dans la zone concave, on remarque de nombreuses concrétions ferromanganiques au niveau des horizons A<sub>2</sub> et A/B.

#### 1.2.1.4. Remarques

En bas de séquence, on observe des sols colluviaux. Ils sont constitués de matériaux d'apport reposant ou non sur un 'grison' d'accumulation de fer et de manganèse. (Niveau induré, également nommé greep ou garluche dans le Sud-ouest, chanuron en Bourbonnais).

Ils occupent les zones de réception des excès d'eau des sols précédents et les chenaux d'écoulement des talwegs. Ils n'occupent que 10 à 15 % de la surface du Faux Perche. Les sols colluviaux résultent de la sédimentation des particules transportées à l'aval des versants par les eaux de ruissellement. Ils n'entrent cependant pas dans le cadre de notre étude.

#### 1.2.2 Les facteurs de pédogenèse

Différents facteurs de genèse sont à l'origine des sols observés :

##### 1.2.2.1 *Le matériau originel*

Au cours du tertiaire, il s'est produit une altération profonde de la craie en argile à silex. Celle-ci est essentiellement de nature kaolinitique, résultat d'une genèse ferrallitique ancienne sous climat chaud et humide et constitue un substratum imperméable. Suite à cet épisode d'altération, il s'est produit un dépôt de loess dont l'âge peut être considéré comme relativement ancien, à en juger par sa décarbonatation relativement poussée et sa faible teneur en argile (JAMAGNE 1973).

Le recouvrement loessique de la région Faux Perche, probablement remanié au cours des fluctuations climatiques du Quaternaire, a subi une évolution poussée, dominée par le lessivage et un début de "dégradation" des minéraux argileux.

##### 1.2.2.2 *Les pentes*

Elles sont faibles sur le site de mesure choisi : de l'ordre de 0,5 à 3 %. On observe une convexité sommitale passant progressivement à une concavité basale qui est le siège d'une accumulation de matériaux colluvionnaires.

On peut penser à priori, comme le souligne POUQUET (1967), que la majorité des précipitations est amenée à percoler verticalement dans ce type de paysage largement ondulé.

#### 1.2.3 Les processus pédogénétiques

Les quelques traits que nous avons évoqués permettent de préciser les interactions des facteurs de genèse du sol. Celui-ci est caractérisé par une organisation stratifiée, avec une couche argileuse en profondeur, limoneuse en surface et de faible épaisseur (0,5 à 1 m). Les excès d'eau hivernaux, les pentes faibles, la présence d'un niveau argilique en pro-

fondeur contribuent à la manifestation d'un engorgement temporaire à la partie supérieure du profil du sol.

Dans ce contexte, plusieurs processus pédogénétiques successifs vont intervenir. Dans la phase initiale, un lessivage mécanique affecte les particules argileuses les plus fines; elles s'accumulent en un horizon Bt. Celui-ci contribue à accentuer l'hydromorphie de la couche superficielle. Ce phénomène provoque une diminution de l'aération, au moins saisonnièrement, permettant une réduction partielle du fer. Il en résulte une dégradation des feuillets d'argile au sommet de l'horizon Bt, conduisant à "une véritable dissolution de sa partie supérieure et à la formation de poches ou de langues de dégradation qui s'insinuent profondément dans l'horizon d'accumulation" (JAMAGNE 1973). Les caractéristiques morphologiques traduisent ces étapes d'évolution et correspondent au profil lessivé dégradé glossique précédemment décrit.

Ce profil présente des traits morphologiques variables suivant sa position topographique : si les migrations des particules argileuses et des éléments mobilisés par la réduction des hydroxydes (fer, manganèse) sont essentiellement verticales, elles présentent aussi une composante latérale en fonction des déclivités du substratum lithologique.

Ainsi, lorsque la pente est plus importante, on assiste à une migration amplifiée de ces différents éléments. Dans ces situations, la nappe superficielle hivernale circule latéralement, entraînant une disparition plus ou moins progressive des reliques du Bt encore présentes dans l'A<sub>2g</sub>. Le phénomène conduit, d'une part, à une deferrisation accentuée du A<sub>2</sub>, qui lui confère une couleur plus blanche, d'autre part, à un contact brutal entre les horizons A<sub>2</sub> et Bt. Ce profil est ici dénommé sol lessivé glossique à tendance planosolique. Au demeurant, l'horizon A<sub>2</sub> est très sensible à l'érosion, d'où sa troncature partielle. Ce phénomène est amplement cité : JAMAGNE (1973) DUCHAUFOR (1977) ; BOLLINE (1982) ISAMBERT (1984).

En bas de pente, dans la zone concave immédiatement en amont des formations colluviales, les éléments mobilisés par circulation latérale s'accumulent dans les horizons A<sub>2</sub> et A/B. Il s'en suit une concentration en fer et en manganèse. Conjointement à cette concentration de type allochthone, l'hydromorphie plus poussée dans cette situation topographique conduit à une dégradation plus intense des minéraux argileux et à une réduction plus forte de ces deux éléments. Au cours des périodes de dessèchement estivale du sol, ils se concentrent sous forme de concrétions ferro-manganiques. Le profil résultant de ces modifications est ici appelé "sol lessivé glossique d'accumulation".

#### I.2.4 Cartographie du site de mesure

La cartographie du site de mesure est donnée en annexe 1, cartographie automatique élaborée par D. KING.

Deux remarques doivent être faites :

- Les sols lessivés glossiques, en position de plateau, sont distingués en deux types selon l'épaisseur du recouvrement limoneux.
- Dans les fonds de vallons, deux types de sols colluviaux sont distingués selon la présence ou l'absence de grison d'accumulation ferromanganique.

En annexe II sont notées les propriétés physicochimiques des trois sols étudiés. Les caractéristiques chimiques se résument par une assez grande pauvreté en matière organique en surface (1,4 à 1,9 %) et bases échangeables. Les taux de saturation du complexe d'échange sont peu élevés (de 80 à 90 %). Seul l'élément Ca est bien représenté du fait d'une recalcifcation anthropique. Il occupe à lui seul de 80 à 90 % de la capacité d'échange. Des carences en Mg et K peuvent être notées. Les caractéristiques physiques sont révélatrices d'une dégradation. On observe une faible stabilité structurale de l'horizon Ap, compte tenu du faible taux d'argile et de matière organique, d'où sa sensibilité à la battance. En profondeur, on remarque une faible perméabilité des horizons B.

### I.3 L'UTILISATION DES TERRES

Initialement vouée à la polyculture-élevage, la région du Faux Perche subit actuellement une évolution. KAPFER (1983) constate que les petites exploitations disparaissent au profit des grandes. Il note en effet une diminution nette des exploitations de moins de 5 ha et plus généralement de 20 ha. Il existe par ailleurs, avec une forte accélération en 1970, une augmentation des exploitations de plus de 40 ha. Le paysage en est profondément modifié, suite au remembrement et à l'éradication du bocage.

Une tendande céréalière apparait, prenant pour modèle la Beauce voisine. Entre 1970 et 1979, on observe une augmentation de la surface céréalière de 4300 ha, essentiellement au détriment des prairies permanentes (fig. 7). Pour la même période, la baisse des prairies permanentes est de 3 500 ha, chiffre que l'on peut rapprocher de l'augmentation des surfaces labourées (3 200 ha).

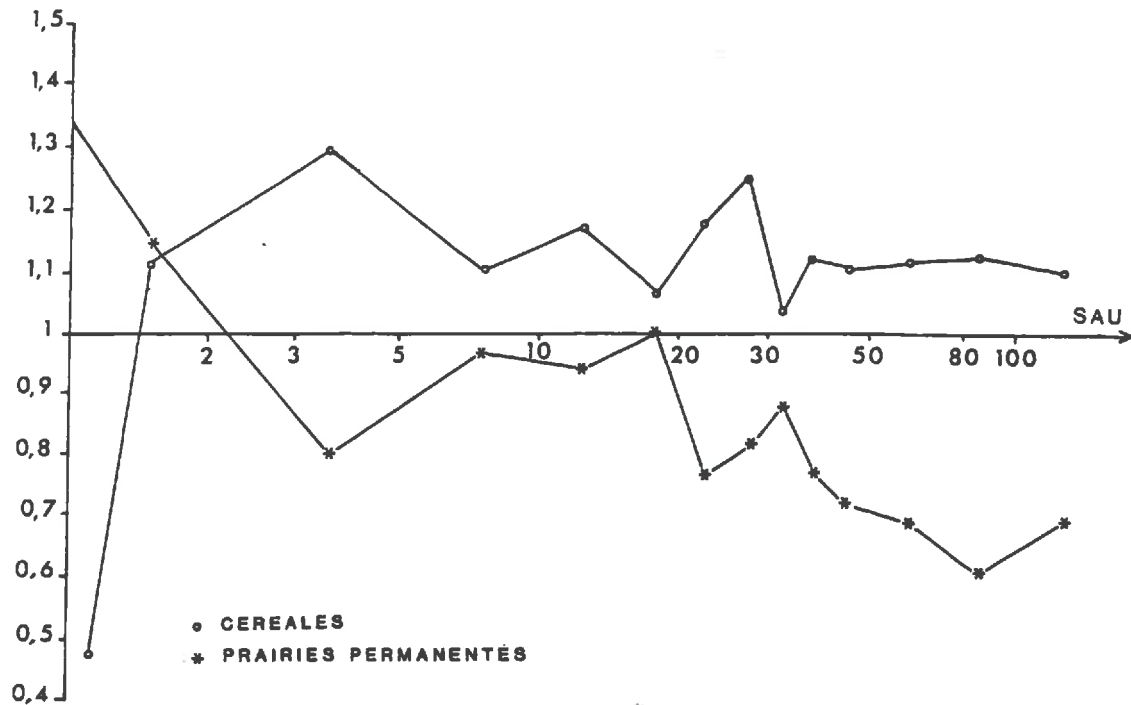


Fig. 7 - Evolution des céréales et des prairies permanentes en fonction de la taille des exploitations (SAU 1979 / SAU 1970). D'après A.KAPFER (1983).

A cet aspect s'ajoute la spécialisation des exploitations céréalières. Ainsi, si la proportion de blé tendre et de maïs était de 54 % en 1970, elle passe à 80 % en 1979. Parallèlement, on constate une régression des cultures fourragères et des espèces souvent auto-consommées par le cheptel (avoine, seigle). La vocation céréalière actuelle est suscitée par différents éléments :

- L'asservissement important de l'exploitant éleveur, les difficultés de l'écoulement des productions animales,
- Une structure économique plus favorable à la production céréalière : CORDONNIER (1982),
- L'amélioration des techniques de production : mécanisation et motorisation, gestion de la fertilisation, protection des cultures, amélioration génétique des espèces cultivées,
- Le drainage, bien qu'il reste 30.000 ha de terres non drainées, constitue l'élément catalyseur d'une telle évolution. Il permet une utilisation plus précoce des terres, une généralisation.

des rotations maïs-blé. Parallèlement, il autorise l'augmentation de la puissance des tracteurs : en 1979 30 % des engins ont une puissance supérieure à 50 cv, en 1979 leur proportion double.

La région du Faux Perche est actuellement en pleine évolution. Sa vocation céréalière se dessine surtout pour les grandes exploitations. Il subsiste encore un noyau d'exploitations moyennes de 25 ha attachées à la polyculture élevage. Mais le drainage d'une part, les structures économiques d'autre part, ne sont pas favorables au maintien de ce noyau, c'est-à-dire à la persistance des prairies et des cultures diversifiées (fourrage, céréales secondaires).

### I.3.1 Les conséquences sur le sol

De LEENHER (1977) note qu'une diminution du stock de matière organique est sensible au terme de 4 années suivant l'arrêt de fumures organiques. Par ailleurs, suite au retournement prairial, on observe au cours des ans une baisse générale du taux de matière organique. DELPHIN et al (1979) montrent ainsi l'évolution du stock humique suite à la disparition du cheptel animal, de la simplification des cultures, de l'intensification des productions céréalières. Parallèlement, RICHARD (1982) insiste sur la dilution du stock de matière organique, suite à l'approfondissement des labours autorisé par des engins de traction performants.

La baisse du taux de matière organique amplifie la susceptibilité du sol à la dégradation structurale de l'horizon labouré : MARTY (1970) ; BUI HUU TRI et al 1973. Il en résulte plusieurs phénomènes. D'une part, il y a un risque de dégradation superficielle et d'apparition de structures de battance. A cette dégradation superficielle s'ajoute d'autre part un compactage du fond de labour. Sur des ajustements statistiques, GUERIF (1979 a, 1979 b) montre en effet le rôle des matières organiques sur la susceptibilité au compactage.

On a effectué une observation qualitative de la porosité sur des lames minces provenant d'un profil de sol sous chaume de maïs. A faible grossissement, on observe une stratification de la porosité : des pores peu nombreux, de faible diamètre et discontinus, sont localisés au niveau de la surface et au fond du labour (annexe III).

A la faible perméabilité naturelle du profil, s'ajoutent donc deux nouvelles barrières à l'infiltration de l'eau.

On retiendra donc que la région du Faux Perche prend aujourd'hui l'aspect immense et monotone de la Beauce suite à la disparition de la polyculture élevage. Comme le souligne ISAMBERT (1984), le comportement de ces sols de limon est caractérisé par les défauts suivants :

- battance très importante,
- engorgement superficiel en hiver et au printemps,
- sols chimiquement pauvres qui nécessitent des fumures d'entretien répétées et fractionnées à cause du lessivage,
- sols sensibles au compactage.

## II. LA DEMARCHE EXPERIMENTALE

Pour étudier de quelle manière et dans quelle circonstance une pratique culturale est susceptible de modifier le comportement hydrique du sol jusqu'à le rendre sensible au ruissellement, plusieurs démarches d'études sont possibles :

- une démarche basée sur l'étude des bilans du transfert de l'eau, à l'échelle d'une parcelle expérimentale ou d'un champ. (ROOSE, 1975, 1980, BOLLINE, 1982). Les observations doivent cependant être effectuées sur des périodes relativement longues : on mesure des lames ruisselées dans des conditions qui varient sans cesse : intensité des pluies, profils hydriques, profils culturaux, ...),

- une démarche ponctuelle, fondée sur l'étude du fonctionnement hydrique d'une situation culturale donnée, à un instant donné. On effectue dans ce but des tests infiltrométriques par la technique de simulation de pluie (LAFFORGUE et NAAH, 1976), par l'emploi de perméamètres sous charge d'eau (HILLEL et GARDNER, 1969) ou sans charge d'eau (BOIFFIN, 1984). L'avantage de cette démarche (qui n'apporte cependant aucune vision intégratrice des phénomènes) réside dans le fait que l'on maîtrise les conditions du test. Elle permet ainsi de juger de l'effet spécifique de chacun des facteurs de ruissellement.

On a choisi la deuxième démarche car moins exigeante en moyens à mettre en oeuvre. La simulation de pluie s'avère à priori une technique adaptée à cette approche. On peut en effet :

- mesurer des régimes d'infiltration dans des conditions initiales aussi variées que possible,
- étudier l'exportation de matériaux par la lame d'eau ruisselante.

Afin d'avoir une vision globale du comportement hydrique des sols du Faux Perche, il nous faut maintenant résoudre deux problèmes distincts.

On doit, d'une part, mesurer le comportement hydrique de situations culturales représentatives de l'occupation des sols. Il nous faut tenir compte de la variabilité spatiale du comportement des situations testées et dans ce but on effectuera plusieurs mesures le long de la pente. De même il existe une variabilité temporelle du comportement hydrique, aussi

est-il intéressant de mesurer la capacité d'infiltration au cours d'un même itinéraire cultural, c'est-à-dire à différentes saisons.

D'autre part, le comportement hydrique dépend des conditions dans lesquelles une pluie affecte le sol : humidité du sol et intensité des pluies notamment. Les protocoles d'aspersion doivent également tenir compte de cet aspect.

La suite du texte est consacrée à l'exposé du protocole expérimental : choix des situations culturales et modalités de l'aspersion.

## II.1 LES SITUATIONS CULTURALES TESTEES

Plusieurs situations culturales représentatives de l'utilisation des terres du Faux Perche ont été l'objet des mesures infiltrométriques. On en donne ici une description :

### \* Blé d'hiver non drainé (B)

La surface du sol est fortement battue, voire lissée, présentant peu de plages de discontinuité, ce qui révèle un stade évolué de la dégradation superficielle. Seuls quelques silex brisés émergent du niveau général du sol. On remarque en outre un développement important d'algues microscopiques sur le sol, révélatrices de conditions hydriques superficielles humides. La masse de l'horizon Ap révèle lui aussi des signes d'humidité excessive : sa couleur bleutée, son odeur révèlent l'existence de composés réduits. La couverture végétale est, à la date des mesures, (fin mars), relativement bien développée (de 60 à 75 %) ; il n'y a pas d'adventices, suite à un traitement phytosanitaire ayant succédé au semis.

### \* Chaume de maïs, non drainé (CM)

La surface du sol est battue, mais par rapport au cas précédent on observe des plages de discontinuités. Les agrégats non desquamés sont de l'ordre de 2 à 3 cm, mais de faible hauteur. On observe quelques fissures superficielles de 1 à 2 mm de large. Les mêmes remarques que précédemment peuvent être faites sur la masse de l'horizon travaillé.

Le recouvrement végétal dû au chaume de maïs ne représente que quelques pourcents. On remarque cependant la présence de quelques adventices de culture.

### \* Chaume de maïs, drainé (CMD)

La surface du sol est battue, mais par rapport à la situation non drainée on peut constater qu'il existe des îlots agrégaires plus nombreux. La masse de l'horizon labouré est de couleur brun foncé et n'est jamais gleyifiée. La structure apparaît ainsi plus agrégée que dans le cas des deux situations précédentes. Un fort recouvrement végétal d'adventices distingue nettement la situation drainée de la situation non drainée.



Compte-tenu de l'importance du couvert végétal dans les phénomènes de ruissellement et d'érosion (ROOSE, 1980), les emplacements de mesure sur chaume de maïs drainé et chaume de maïs non drainé ont été méticuleusement débarrassés de leurs adventices. On élimine ainsi un paramètre difficilement quantifiable mais influençant énormément l'évolution potentielle de la surface sous l'énergie des gouttes de pluie artificielle. Bien que l'on n'efface pas totalement l'effet du système racinaire sur les propriétés de l'architecture porale, cette précaution nous permettra de comparer plus facilement, d'une part les différentes répétitions entre elles, et d'autre part, le système drainé au système non drainé.

\* Chaume de blé, non drainé (C)

On remarque une surface desquamée, fréquemment interrompue par les tiges des végétaux et des fentes de dessiccation qui ont de 1 à 2 mm de large. On peut déceler à la surface des débris végétaux divers, libérés par les travaux de récolte. La masse de l'horizon est brun foncé, grossièrement agrégée à massive.

La comparaison des mesures effectuées sur le blé d'hiver (B) et le chaume de blé (C) permet de juger la variabilité dans le temps du comportement hydrique de cette sole. Il est ainsi testé au cours de deux périodes différentes de la culture du blé : en période hivernale avant le tallage, et en période estivale après la récolte. Il s'agit d'un suivi succinct et ceci est imposé en partie par une contrainte d'accessibilité au champ (dégâts causés aux cultures par les mesures).

\* Chaume d'avoine drainé (CD)

Les mêmes remarques que celles du cas précédent peuvent être faites. Une structure légèrement plus agrégée la distingue de la situation non drainée.

\* Prairie drainée (P)

Elle est implantée depuis deux ans en bas de versant où les sols sont à tendance planosolique d'accumulation et colluviaux principalement.

Il serait tentant de considérer cette situation culturelle comme un témoin reflétant les propriétés hydriques des sols du Faux Perche antérieurement à l'évolution contemporaine de l'agriculture. Mais ceci ne peut être fait dans la mesure où la potentialité agricole du sol est moindre dans cette situation topographique (ISAMBERT, 1984).

La surface et la masse de l'horizon superficiel sont fractionnées, microagrégées sous l'effet du foisonnement racinaire.

\* Forêt (F) non drainée

On entend par ce terme des îlots boisés, quelques fois maintenus aux limites du parcellaire et suffisants pour assurer une production ligneuse occasionnelle. Cette utilisation du sol apparaît comme un cas extrême : une situation témoin. La litière est composée d'un litage de feuilles de 2 à 3 années, surmontée par des brindilles de natures diverses et perturbée par les travaux de récolte. A la surface du sol, on peut distinguer une macroporosité interagrégat, quelques turritules de vers de terre.

\* Situation standard drainée ou non drainée (S et SD)

En bêchant l'horizon superficiel, on efface en partie l'histoire culturale antérieure. On définit ainsi une situation donnée, dont l'évolution et les conséquences sur le transfert de l'eau dépendent en grande partie de la configuration porale initiale et des propriétés intrinsèques du sol. La granulométrie des mottes superficielles est homogène. Le diamètre maximal atteint 2 à 3 cm.

Sur chacune des situations culturales décrites, on a effectué plusieurs tests infiltrométriques le long de la pente.

II. 1.1 Caractéristiques physicochimiques

Les tableaux 1 et 2 résument les caractéristiques granulométriques et analytiques de la couche 0-10 cm des différentes situations. Celles-ci sont désignées par les abréviations définies au paragraphe précédent.

	<2 $\mu$	2.10 $\mu$	10.20 $\mu$	20.50 $\mu$	50.200 $\mu$	200.2000 $\mu$
CD n = 3	$\bar{m}$ 11.5	13.0	18.5	39.8	6.33	3.66
	$\sigma$ 0.86	1.32	1.0	1.25	0.57	0.57
SD 3	11.6	9.66	16.83	39.6	10.16	6.0
	1.5	0.17	0.28	0.57	0.28	0
CMD 6	11.48	12.18	19.1	42.24	6.50	3.54
	0.94	1.79	1.35	2.15	0.73	0.13
P 3	13.71	14.96	17.1	37.3	7.7	4.23
	0.98	0.72	0.65	1.61	1.34	1.30
C 3	11.16	10.16	16.3	38.8	9.5	7.16
	1.52	0.57	0.76	1.25	0.86	1.04
S 3	12.33	12.50	18.0	41.16	6.0	4.0
	0.76	0.86	1.0	0.76	1.0	1.0
CM 6	10.88	11.0	15.8	38.04	14.11	7.54
	1.15	2.18	1.48	2.4	3.0	1.01
B 3	13.13	13.23	18.8	36.05	9.08	5.18
	1.83	3.16	2.71	1.98	2.29	1.40
F 2	14.55	18.3	18.75	34.25	5.6	2.50
	2.05	1.69	0.63	3.32	0.56	0.42

Tableau 1 : Analyse granulométrique - chiffres gras : moyennes  
- chiffres fins : écarts types  
n = effectif de l'échantillon pour chaque situation.

	MO %	N %	K	Ca meq/100 g	Mg	T	S/T
CD	2.06	1.13	0.18	4.96	0.38	8.83	63.0
	0.11	0.05	0.03	0.35	0.05	0.28	6.55
SD	1.13	1.16	0.36	6.4	0.68	9.5	77.0
	0.11	0.05	0.27	1.90	0.36	0.86	19.9
CMD	2.46	1.21	0.24	5.53	0.38	-	-
	0.32	0.13	0.03	0.80	0.08		
P	2.57	1.15	0.06	6.4	0.36	10.00	68.6
	0.31	0.18	0	0.94	0.02	0	9.73
C	1.86	0.93	0.13	6.66	0.33	8.83	80.6
	0.15	0.06	0	0.73	0.02	0.76	4.15
S	1.70	0.82	0.15	5.33	0.45	9.2	64.3
	0.10	0.09	0.11	0.75	0.08	0.76	4.04
CM	2.01	1.04	0.14	6.42	0.36	-	-
	0.15	0.08	0.02	0.55	0.05	-	-
B	2.06	1.05	0.13	6.71	0.41	9.91	73.15
	0.15	0.09	0.01	1.10	0.06	0.20	9.72
F	6.8	1.8	0.20	2.95	0.55	10.00	37.0
	0.56	0.2	0.03	1.9	0	0	19.8

Tableau 2.

## Caractéristiques analytiques

chiffres gras : moyennes

chiffres fins : écarts types

En ce qui concerne l'analyse granulométrique, on remarque des moyennes qui sont sensiblement identiques : les situations culturales diffèrent peu entre elles. En outre, pour chacune des situations (variabilité séquentielle), on remarque des écarts types faibles.

Les mêmes constatations peuvent être faites sur les caractéristiques analytiques, le cas forestier se distinguant cependant des autres situations par son taux de matière organique et de calcium.

La variabilité séquentielle traduit sans doute des phénomènes de redistribution spatiale des éléments (par exemple argile, matière organique associée, etc ...), mais compte tenu des faibles écarts observés, on admettra l'hypothèse selon laquelle les propriétés de l'horizon superficiel sont identiques pour les unités de sol testées (glossiques et planosoliques).

Ce point est important, il nous autorise à ne pas considérer ici les caractéristiques intrinsèques du matériau superficiel dans l'analyse des facteurs de variation du comportement hydrique.

## II.2 PROTOCOLE OPERATOIRE

### II.2.1 Description du simulateur de pluie :

Un simulateur de pluie est utilisé en fonction de deux objectifs :

- l'étude du comportement hydrique du sol : GIFFORD 1976 ; LAFFORGUE 1976 - 1977 ; COLLINET et al 1979 etc ...),
- l'étude de l'érosion : celle-ci est généralement entreprise par le suivi de parcelles de mesure soumises aux pluies naturelles. Mais une période de mesure s'étendant sur 15 à 20 années est nécessaire pour observer l'effet d'averses exceptionnelles, les seules vraiment importantes vis-à-vis des phénomènes érosifs. Aussi, depuis une trentaine d'années, il s'est développé le souci de reproduire de façon contrôlée les caractéristiques de ces pluies et d'observer leurs effets. (D. MEYER - 1958).

De nombreux dispositifs de simulation de pluie ont été proposés : soit des dispositifs à goutteurs (fils, capillaires, tubes) soit des dispositifs à gicleur dont l'intensité de la pluie peut être ou non variable. C'est ainsi qu'en 1977, ASSELINE et VALENTIN mettent au point un asperseur à gicleur que nous utiliserons ici. Sa description est donnée en annexe IV.

Les étalonnages que les auteurs effectuent tiennent compte des caractéristiques physiques de la pluie naturelle. Ils portent sur :

- le calibrage des gouttes,
- la vitesse d'impact au sol et l'énergie cinétique,
- l'indice d'agressivité climatique R, égal au produit de l'énergie d'impact d'une pluie par son intensité. Il est vraisemblable que de nombreuses variables climatiques conditionnent ces caractéristiques : intensité

et durée des averses, types de nuages, température et humidité relative de l'air, saisons, etc ... Aussi les résultats acquis par divers auteurs diffèrent-ils selon les climats. En première analyse, pour des intensités identiques, le diamètre et l'énergie cinétique des gouttes seraient inférieures en climat "océanique" (Trinidad, Japon, Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire) à celles mesurées en climat plus "continental" (Allemagne, Rhodésie, Centre Sud des Etats-Unis) : Fig. 8.

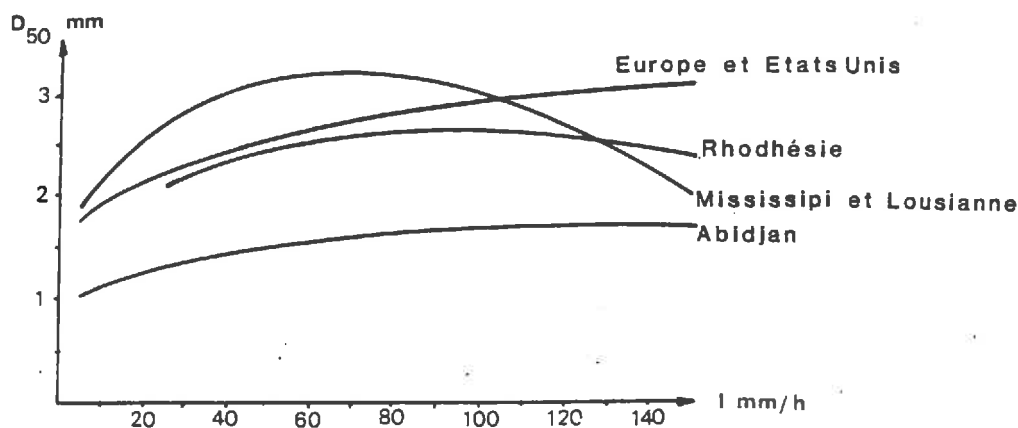


Fig. 8 - Diamètre moyen des gouttes et intensité des pluies d'après J. ASSELINE et C. VALENTIN 1977.

J. ASSELINE et C. VALENTIN effectuent la mise au point de leur asperseur sur les données recueillies par HUDSON (1973) en Rhodésie, les estimant plus fiables étant donné le nombre important d'années d'observation.

Ils montrent que l'appareil :

\* délivre une proportion importante de gouttes de diamètre compris entre 0.8 et 3 mm (annexe IV fig. 3),

\* met en oeuvre des énergies cinétiques d'autant plus proches de celles des pluies naturelles que les intensités sont élevées (annexe IV fig. 4). Ainsi l'appareil ne fonctionne convenablement qu'à partir de 30 mm/h,

\* produit un indice d'agressivité climatique proche de celui des pluies naturelles (annexe IV fig. 5).

En comparant leurs résultats avec ceux d'autres simulateurs de pluie, les auteurs montrent la supériorité de l'asperseur. Ils insistent cependant sur :

- la variabilité des données naturelles de calage,
- les difficultés pour obtenir de telles données : les expérimentations doivent aboutir à la connaissance des distributions des tailles de goutte et de leur vitesse d'impact.

L'utilisation de l'appareil permet :

- de faire varier l'intensité des pluies et de contrôler leurs valeurs,
- de tester l'infiltration d'une surface d'un m<sup>2</sup> avec, de part et d'autre, une zone de garde. La surface arrosée varie avec l'intensité des pluies et est comprise entre 4 et 6 m<sup>2</sup>,
- de mesurer le ruissellement lorsque l'intensité de la pluie est supérieure à la capacité d'infiltration du sol. Le dispositif fait appel dans ce but à des mesures de débits : on a utilisé dans un premier temps des éprouvettes, dans un deuxième temps, on a construit un limnigraphe (annexe V),
- de prélever des aliquotes sur les eaux de ruissellement. La mesure de leur turbidité est faite au laboratoire. Les matières en suspension sont floculées par une solution de sulfate d'alumine, puis pesées.

## II.2.2 Contraintes d'utilisation

La caractéristique principale de la simulation de pluie est de contrôler l'intensité et la durée de la pluie.

Néanmoins l'évènement pluvieux doit obéir à certaines règles. Il est intéressant de simuler une large gamme d'intensités représentatives de la région étudiée. Il faut par contre respecter leur durée correspondante. Il faut donc mener une étude préliminaire des relations liant l'intensité à la durée des averses naturelles.

D'autre part, il faut que la hauteur de pluie simulée soit suffisante pour que l'on puisse observer le ruissellement. Il faut alors tenter d'adapter les caractéristiques des pluies simulées aux intensités-durées des pluies naturelles.

### II.2.2.1 *Intensités-durées des averses naturelles*

Etant donné l'extrême variabilité des évènements pluvieux naturels, il est nécessaire d'apporter des précisions sur la fréquence d'apparition d'une intensité de durée donnée.

L'étude de lois de probabilité des intensités-durées peut être abordée (LOBERT 1969 ; GIGOU 1973 ; MEKIDJAN et al 1971). Généralement,

l'établissement des courbes intensité - durée - fréquence sont suffisantes (ROOSE 1975 - 1980 ; VALENTIN 1981).

Suivant la méthode des relevés de dépassement du seuil (ROCHE 1963 ; REIMINIERAS 1965), nous avons déterminé les courbes intensité - durée - fréquence de deux stations météorologiques voisines du site de mesure : Tours (13 années d'observation), Orléans (19 années d'observation). Elles sont reportées fig. 9.

On peut remarquer que :

- les intensités sont plus élevées à Tours qu'à Orléans. Les pluviosités annuelles soulignent par ailleurs cette différence (670 et 620 mm respectivement),

- les plus fortes intensités sont obtenues au cours de laps de temps plus courts et pour des fréquences faibles.

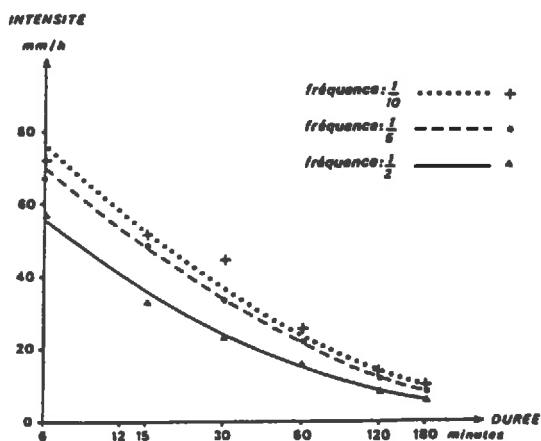
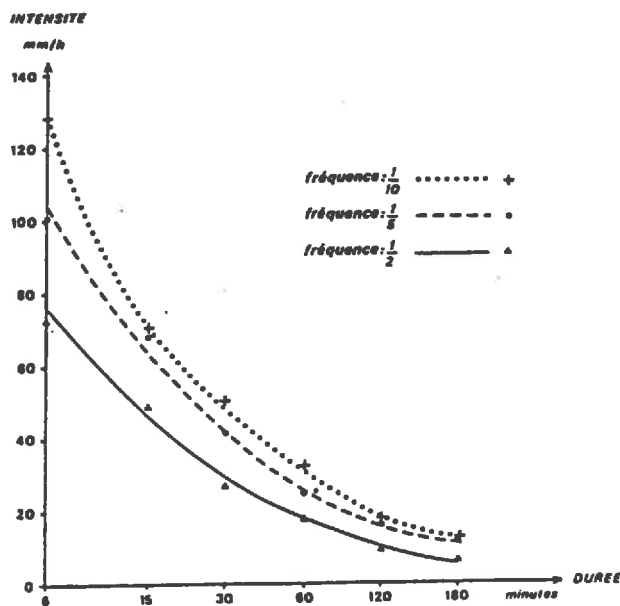


Fig. 9 - Relations intensité - durée - fréquence des stations météorologiques de TOURS et ORLEANS.



### II.2.2.2. Adaptation des protocoles aux données naturelles

Nous disposons des caractéristiques des averses naturelles de deux stations météorologiques relativement proches du site de mesure. Afin de les adapter aux protocoles d'aspersion, nous avons recherché, dans un premier temps, laquelle de ces deux stations est la plus représentative du site de mesure. On constate à la station de Tours :

- une pluviosité annuelle voisine de celle des précipitations de la région du Faux Perche,
- un indice d'agressivité climatique se rapprochant de celui de la station de Chateaudun, située à une relative proximité du site de mesure mais dont les relevés de dépassement de seuil n'ont pu être obtenus.

Indice d'agressivité climatique : à ORLEANS : 33  
à TOURS : 38  
à CHATEAUDUN : 44 (PIHAN - 1978)

Nous considérons donc que les données de cette station sont susceptibles de caractériser les averses naturelles du site de mesure.

Il nous faut maintenant définir quel est le niveau de fréquence qu'on doit prendre en compte pour choisir l'intensité et la durée des averses simulées. On a vu qu'il était impératif d'utiliser des averses suffisamment longues pour que le ruissellement puisse apparaître. D'autre part, le souci de caractériser la variabilité spatiale du comportement des différentes situations culturales nous oblige à multiplier les essais de simulation de pluie. De même que la préparation des parcelles de mesure, l'installation du dispositif de simulation demande beaucoup de temps (VALENTIN, 1978). Il faut donc que les pluies simulées soient aussi brèves que possible et, dans ce but, on aura intérêt à ce que l'apport d'eau soit suffisamment conséquent pour que le refus à l'infiltration soit précoce. Ceci justifie le choix d'une intensité élevée, correspondant à une fréquence faible (1/10).

En dernier lieu, il nous faut définir quelles sont les intensités qu'il nous est possible d'utiliser. Bien que l'appareillage soit conçu pour fonctionner à des intensités minimales de 30 mm/h, des essais préliminaires ont pu mettre en évidence qu'à cette intensité les gouttes d'eau percutent le bâti métallique et rendent l'intensité de la pluie très irrégulière. Ce n'est qu'au-delà de 45 mm/h qu'on peut effectuer des mesures convenables. Afin d'analyser l'effet d'une gamme d'intensités suffisamment large, nous avons choisi les intensités suivantes : 45, 60, 75, 80 mm/h.

D'après la figure 9, on peut voir que les durées maximales "autorisées" par la fréquence décennale de la station de TOURS sont de :

- . 30 minutes pour 45 mm/h
- . 20 minutes pour 60 mm/h

- . 15 minutes pour 75 mm/h
- . 10 minutes pour 80 mm/h

### II.2.2.3 Protocole d'aspersion

On a vu qu'en plein champ les modalités du transfert de l'eau sont dépendantes, pour une situation culturale donnée, des conditions dans lesquelles une averse intervient. On peut s'attendre aux effets suivants de l'humidité initiale :

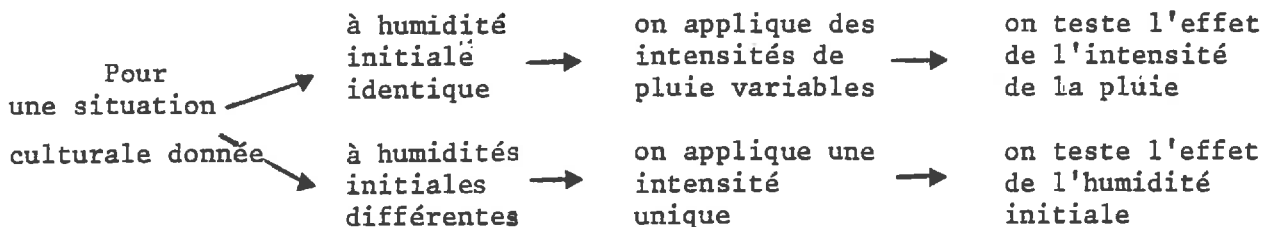
- elle détermine l'intensité de la succion sur la lame qui transite par gravité,
- elle détermine la quantité d'espace disponible pour l'eau en mouvement. Dans des cas extrêmes, des nappes peuvent se former,
- elle intervient sur la mouillabilité du sol,
- elle interfère sur les caractéristiques hydrauliques de la croûte de battance.

On peut, de même, définir le rôle de l'intensité des pluies :

- elle intervient sur la répartition de l'eau en mouvement dans les différentes catégories de pores,
- elle détermine les possibilités d'échappement de l'air soit par le haut, soit par le bas du profil.

Ainsi, pour des architectures porales fixées et invariantes au cours d'une pluie, et notamment en absence de dégradation superficielle, l'infiltration de l'eau ne dépendra uniquement que de l'intensité et de l'humidité du sol. Leurs effets, qui peuvent ou non être antagonistes, doivent donc être départagés.

Dans ce sens, nous avons déterminé les caractéristiques du protocole opératoire selon le schéma suivant :



Dans ce but, deux campagnes de mesure ont été nécessaires :

- une campagne hivernale : (de février à mars)

L'humidité initiale du sol est invariante, on fait varier l'intensité des pluies ; le train d'averses simulées est le suivant :

durée de ressuyage avant la pluie		10'	10'
durée de la pluie	1 heure	15'	30'
intensité de la pluie	60 mm/h	80 mm/h	45 mm/h

Tableau 3 - protocole hivernal

Bien qu'il soit intéressant de multiplier les effets d'une gamme d'intensités étendue, les contraintes techniques ne permettent pas de tester plus de trois intensités de pluie.

On fera plusieurs remarques sur le train d'averses adopté :

\* Il s'agit d'une succession d'intensités non progressive car essayant de reproduire les variations d'intensité au cours des averses naturelles : Elle croît en effet progressivement et diminue ensuite jusqu'à des valeurs beaucoup plus faibles (ROCHE - 1963 ; LAFFORGUE 1977).

\* La première phase à 60 mm/h présente une durée excessive par rapport aux conditions naturelles. Elle a été établie arbitrairement à une heure afin d'observer toujours un ruissellement et ceci pour toutes les implantations.

- la campagne estivale : (d'août à septembre)

L'intensité des pluies est identique, on fait varier l'humidité initiale.

durée de ressuyage	2 jours	1 jour	4 heures	1/2 heure
durée de la pluie	< 20'	< 20'	< 20'	< 20'
intensité de la pluie	75 mm/h	75 mm/h	75 mm/h	75 mm/h

Tableau 4 - protocole estival

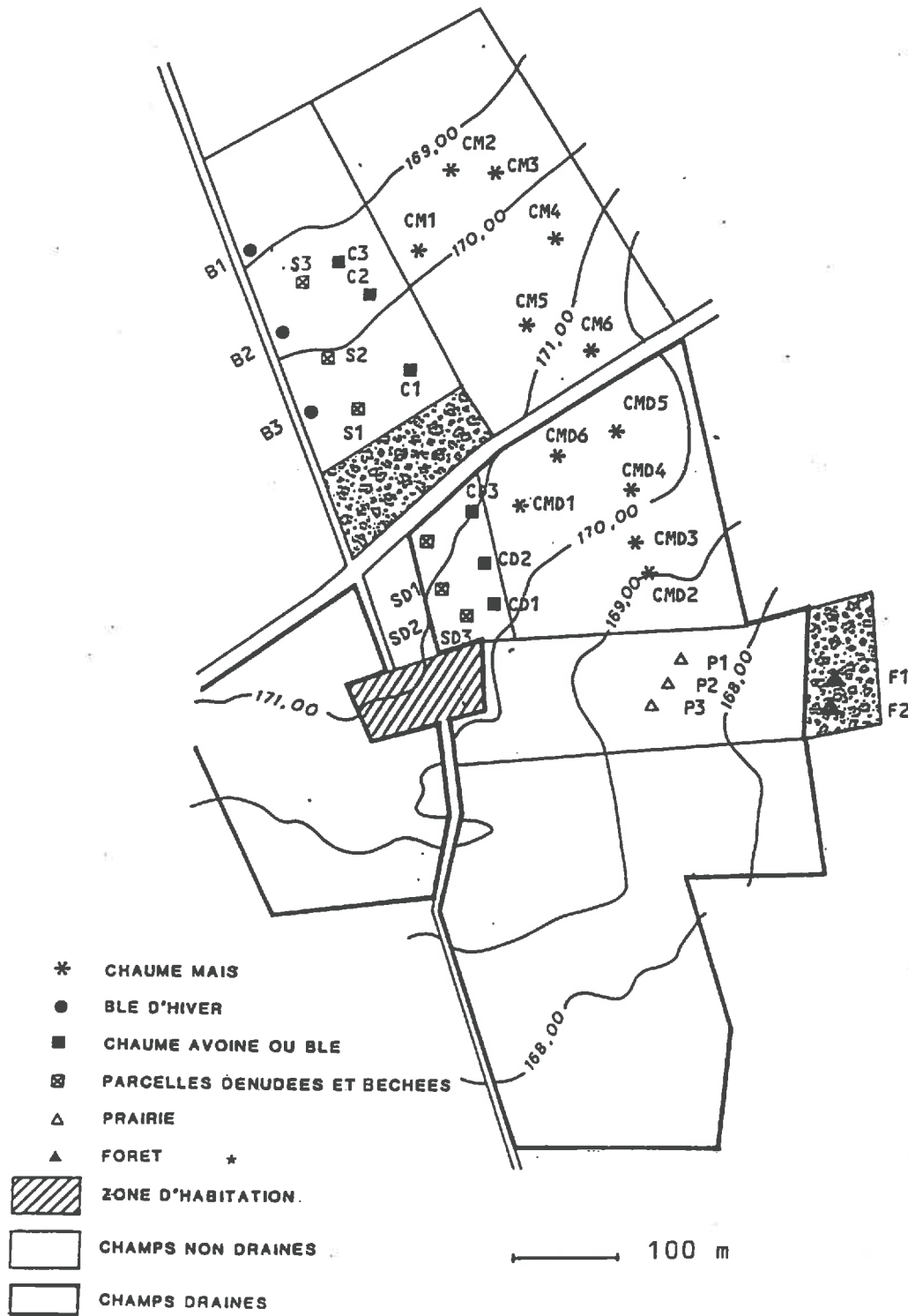
### *II.2.3.1 Plan d'expérimentation*

La figure 10 donne le plan des champs d'expérimentation et le repérage des différentes parcelles de mesure.

Le tableau 5 résume les caractéristiques des différents emplacements de mesure.

Au cours de la campagne hivernale on a, en situation drainée, implanté les parcelles de mesure sans tenir compte du positionnement par rapport aux tranchées de drainage. La distance séparant les parcelles de la tranchée varie ainsi de 1,5 à 5 mètres. Cependant, au cours de la campagne estivale, toutes les mesures sont effectuées sur des parcelles rigoureusement placées à l'interdrain, soit 5 mètres en amont des tranchées de drainage.

Fig. 10 - Plan d'expérimentation



OCCUPATION DU SOL	AMENAGEMENT DRAINE . . . . D NON DRAINE ND	TAUX DE COUVERTURE VEGETALE	NOMBRE DE REPETITIONS	NOTATION DES PARCELLES
<b>CAMPAGNE HIVERNALE</b> =====				
- Forêt	ND	95 %	2	F1, F2
- Prairie temporaire	D	100 %	3	P1, P2, P3
- Chaume de Maïs fourrager	D	4-5 %	6	CMD1, CMD2, CMD3, CMD4, CMD5, CMD6
- Chaume de Maïs fourrager	ND	4-5 %	6	CM1, CM2, CM3, CM4, CM5, CM6
- Blé d'hiver	ND	60-70 %	3	B1, B2, B3
<b>CAMPAGNE ESTIVALE</b> =====				
- Chaume d'Avoine	D	90 %	3	CD1, CD2, CD3
- Chaume de Blé	ND	90 %	3	C1, C2, C3
- Parcelle standard : dénudée et bécchée	D	0 %	3	SD1, SD2, SD3
- Parcelle standard : dénudée et bécchée	ND	0 %	3	S1, S2, S3

Tableau 5 - Caractéristiques des parcelles de mesure

# **DEUXIEME PARTIE**

**COMPORTEMENT HYDRODYNAMIQUE**

## I. GENERALITES

Au cours d'une pluie simulée, l'intensité du ruissellement varie avec le temps. En reportant cette intensité sur un graphe où figure en abscisse la durée de la pluie, on décrit un hydrogramme de ruissellement.

La description de l'hydrogramme type de ruissellement révèle quatre phases successives. Figure 11.

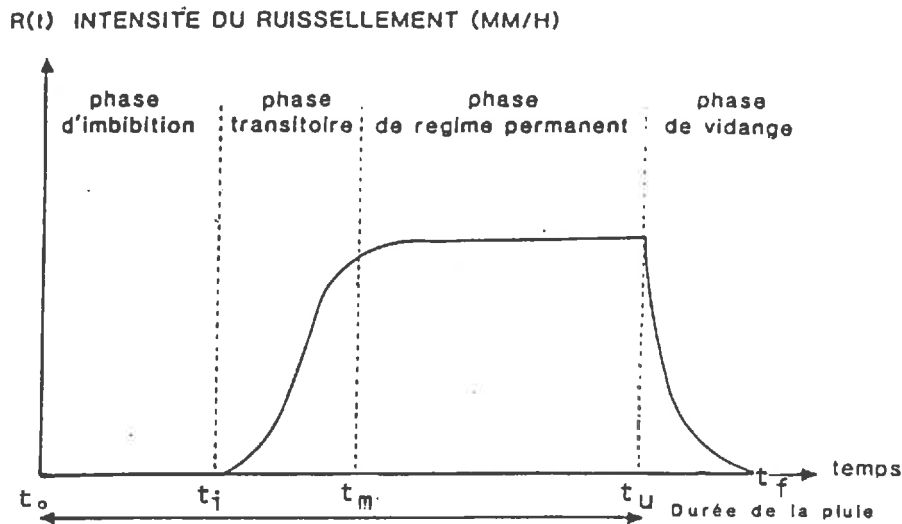


Fig. 11 - Phases caractéristiques de l'hydrogramme de ruissellement d'après LAFFORGUE (1977).

- de  $t_0$  à  $t_i$  : une phase d'imbibition, au cours de laquelle l'intensité de l'infiltration de l'eau dans le sol est supérieure à l'intensité de la pluie ; le ruissellement est nul.
- de  $t_i$  à  $t_m$  : une phase transitoire, au cours de laquelle le ruissellement prend des valeurs de plus en plus importantes.
- de  $t_m$  à  $t_u$  : une phase de régime permanent, au cours de laquelle le ruissellement ne varie plus.
- de  $t_u$  à  $t_f$  : une phase de décrue après l'arrêt de la pluie.



Cependant, l'allure de l'hydrogramme de ruissellement peut présenter des modifications. Sur la base de plus d'une centaine de pluies (annexe VI) que nous avons effectuées au cours des différentes campagnes de mesure, on peut dégager une typologie de l'hydrogramme de ruissellement.

**TYPE 1** : on l'observe dans 39 % des cas. L'intensité de ruissellement  $R(t)$  peut être modélisée par une fonction de type sigmoïdale :

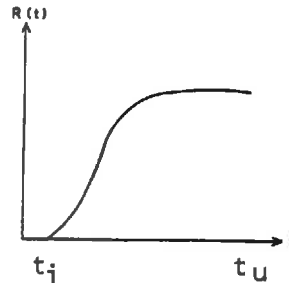
Si  $t_i$  : début du ruissellement  
 $t_u$  : fin de la pluie

Pour chaque temps  $t$  compris entre  $t_i$  et  $t_u$  :

$$R(t) = W \left\{ 1 - e^{-\left(\frac{t-t_i}{a}\right)^2} \right\}$$

$R(t)$  = intensité du ruissellement  
 $t$  = temps

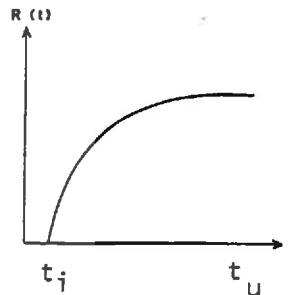
$W, a$  : constantes expérimentales



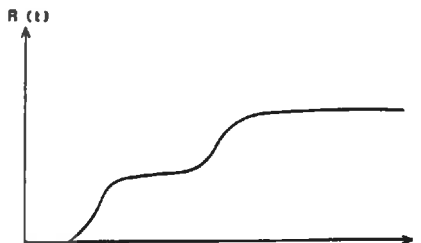
**TYPE 2** : on l'observe dans 57 % des cas. On peut ajuster sur l'hydrogramme de ruissellement un modèle exponentiel :

$V, t_i < t < t_u$

$$R(t) = W \left\{ 1 - e^{-\left(\frac{t-t_i}{a}\right)} \right\}$$



**TYPE 3** : très rare (4 % des cas)



On l'observe si la durée de la pluie est particulièrement prolongée. L'hydrogramme de ruissellement présente différents paliers ; à chacun d'eux correspond une capacité d'infiltration différente de la parcelle de mesure.

## I.1 EQUATIONS DU BILAN DE L'EAU AU COURS D'UNE PLUIE

Une étude menée par LAFFORGUE (1977) décrit d'un point de vue formel le processus de ruissellement.

Au cours de la phase d'imbibition, l'intensité d'infiltration  $F(t)$  est en tout point supérieure à l'intensité de la pluie.

Si l'intensité de la pluie est suffisante, et suite à la diminution du gradient de potentiel capillaire de l'eau, il arrive un moment où l'intensité d'infiltration devient localement inférieure à l'intensité de l'averse. Dans le cas général où la surface du sol n'est pas rigoureusement plane (présence de dépressions de taille variable), l'excès d'eau non infiltrée sert au remplissage de ces dépressions. Ce stock d'eau est appelé  $S(t)$ . Ce terme croît jusqu'à la fin de la phase d'imbibition, où le débordement d'une certaine proportion des flaques d'eau produit le ruissellement.

Au cours de la phase transitoire, le ruissellement prend des valeurs de plus en plus importantes.

On peut écrire une équation de continuité relative au bilan. Elle doit tenir compte de plusieurs phénomènes superposés :

- une diminution continue de l'intensité d'infiltration  $F(t)$ .
- une augmentation du stockage de l'eau dans les flaques incomplètement remplies lors de la phase d'imbibition, le terme  $S(t)$  continue de croître.
- une augmentation de la hauteur moyenne de l'eau en mouvement à la surface du sol :  $D_m(t)$ . Ainsi :

$$I(t) - F(t) = R(t) + \frac{dD_m}{dt} + \frac{dS}{dt} \quad (1)$$

avec :

- $t$  : temps
- $I(t)$  : intensité de la pluie
- $F(t)$  : intensité de l'infiltration
- $R(t)$  : intensité du ruissellement
- $\frac{dD_m}{dt}$  : variation de la hauteur de la lame en déplacement sur la parcelle
- $\frac{dS}{dt}$  : variation du stockage de l'eau dans les flaques

Dans le cas d'une surface plane, c'est-à-dire ne présentant ni dépressions ni cuvettes susceptibles comme précédemment d'introduire dans le bilan le terme  $S(t)$ , l'équation générale devient :

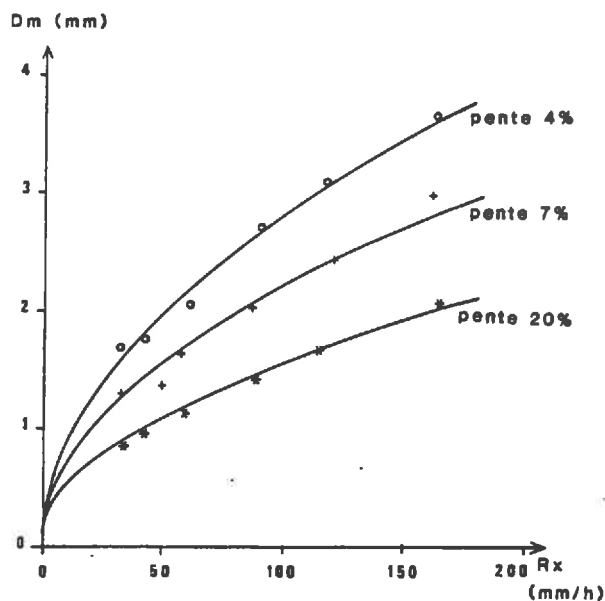
$$I(t) - F(t) = R(t) + \frac{dD_m}{dt} \quad (2)$$

Au cours de la phase de régime permanent,  $\frac{dD_m}{dt}$  et  $\frac{dS}{dt}$  sont nuls et l'équation de bilan devient, pour les deux types de surface :

$$I(t) - F(t) = R(t) \quad (3)$$

Au cours de la phase de régime permanent de ruissellement, LAFFORGUE montre que la hauteur d'eau mobile  $D_m$  atteint une valeur maximale. Celle-ci dépend de l'intensité maximale du ruissellement ( $R_x$ ), de la pente topographique, de la longueur de la parcelle : figure 12.

a) Influence de la déclivité



b) Influence de la longueur

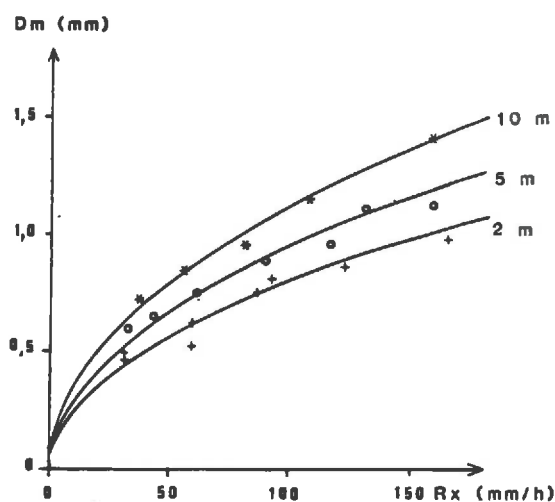


Fig. 12 - Influence des caractéristiques morphologiques de la parcelle sur  $D_m$ , d'après A. LAFFORGUE, 1977.

Etant donné les faibles valeurs de  $D_m$  obtenues par cet auteur pour des surfaces de mesure variant entre 10 et 50 m<sup>2</sup>, on peut considérer, dans le cas étudié ici, où les parcelles sont de petites tailles (1 m<sup>2</sup>), que le terme  $D_m$  influence peu la typologie de l'hydrogramme de ruissellement.

Les équations (1) et (2) permettent alors de mieux comprendre la typologie de l'hydrogramme de ruissellement. Les hydrogrammes de type 1, d'allure sigmoïdale, correspondent au cas de parcelles de mesure non planes, ce qui nécessite d'introduire le terme  $dS/dt$  dans l'équation du bilan. Inversement, les hydrogrammes de type 2 correspondent au cas de parcelles planes. Dans ce cas  $dS/dt$  est nul et l'hydrogramme du ruissellement reflète presque intégralement la courbe de décroissance de l'intensité d'infiltration.

Dans la pratique, étant donné les faibles superficies testées, les termes de stockage sont négligés et de nombreux auteurs se ramènent à l'équation (3) pour calculer l'intensité d'infiltration au cours d'une averse (DANGLER 1976 ; VALENTIN 1981 ; CASENAVE 1981 ; CHEVALIER 1981 ; THORNES et al 1983).

## II. TRAITEMENTS STATISTIQUES GLOBAUX

Nous tenterons dans ce qui suit de dégager de l'ensemble des résultats recueillis au cours des deux campagnes de mesure, hivernale et estivale, les facteurs qui jouent un rôle prépondérant dans le comportement hydrique des situations culturales testées. Nous devons, pour ce, choisir des paramètres de comparaison caractérisant au mieux l'hydrogramme de ruissellement.

### II.1. CHOIX DE PARAMETRES DE CARACTERISATION DE L'HYDROGRAMME DE RUISSELLEMENT

Différentes valeurs expérimentales permettent de caractériser l'hydrogramme de ruissellement :

- la durée de la phase d'imbibition, notée  $t_i$  ; elle permet de déterminer la hauteur d'eau infiltrée par la parcelle de mesure avant que le ruissellement ne se déclenche :

$$P_i = I \times t_i$$

avec  $P_i$  : hauteur d'eau d'imbibition en mm

$I$  : intensité de la pluie en mm/h

- la durée de la phase transitoire (de  $t_i$  à  $t_m$ ),

- l'intensité de ruissellement en régime permanent ( $R_x$ ) : elle permet de définir un coefficient de ruissellement caractéristique de la parcelle de mesure :

$$K_r \% = \frac{R_x}{I} \times 100$$

Il existe des variations de l'intensité de la pluie, de faible amplitude, se répercutant sur l'intensité du régime de ruissellement. Nous effectuons le calcul de Kr à partir de valeurs moyennes d'intensité de pluie et de ruissellement permanent.

La durée de la phase transitoire est un paramètre difficile à analyser. Comme on l'a vu, cette durée dépend en grande partie de caractéristiques de forme des parcelles de mesure : présence de dépressions, rugosité. De plus, son appréciation est très subjective : il est difficile de préciser avec exactitude le temps pour lequel le ruissellement se stabilise. On caractérisera de ce fait les hydrogrammes de ruissellement par l'intermédiaire des deux paramètres Pi et Kr.

## II.2 ANALYSE GLOBALE DES RESULTATS

Le tableau 6 récapitule les moyennes et écarts types des deux grandeurs mesurées Pi et Kr dans chacun des différents traitements.

TRAITEMENT (occupation du sol)	CAMPAGNE HIVERNALE					CAMPAGNE ESTIVALE			
	F forêt	P prairie	CMD chaume drainé	B maïs blé d'hiver	CM maïs chaume	CD chaume drainé	C chaume	SD standard drainé	S standard
Pi MOYEN mm	14.22	16.12	2.7	0.97	0.71	9.35	8.76	4.57	3.81
ECART-TYPE	9.12	17.10	3.93	0.68	0.69	7.20	4.06	3.65	4.59
COEF. VARIATION	0.64	1.06	1.41	0.69	0.96	0.78	0.46	0.79	1.20
Kr MOYEN %	4.3	61.9	43.87	95.5	89.1	52.59	56.87	73.85	74.79
ECART-TYPE	-	9.37	23.73	2.98	3.59	18.17	12.12	6.19	11.97
COEF. VARIATION	-	0.15	0.54	0.03	0.04	0.34	0.21	0.08	0.16

Tableau 6 - valeurs moyennes et caractéristiques de dispersion de Pi (en mm) et Kr (en %).

Les valeurs moyennes peuvent être classées selon l'occupation du sol.

\* dans le cas de Pi :

$$P > F > \text{CMD} > B > \text{CM}$$

$$\text{CD} > C > \text{SD} > S$$

On constate que les systèmes prairiaux, forestiers, drainés, ont des hauteurs d'imbibition élevées. Dans le cas de la campagne estivale, la présence d'une couverture végétale augmente également cette hauteur. Inversement, les hauteurs d'imbibition sont très réduites dès que la surface du sol est nue ou présente des signes de battance : cas du blé d'hiver, du chaume de maïs et des parcelles préalablement dénudées.

\* dans le cas de Kr :

B > CM > P > CMD > F  
S > SD > C > CD

On constate que les coefficients de ruissellement les plus forts sont observés dans le cas des parcelles de mesure non protégées de la dégradation superficielle par la couverture végétale ou non drainées (blé d'hiver, chaume de maïs non drainé, parcelles standard).

Des grandes lignes peuvent être dégagées de cette première analyse. Dans le cas des parcelles nues ou non drainées, le comportement hydrique est caractérisé par la précocité du ruissellement (faible  $P_i$ ) et par de fortes intensités de ruissellement maximal. Inversement, dans le cas des situations où il y a couverture végétale ou drainage, le ruissellement est retardé et de faible intensité. On voit là que dans un même paysage et pour une unité de sol donnée, il existe une grande variabilité du comportement hydrique : selon l'occupation du sol, les coefficients de ruissellement maximal moyens varient de 4 à 95 %.

Cependant, si la variabilité du comportement hydrique du milieu semble être ordonnée par l'occupation du sol, il existe de multiples facteurs qui peuvent faire varier  $P_i$  et  $K_r$  moyens :

- l'intensité de la pluie dans le cas de la campagne hivernale
- l'humidité préalable du sol dans le cas de la campagne estivale
- la variabilité spatiale
- les erreurs d'estimations.

On remarque ainsi que la variable  $P_i$  présente une dispersion beaucoup plus forte que la variable  $K_r$ . Comme dans le cas de la phase transitoire, la hauteur d'imbibition  $P_i$  dépend des conditions de la mesure : il suffit que l'on teste une surface où il existe des cuvettes ou des dépressions pour que l'on stocke de l'eau en surface. Dans ce cas, la mesure du temps  $t_i$  (temps où on mesure le déclenchement effectif du ruissellement) ne représente pas le moment exact où l'infiltrabilité de la parcelle de mesure est inférieure à l'intensité de la pluie. Il existe donc un biais systématique sur  $P_i$ , ce qui est une des causes de la dispersion observée.

On doit alors se demander si les différences observées ne dépendent pas davantage de l'occupation du sol et, si tel est le cas, quel est le degré de liaison entre ce facteur et les variables  $P_i$  et  $K_r$ .

### II.3 ANALYSE DES VARIABILITES DE REPONSES

Deux tests nous permettent de répondre aux questions précédentes :

- l'analyse de variance. Elle permet, d'une part, de définir le niveau F de dépendance, d'autre part, de quantifier l'intensité de cette dépendance. Les conditions requièrent cependant l'homogénéité des variances des échantillons confrontés.

- le test t. Il définit de même un niveau t de dépendance, mais le seuil de signifiante est calculé en fonction de l'homogénéité des variances (SNEDECOR et al 1971).

### II.3.1 Distribution de Pi et Kr

Sur l'ensemble des résultats des deux campagnes de mesure, on peut dresser l'histogramme des fréquences relatives de Pi (fig. 13). L'ajustement à une loi normale n'est pas vérifié. On peut cependant calculer une distribution log. normale, d'estimateurs LN (0,78;1,22).

Un chi-deux égal à 11,25 (ddl = 14) nous permet d'accepter l'hypothèse de lognormalité, avec une probabilité d'observer un chi-deux supérieur dans plus de 40 % des échantillonnages que l'on pourrait effectuer.

La dissymétrie de la distribution est à rapprocher du fait que la variable Pi est une résultante de facteurs multiplicatifs (DAGNELIE, 1980).

Au reste, VAUCLIN (1982) signale que cette dissymétrie s'observe pour l'ensemble des grandeurs de caractérisation du fonctionnement hydrique (conductivité hydraulique notamment). Aussi la distribution de Kr peut-elle être estimée comme étant également lognormale.

Nous analyserons en conséquence le rôle de différentes occupations de sol non pas sur Pi ou Kr mais sur log Pi et log Kr.

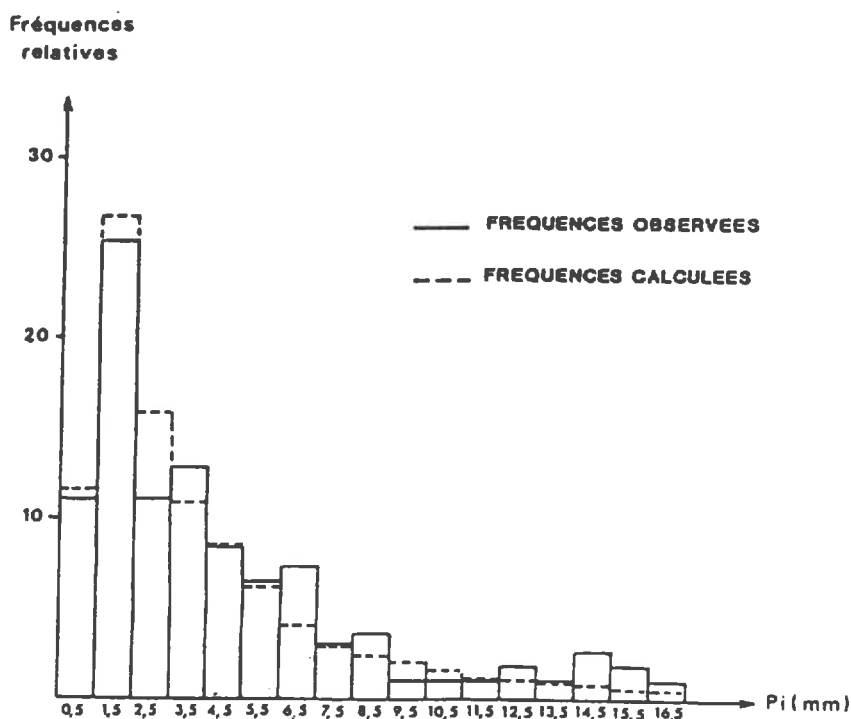


Fig. 13 - histogramme des fréquences relatives de Pi

### II.3.2 Liaisons occupations du sol - log. Pi

Les tableaux ci-dessous donnent les résultats des tests t, F, ainsi que les valeurs des rapports de corrélation r (rapport entre la variance expliquée par l'occupation du sol et la variance totale de la variable Pi) :

\* dans le cas de la campagne hivernale :

		B	CM	CMD	P
Forêt	t	7.562 **	8.86 **	5.199 **	0.741
	F	57.04 **	42.90 **	9.84 **	0.33
	r	0.85	0.68	0.32	0.03
P	t	4.174 **	5.11 **	3.106 **	
	F	17.38 **	35.89 **	9.63 **	
	r	0.55	0.59	0.28	
CMD	t	0.995	2.31 *		
	F	0.56	5.36 *		
	r	0.02	0.13		
CM	t	1.775			
	F	2.21			
	r	0.08			

Tableau 7 - valeurs des résultats des tests F et t - Campagne hivernale

\*\* significatif au seuil 1 %

\* significatif au seuil 5 %



\* dans le cas de la campagne estivale

		CD	C	S
SD	t	2.613 *	2.601 *	1.234
	F	6.24 *	6.35 *	1.49
	r	0.20	0.21	0.05
S	t	3.548 **	3.54 **	
	F	10.71 **	10.83 **	
	r	0.29	0.30	
C	t	0.02		
	F	0.01		
	r	0.0001		

Tableau 8 - valeurs des résultats des tests F et t - Campagne estivale

L'analyse des seuils de signifiante montre que l'influence de l'occupation du sol sur les résultats est effective lorsque l'on compare deux échantillons à état de surface différent. Ainsi les parcelles sous forêt et prairie présentent des phases d'imbibition significativement plus longues que les parcelles cultivées. Le seul facteur couverture végétale, en protégeant la surface de la battance, est capable d'expliquer plus de 60 % de la variance totale. Par contre, en présence de drainage, les différences observées, bien que significatives, sont moins importantes : entre CMD et F ou P, l'occupation du sol n'intervient que pour 30 %.

En ce qui concerne la campagne estivale, les mêmes remarques peuvent être faites :

- les différences sont significatives pour peu que l'on compare des états de surfaces différents.
- le drainage atténue les différences précédentes.

### II.3.3 Liaisons occupations du sol-log. Kr

\* Cas de la campagne hivernale :

		B	CM	CMD
P	t	6.01 **	5.71 **	2.74 *
	F	50.92 **	78.47 **	3.10
	r	0.79	0.77	0.11
CMD	t	5.06 **	4.79 **	
	F	11.45 **	22.91 **	
	r	0.32	0.40	
CM	t	1.834		
	F	1.692		
	r	0.04		

Tableau 9 - résultat des tests F et t - Campagne hivernale

Compte tenu du faible nombre d'observations d'un palier de ruissellement sous forêt, ce cas n'a pas été étudié.

\* Cas de la campagne estivale :

		CD	C	S
SD	t	3.98 **	2.954 *	0.035
	F	1.44 **	17.30 **	0.04
	r	0.39	0.41	0.001
S	t	3.475 **	3.24 **	
	F	14.53 **	13.28 **	
	r	0.36	0.34	
C	t	0.852		
	F	1.14		
	r	0.04		

Tableau 10 - Résultat des tests F et t - Campagne estivale.

Les mêmes remarques que précédemment peuvent être faites :

On remarque des différences hautement significatives pour peu que l'on compare des états de surface différents : une surface protégée par de la végétation conduit à observer des coefficients de ruissellement plus faibles. Lorsque les parcelles de mesure sont drainées, le comportement hydrique est intermédiaire entre celui du sol nu et du sol couvert.

#### II.4 DISCUSSION

L'étude globale des résultats montre que l'occupation du sol est un facteur explicatif de premier ordre : selon les situations culturales et les conditions des tests infiltrométriques, les coefficients de ruissellement varient de 4 à 95 %.

La dispersion des résultats due aux erreurs de mesure n'est pas facile à analyser et il nous faut conclure prudemment sur les corrélations observées entre l'occupation du sol et  $P_i$  ou  $K_r$ . Néanmoins, l'étude globale des résultats montre que l'occupation du sol est capable d'expliquer une proportion importante de la variance des résultats ( $r$  peut atteindre 0.80) : il suffit, pour ce, d'analyser des échantillons de valeurs provenant de situations culturales où l'état de surface est différent.

On peut remarquer, par ailleurs, que les corrélations  $P_i$  ou  $K_r$ -occupation du sol sont :

- plus élevées pour  $K_r$  que pour  $P_i$ ,
- plus élevées dans le cas de la campagne hivernale,
- plus élevées dans le cas des sols non drainés.

On constate donc que l'occupation du sol influence moins les résultats chaque fois que la pluie affecte un sol où l'humidité initiale est faible (en début de pluie ; en été, où les tests se font dans une gamme d'humidités initiales variables ; en condition drainée).

On retiendra donc qu'au cours d'une averse le comportement hydrique du sol est fortement influencé par son utilisation et dans une moindre mesure par son humidité initiale.

Nous tenterons dans ce qui suit, par une étude plus fine des résultats de la campagne hivernale et estivale, de mieux dégager les grands traits de l'interaction des facteurs de ruissellement.

### III. RESULTATS DE LA CAMPAGNE HIVERNALE

#### III.1 RAPPELS

Cinq situations culturales sont testées. Leurs caractéristiques et l'emplacement des différentes parcelles de mesure ont été donnés au tableau 5 et à la figure 10. On distingue :

- un blé d'hiver (B), dont la surface est lissée.
- un chaume de maïs non drainé (CM), dont la surface battue présente quelques plages de discontinuité.
- un chaume de maïs drainé (CMD), dont la surface paraît plus hétérogène que CM. Les parcelles de mesure sont distantes de 1 à 5 mètres de la tranchée de drain aval.
- une prairie drainée (P). L'emplacement des parcelles de mesure varie de 2,5 à 5 mètres par rapport au drain.
- un cas forestier.

Plusieurs éléments interviennent sur le choix de l'emplacement des parcelles de mesure.

Ainsi les surfaces testées devraient, normalement, être représentatives de l'hétérogénéité de l'horizon labouré : passages de roues, bandes inter-roues, COULON (1985) montre par exemple, au cours d'essais de simulation de pluie, qu'il existe une nette diminution de la capacité d'infiltration au niveau d'un passage de roue.

Nous avons, ici, placé délibérément les parcelles aux inter-roues et on devra donc rester conscients qu'elle ne sont que partiellement représentatives. Par ailleurs, on s'efforce de choisir des parcelles de mesure aussi planes que possible, en évitant les cuvettes et les dépressions, pour avoir une relative continuité de l'écoulement de l'eau en surface.

Sur chacune des parcelles de mesure, on effectue le train d'averses suivant : 60 mm/h pendant 1 heure, 80 mm/h pendant 15 minutes, 45 mm/h pendant 30 minutes. Les différentes averses sont séparées d'un ressuyage de 15 minutes.

### III.2 ANALYSE DES RESULTATS CONCERNANT LA PHASE D'IMBIBITION

Nous avons reporté sur la fig. 13bis les hauteurs d'imbibition relevées au cours du train d'averses pour les différentes situations culturales testées. Sous forêt, une parcelle n'a ruisselé qu'au cours d'une seule pluie (80 mm/h), et une parcelle sous prairie n'a ruisselé qu'au cours des deux premières pluies (60 et 80 mm/h). Les résultats de ces deux parcelles n'ont pas été figurés. Dans le cas du chaume de maïs non drainé et du blé d'hiver il existe une similitude de comportement des différentes parcelles de mesure et afin de ne pas surcharger la figure nous n'avons représenté que les résultats d'une parcelle.

On voit bien ici que l'imbibition est commandée par une interaction de phénomènes où interviennent l'occupation du sol et son humidité initiale, au début des averses.

#### III.2.1 Influence de l'humidité initiale

Au cours du train d'averses, on constate que les hauteurs d'imbibition diminuent. Cette baisse doit être interprétée en fonction du déficit de saturation initial  $\Delta i$  (1) lors de la première pluie (tableau 11)

(1)  $\Delta i$  : porosité-humidité initiale

la porosité est déterminée ici par gammamétrie sur la zone de garde des parcelles de mesure, l'humidité initiale par prélèvement de terre.

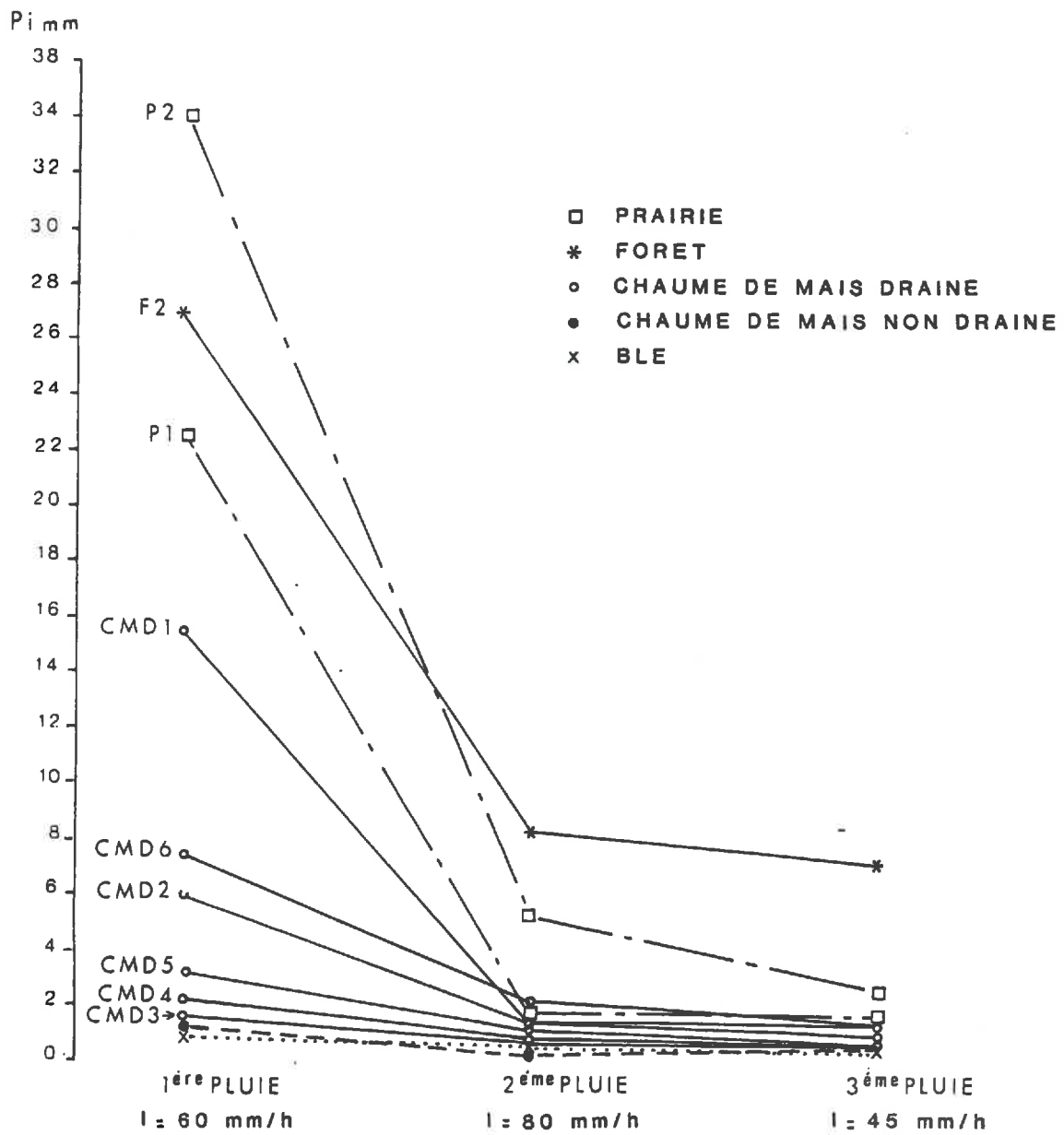


Fig. 13 bis - Hauteurs d'imbibition dans le cas de la campagne hivernale.

Parcelles	B1	B2	B3	CM1	CM2	CM3	CM4	CM5	CM6
$\Delta i$ %	9.38	10.33	8.37	9.74	10.71	11.91	9.70	11.46	11.12
Parcelles	CMD1	CMD2	CMD3	CMD4	CMD5	CMD6	P1	P2	P3
$\Delta i$ %	16.51	13.08	15.48	15.39	16.56	13.72	12.51	13.20	14.6
Parcelles	F1	F2							
$\Delta i$ %	31.08	16.98							

Tableau 11 - valeurs du déficit de saturation des différentes parcelles de mesure avant la première pluie. Profondeur de mesure : 0 - 7 cm.

On remarquera, sur ce tableau, les faibles valeurs des déficits initiaux dans le cas des parcelles de blé d'hiver (B) et de chaume de maïs non drainé (CM). Elles sont de l'ordre de 10 %, ce qui correspond à un remplissage de la porosité de 90 %, valeur sur laquelle on s'accorde pour considérer le milieu comme quasi saturé (AUDRY 1973). Ainsi, dès la première pluie, le déficit de saturation est si faible que les apports d'eau successifs ne peuvent plus sensiblement le modifier. Dans ces conditions, la pluie d'imbibition observée résulte soit du remplissage d'une infime partie de la porosité qui a le temps de se ressuyer pendant les 15 minutes qui séparent les différentes averses, soit d'un stockage de l'eau dans les dépressions de la parcelle.

Inversement, dans le cas des parcelles sous forêt, prairie et chaume de maïs drainé, on remarque des déficits de saturation initiaux de l'ordre de 15 à 20 %, si bien que l'apport d'eau consécutif à la première pluie peut modifier amplement les conditions hydriques initiales. Des déficits de saturation initiaux plus faibles pour la deuxième et troisième pluie permettent un remplissage plus rapide du réservoir sol et ceci est à l'origine de la chute des hauteurs d'imbibition.

### III.2.2 Influence de l'occupation du sol

Lorsque les conditions hydriques initiales tendent à se rapprocher de la saturation, comme c'est le cas avant la troisième pluie, on peut penser que les hauteurs d'imbibition ne relèvent que du seul facteur occupation de sol. Dans ces conditions, les parcelles couvertes (prairie et forêt) ou en chaume de maïs drainé ont une capacité d'infiltration supérieure à celle des situations blé d'hiver et chaume de maïs non drainé. Ceci est conforme aux observations morphologiques qui ont été faites sur l'horizon superficiel. En effet, dans le cas des parcelles couvertes ou drainées, on avait noté des horizons structurés, une absence

de gleyification, un glaçage superficiel seulement partiel qui traduisent des propriétés physiques favorables. Inversement, dans les cas du chaume de maïs non drainé et du blé d'hiver, un glaçage plus ou moins généralisé à l'ensemble de la surface, une structure massive, un horizon superficiel gleyifié traduisaient une dégradation de ces propriétés physiques.

L'état structural du sol, qui résulte en partie des contraintes imposées par l'occupation du sol, est donc un paramètre important dans l'apparition du ruissellement.

### III.2.3 Discussion

L'imbibition est conditionnée par l'état structural du sol et d'autre part par son humidité. On rejoint ici les faits constatés par FEODOROFF (1972). En soumettant des colonnes de sols secs à des pluies d'intensité constante, il constate qu'après le début de l'arrosage la pénétration du front d'humectation (limite visible entre la terre sèche et la terre humide) est rapide, puis ralentie. Ce stade est relativement éphémère. Ensuite, la progression de l'eau vers le bas s'établit à une vitesse constante  $V$ . Ce régime est caractéristique de la presque totalité du processus d'infiltration, il correspond à un équilibre dynamique entre les prélèvements latéraux aboutissant au remplissage des pores les plus fins non encore saturés et l'apport d'eau réglé par l'intensité d'arrosage.

On peut ici montrer que  $V$  est dépendante de l'intensité de la pluie  $I$  (fig. 14).

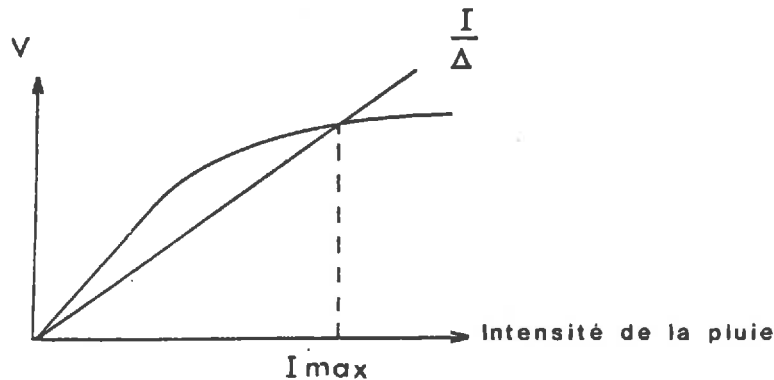


Fig. 14 - variation de  $V$  en fonction de  $I$ , d'après FEODOROFF - 1972

$V$  : vitesse de progression de l'eau dans une colonne de sol.

Le rapport  $\frac{I}{V}$ , exprime le taux de remplissage par l'eau en mouvement. Il ne saurait dépasser la porosité totale  $\Delta$  disponible.

Si on trace la droite  $V = \frac{I}{\Delta}$ , elle coupe la courbe  $V(I)$  en un certain point correspondant à l'intensité maximale admissible par le sol : si on impose une intensité supérieure à  $I_{max}$ , le sol refuse le surplus et le ruissellement apparaît.

Sous différentes conditions expérimentales, FEODOROFF met en évidence le rôle de deux facteurs pouvant influencer la valeur de  $I_{max}$  :

- l'état structural du sol. Ainsi, par exemple, la valeur du plateau de la courbe  $V(I)$  passe de 38 mm/h pour un sol argilo-sableux, dont les agrégats sont compris entre 5 et 10 mm, à 1.5 mm/h lorsque ce sol est tamisé à 2 mm.

- le rôle de l'humidité initiale qui réduit l'espace disponible pour l'eau en mouvement. Ainsi au cours d'une averse effectuée en condition humide, il faut s'attendre à ce que la pente de la droite  $\frac{I}{V}$  soit plus forte et, en conséquence, à ce que l'intensité  $I_{max}$  admissible  $\bar{\Delta}$  par le sol soit plus faible.

Les résultats de simulation de pluie reflètent bien ces différents acquis expérimentaux :

- le rôle de l'intensité de la pluie : il faut qu'elle soit suffisante pour que l'intensité  $I_{max}$  soit dépassée. Ceci n'a pas été le cas sous forêt (parcelle F1 où on observe le ruissellement qu'à 80 mm/h, et sous prairie (parcelle P2 où on ne l'observe qu'à 60 et 80 mm/h).

- les deux facteurs état structural et humidité initiale agissent de manière conjuguée : lorsque l'état structural est favorable au transfert de l'eau, et dans des conditions de désaturation, la hauteur d'imbibition est énorme (jusqu'à 36 mm dans le système prairial) par rapport aux conditions d'état structural dégradé et de saturation (2 mm dans le cas du blé d'hiver).

Un dernier point doit retenir notre attention : on remarque, dans le cas des différentes répétitions effectuées sur le chaume de maïs drainé (CMD), que les parcelles initialement les plus sèches ne sont pas forcément les parcelles qui ruissent le plus tard. Conformément au schéma évoqué, il devient nécessaire de mieux caractériser l'état structural des parcelles de mesure et notamment celui de leur surface. Malgré un déficit initial fort, il est en effet probable qu'une certaine proportion de la surface voit son intensité  $I_{max}$  dépassée, le reste de la surface continuant à infiltrer l'apport d'eau.

On verra que l'analyse des résultats en phase de régime permanent de ruissellement peut nous apporter des précisions sur la configuration structurale superficielle.



### III.3 ANALYSE DES RESULTATS CONCERNANT LA PHASE DE REGIME PERMANENT

#### III.3.1 Modalités de la submersion sous pluies simulées

L'étude du transfert de l'eau aboutit à des systèmes d'équations différents selon que l'infiltration se fait avec ou sans submersion du sol.

Sous pluie simulée, les phénomènes se compliquent car la submersion n'affecte qu'une portion de la surface du sol, d'autant moins représentative que celle-ci présente des irrégularités et une rugosité élevée. Il nous faut donc tenter de caractériser l'écoulement de régime permanent en fonction de l'hétérogénéité de la surface des parcelles de mesure.

Dans le cas d'un champ cultivé et battu par les pluies, cette hétérogénéité ne se manifeste pas uniquement en fonction de caractéristiques de forme (on distingue des zones aplanies d'où émergent des îlots d'agrégats, l'étendue de ces zones reflétant le degré d'évolution de la batance (1)), mais également en fonction de caractéristiques hydrauliques différentes.

Ainsi, en chaque point de la surface, il existe une multitude de conductivités saturées ponctuelles de la croûte superficielle :

$$K_{c1} < K_{c2} < \dots < K_{cn}$$

Considérons une parcelle de mesure, d'aire  $A$ , dont une fraction  $a_1$  est submergée au cours d'une pluie d'intensité  $I_1$ . L'intensité minimale d'infiltration  $F_{n1}$  mesurée est :

$$F_{n1} = I_1 - R_{x1}, \text{ où } R_{x1} \text{ est l'intensité de ruissellement maximal.}$$

On peut aussi écrire, d'après l'équation de bilan :

$$R_{x1} = \frac{AI_1}{A} - \frac{(A-a_1)I_1}{A} - a_1 V_1$$

Où  $\frac{I_1}{A}$  : représente le flux de pluie

$\frac{(A-a_1)I_1}{A}$  : représente le débit infiltré par l'aire  $(A-a_1)$  non submergée

$a_1 V_1$  : représente le débit infiltré par l'aire  $a_1$  submergée.  
Dans ce terme, on a  $V_1 = K_{c1} \cdot i$  ( $i$  : gradient de charge hydraulique)

(1) VALENTIN (1981), puis BOIFFIN (1984), ont apporté sur ce sujet beaucoup d'éclaircissements : plusieurs stades sont décrits dans l'évolution superficielle. Un 1er stade qui affecte la porosité intersticielle des agrégats : les limites interagrégats deviennent peu perceptibles. Un second stade où ont lieu des transports de matière : on distingue des zones hautes où la désagrégation est très poussée, des zones basses où il y a sédimentation de particules. L'évolution est d'autant plus forte que les zones basses sont développées.

On a donc :

$$Fn_1 = (1 - a_1) I_1 + a_1 V_1 \text{ pour une aire totale } A \text{ unitaire.}$$

Pour une pluie  $I_2 > I_1$ , la portion submergée de la parcelle s'accroît d'une aire  $a_2$  :

$$Fn_2 = (1 - a_1 - a_2) I_2 + a_1 V_1 + a_2 V_2$$

Par conséquent, la fonction  $FN(I)$  doit être monotone croissante (assimilable à une droite dont la pente  $H$  est proportionnelle à l'hétérogénéité superficielle de la parcelle).

Si une pluie  $I_n$  est suffisamment intense pour provoquer la submersion de l'ensemble des points de la surface,  $Fn_n$  représente l'infiltrabilité globale de la surface (Fig. 15) :

$$Fn_n = a_1 V_1 + \dots + a_n V_n$$

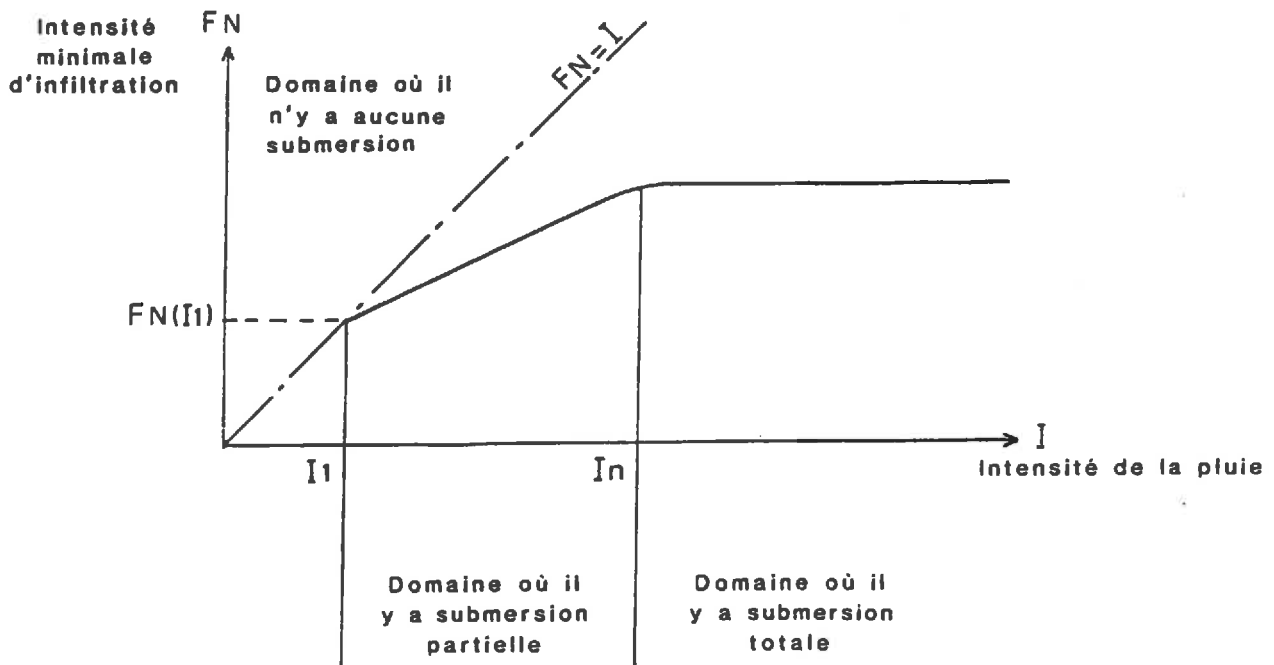


Fig. 15 - Variation de l'intensité d'infiltration  $FN$  sur une surface hétérogène en fonction de l'intensité d'arrosage.

La courbe FN (I) entre  $I_1$  et  $I_n$  est intéressante à double titre :

- Elle permet d'évaluer la perméabilité des points les moins conducteurs ( $I_1$ ) et la perméabilité globale de la surface  $F_n$  ( $I_n$ ).
- Elle permet, par sa pente, de "déterminer" l'hétérogénéité de la surface de la parcelle de mesure.

Ce modèle a été vérifié expérimentalement sur le terrain, dans des conditions très variées : COLLINET et al (1976, 1978, 1979), LAFFORGUE (1977) ; CHEVALIER (1981) ; VALENTIN (1981). Ces auteurs montrent bien que la relation FN (I) est linéaire dans le domaine où la submersion est partielle. De plus, VALENTIN (1981) constate que la perméabilité des points les moins conducteurs ( $F_n(I_1)$ ) concorde avec la perméabilité des croûtes de battance évaluée par analyse micromorphométrique.

Bien que l'on ne teste que trois intensités de pluie, on tentera de mieux définir la configuration de la surface des parcelles de mesure par l'étude des relations  $F_n(I)$ .

### III.3.2 Etude des relations liant l'intensité minimale d'infiltration à l'intensité de la pluie

#### III.3.2.1 Cas du blé d'hiver non drainé

La figure 16, ci-dessous, donne les relations  $F_n(I)$  pour les trois répétitions effectuées sur cette sole :

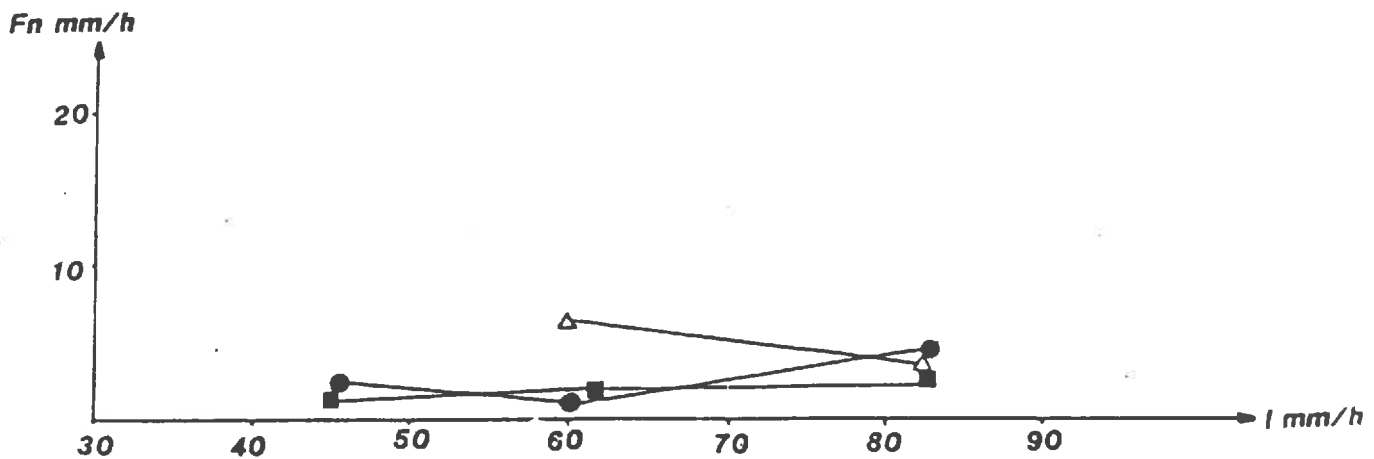


Fig. 16 - relations  $F_n(I)$  dans le cas du blé d'hiver.

L'intensité minimale d'infiltration au cours de l'averse à 45 mm/h n'a été mesurée que sur deux parcelles : le système de réception des eaux de ruissellement de la troisième parcelle recueillait des eaux provenant de la zone de garde située de part et d'autre de la parcelle de mesure. Dans cet essai, le coefficient de ruissellement était supérieur à 100 %. Dans le cas des deux autres parcelles, on remarque des intensités d'infiltration très faibles (de l'ordre de 2 à 3 mm/h) et variant très peu selon l'intensité des pluies.

On peut penser ici, conformément au modèle décrit (figure 15), que la surface est totalement submergée dès 45 mm/h et même moins. Par ailleurs, l'infiltrabilité globale de la parcelle n'est que de 2 à 3 mm/h et, du fait de cette faible valeur, on peut penser que la surface des parcelles est homogène du point de vue hydraulique.

Ceci s'explique si on se rappelle que la surface était uniformément battue, voire "lissée." Ces résultats tendent à montrer que la battance a atteint ici un stade ultime de la dégradation superficielle.

Sur un autre plan, les courbes précédentes apportent des renseignements très intéressants sur la variabilité spatiale du comportement hydrique. Dans des conditions hydriques de quasi saturation une surface lissée et de faible conductivité confère à chaque point du versant étudié des propriétés hydriques identiques.

### III.3.2.2 Cas du chaume de maïs non drainé (CM)

La figure 17 donne les relations obtenues dans chacune des six répétitions effectuées :

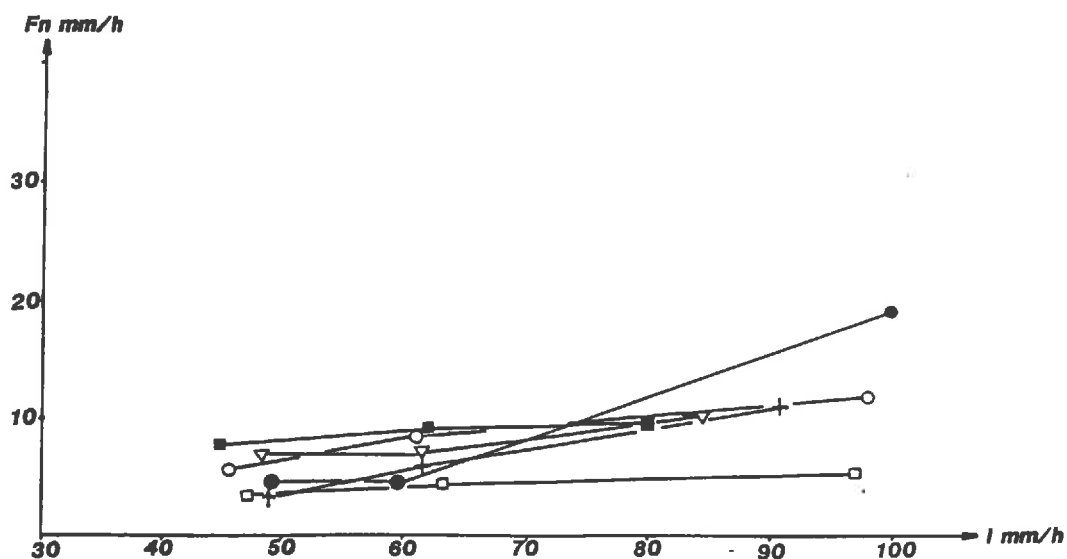


Fig. 17 - relation  $F_n(I)$  dans le cas du chaume de maïs non drainé

La vitesse d'écoulement de la nappe vers le drain sera proportionnelle à la différence de charge hydraulique entre la surface de la nappe et le drain (hauteur de la nappe dans le cas d'un drain reposant directement sur l'imperméable) et inversement proportionnelle à la longueur du trajet.

Il en résulte que le gradient hydraulique global est d'autant plus faible que l'on s'éloigne de la tranchée de drainage, et on doit s'attendre à ce que la convergence des filets d'eau vers le drain soit d'autant plus forte et les flux plus importants que le drain est proche.

Etant donné l'importance de l'éloignement d'une tranchée de drain sur le gradient des forces qui s'exercent sur l'eau d'infiltration au cours d'une pluie, on a déterminé la distance séparant les parcelles de mesure du drain : tableau 12.

On y a également reporté les déficits de saturation antérieurs à la première pluie et bien que les différences observées soient faibles, elles laissent entrevoir des vitesses de ressuyage d'autant plus importantes que le drain aval est proche.

	CMD1	CMD2	CMD3	CMD4	CMD5	CMD6
écartement (m)	2	4	3	2,5	1,5	5
$\Delta i$ % (couche 0-7 cm)	16,51 %	13,08 %	15,48 %	15,39 %	16,56 %	13,72 %

Tableau 12 - Ecartement par rapport au drain des parcelles de mesure

On peut commenter le classement des parcelles de mesure que nous avons effectué (fig. 18). A l'interdrain, les parcelles CMD2 et CMD6 ont une infiltrabilité plus faible que celles situées près du drain (CMD1, CMD4, et CMD3). Au niveau de la tranchée (CMD5), l'infiltrabilité est largement plus forte.

Ces différents résultats expérimentaux montrent bien que l'infiltrabilité est directement liée à la longueur du trajet que l'eau devra parcourir pour rejoindre le drain.

Mais, comme on l'a vu au cours de l'étude théorique des relations liant  $F_n$  à l'intensité des pluies, la configuration superficielle joue également un rôle dans l'écoulement, d'une part, par son hétérogénéité hydraulique, d'autre part, en déterminant la portion de surface au travers de laquelle le débit  $F_n$  est mesuré. Nous tenterons ci-dessous de mieux caractériser la configuration superficielle des différentes parcelles de mesure, et à ce sujet on peut remarquer deux cas de figure : des relations  $F_n(I)$  linéaires, et des relations non linéaires.

### III.3.2.3.2 Cas des parcelles CMD2, CMD3, CMD6

On constate que les relations  $F_n(I)$  ne sont pas linéaires. Conformément à la théorie, on pourrait penser qu'au-delà de 60 mm/h la relation  $F_n(I)$  atteint un plateau. Mais la valeur de ce plateau est mal définie et ceci provient peut être des incertitudes de mesure. Le tableau 13 donne l'incertitude sur  $F_N$ . Les incertitudes sur  $R_x$  et  $I$  sont obtenues en mesurant l'étendue de la variation des mesures

		$\Delta I$	$\Delta R_x$	$\Delta F_n$
CMD2	1ère pluie	6	3.5	9.5
	2ème pluie	5	4.5	9.5
	3ème pluie	1.5	2	3.5
CMD3	1ère pluie	2.5	2	4.5
	2ème pluie	0.5	0.5	1
	3ème pluie	0.5	2.5	3
CMD6	1ère pluie	1.5	2.5	4
	2ème pluie	1.5	1	2.5
	3ème pluie	0.5	3	3.5

Tableau 13 - Incertitudes absolues sur  $I$ ,  $R_x$  et  $F_N$  en mm/h

Les marges d'incertitude sont reportées sur la fig. 18 et on voit (mis à part CMD2) qu'elles restent inférieures aux écarts observés entre 60 et 80 mm/h. Entre 60 et 80 mm/h il y a donc une baisse de l'infiltrabilité des parcelles de mesure. Celle-ci provient sans doute d'une dégradation des propriétés hydrauliques de leur surface. Elle s'explique d'autant mieux si on se rappelle la succession des intensités au cours du train d'averses: 60 puis 80 mm/h. Un autre fait vient étayer l'hypothèse d'une dégradation de la conductivité superficielle. Si on relie le point  $F_n(45)$  et le point  $F_n(60)$ , la courbe obtenue ne recoupe pas la droite  $F_n = I$  en un point  $F_n(I_1)$  donnant la valeur des points les moins conducteurs de la surface. Ceci montre bien que l'infiltrabilité mesurée à 60 mm/h ne peut être comparée à l'infiltrabilité mesurée à 45 mm/h : on comparerait des surfaces dont les caractéristiques hydrauliques ont été modifiées au cours du train d'averse.

Dans le cas de la parcelle CMD6, située à l'interdrain, l'infiltrabilité de la surface qui résulte de la dégradation est comparable à l'infiltrabilité des parcelles non drainées.

### III.3.2.3.3 Cas des parcelles CMD1, CMD4, CMD5

Les relations  $F_n(I)$  sont linéaires et ceci est conforme à la théorie : leur pente donne alors une image de l'hétérogénéité hydraulique des surfaces. On peut ainsi différencier le groupe (CMD1, CMD4) de la parcelle

CMD5. Dans le premier cas on note une pente plus faible, ce qui correspond à une hétérogénéité moins marquée que dans le cas CMD5.

En définitive, la configuration superficielle et son comportement doivent être discutés en fonction de l'éloignement de la tranchée de drainage : plus la parcelle est située loin du drain, plus la surface est sensible à la dégradation superficielle.

Il nous reste à préciser quels sont les mécanismes qui peuvent induire une telle différenciation dans le comportement structural superficiel.

On pourrait penser à des différences de qualité structurale du matériau superficiel. Celle-ci pouvant être en effet d'autant meilleure que l'on se rapproche de la tranchée de drainage.

Nos essais montrent qu'à l'interdrain l'infiltrabilité est considérablement réduite. Dans cette situation, le matériau superficiel est sans doute sujet, au cours des événements climatiques, à des périodes de saturation qui peuvent se prolonger plus longtemps qu'à proximité du drain. Les travaux de BOIFFIN et al (1975) montrent qu'il existe une baisse sensible de la stabilité structurale si la terre séjourne en présence d'eau saturante, cette baisse étant liée à l'accroissement de la mouillabilité de tout ou partie des constituants organiques. Après un séjour en présence d'eau saturante, les auteurs montrent de plus qu'au cours du ressuyage la terre voit sa stabilité augmenter et ceci d'autant plus que la durée de dessèchement est importante ou que la durée de la période de saturation initiale est courte. On voit là, à proximité du drain, que ces différents phénomènes peuvent contribuer au maintien d'une stabilité structurale plus élevée qu'à l'interdrain. Par ailleurs, la température du matériau joue également un rôle dans l'amplitude des variations de stabilité structurale : à proximité du drain, où le ressuyage du sol conduit à un réchauffement plus rapide du matériau (CONCARET 1981), l'accroissement de la stabilité au cours du dessèchement sera renforcé. Il faut également considérer le rôle de l'activité biologique qui, à la proximité du drain où les périodes d'anaérobiose sont plus courtes qu'à l'interdrain, aura une action bénéfique sur la cohésion de la terre.

Il est donc probable que la qualité structurale de la terre s'améliore lorsqu'on se rapproche du drain. Mais cette hypothèse n'est pas confrontée à des mesures complémentaires. Par ailleurs, d'autres mécanismes peuvent expliquer les différences de comportement et de configuration de surface de parcelle de mesure.

On sait bien que ce sont les excès d'eau qui déclenchent les phases les plus marquantes de la battance, la stabilité structurale ne faisant qu'en régler l'intensité (BOIFFIN et SEBILLOTE 1976). Si par exemple on imperméabilise artificiellement le sol, la formation de croûte superficielle est accélérée (BOIFFIN 1984). Il nous faut donc imputer la différence de configuration et de comportement des différentes parcelles de mesure à la manière dont s'effectue l'écoulement. A l'interdrain,

où le régime d'écoulement est le plus ralenti, il y a forcément une portion de surface submergée plus importante qu'à proximité du drain. Dans ces conditions, il y a sans doute un risque accru de recouvrement graduel des zones initialement conductrices par des boues superficielles.

#### III.3.2.4 Cas du système prairial drainé (p)

La figure 20 donne les relations  $F_n(I)$

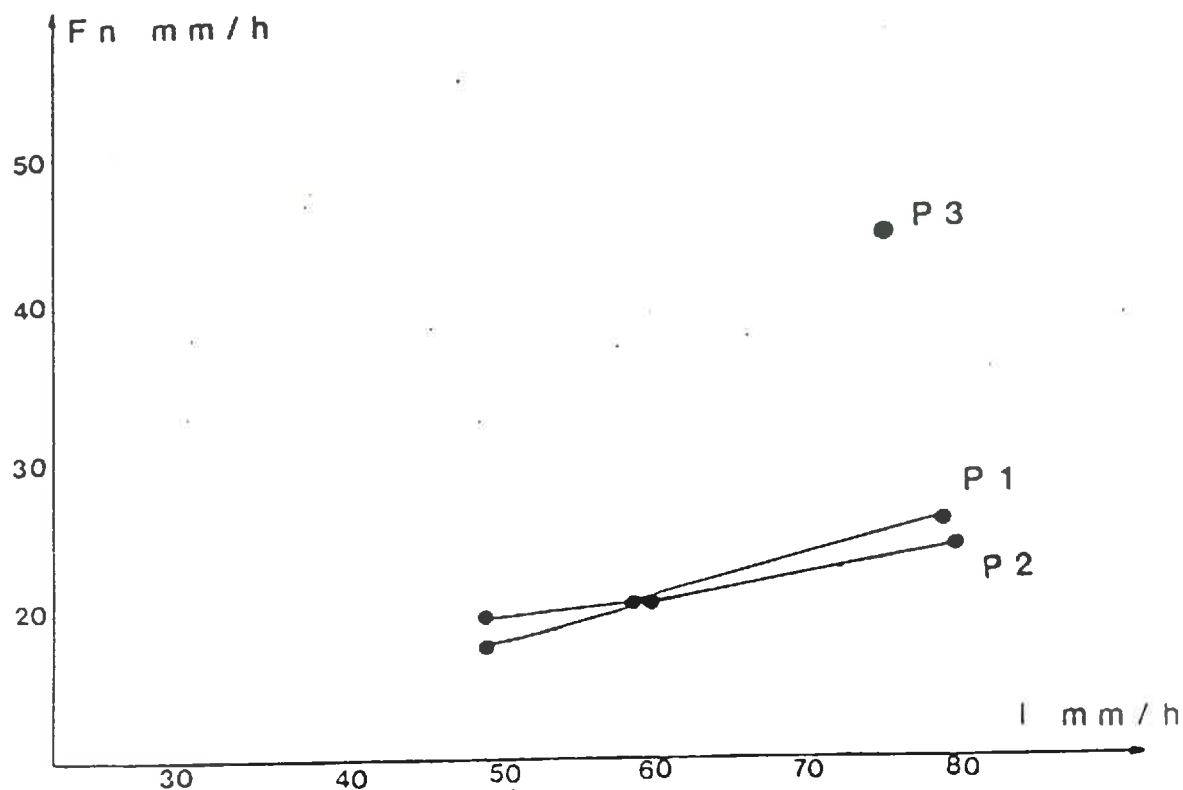


Figure 20 - relation  $F_n(I)$  dans le cas du système prairial

Deux situations sont comparables : P1 et P2, où l'implantation était effectuée à l'interdrain. Pour P3, l'implantation a été réalisée à 2,5 m du drain, et seule la pluie de 80 mm/h a provoqué un ruissellement stabilisé.

On retrouve ainsi l'effet éloignement de la tranchée de drainage qui introduit une variabilité spatiale de comportement.

Deux points intéressants sont à noter sur le transfert de l'eau dans le système prairial :



a) les pentes des droites  $F_n$  (I), non nulles mais faibles, révèlent un état de surface relativement homogène. Ceci peut s'expliquer par le fait que sous un couvert de graminées le foisonnement racinaire conduit à une microagrégation de l'horizon superficiel (BRETHES 1973), à une granulation des matériaux (MARTY 1970, BUI HUU TRI et al 1973) qui ont tendance à homogénéiser les caractéristiques hydrauliques de la surface.

b) malgré l'absence de pellicules superficielles, les parcelles sous prairies drainées ont des infiltrabilités  $F_n$  comparables à celles des parcelles sous chaume de maïs drainées, sur lesquelles des pellicules discontinues peuvent être observées. Ainsi, à l'interdrain, pour CMD2 et CMD6,  $F_n$  oscille entre 10 et 20 mm/h, alors que pour P1 et P2,  $F_n$  est de l'ordre de 20 mm/h.

A 2,5 m du drain (pour  $I = 80$  mm/h),  $F_n$  est égal à 50 mm/h pour CMD4, 40 mm/h pour P3.

Ces résultats ne sont pas conformes avec ceux généralement obtenus, montrant qu'un couvert végétal important, en empêchant le développement de la battance, améliore l'infiltration de l'eau (HUDSON 1973 - ROOSE 1975).

Les faibles intensités d'infiltration sous prairie ne peuvent être interprétées qu'eu égard à la position topographique qu'occupe cette situation culturale. Celle-ci est implantée en aval du versant, empiétant en partie sur les formations colluvionnaires. Dans cette situation, les migrations latérales de l'eau vers le drain doivent être certainement plus faibles que dans le cas des mesures que nous effectuons sur le versant. On sait bien, par exemple, que dans le cas des sols limoneux dégradés cultivés, des écoulements latéraux au-dessus des semelles de labour peuvent intervenir sur la vitesse des filets d'eau, si le sol est en pente (MERIAUX 1973, CONCARET 1981, TROUCHE 1981).

MERIAUX montre en effet qu'à l'issue d'un marquage au chlore des eaux d'infiltration, des gradients de concentration latéraux de cet élément s'établissent rapidement. Ils révèlent la migration d'une onde de concentration qui se déplace latéralement vers le drain. En outre, les transferts verticaux sont quantitativement plus faibles que les transferts latéraux.

Cependant l'importance des migrations latérales est liée à :

- une discontinuité de la semelle au niveau des tranchées, permettant au réseau de drains de fonctionner. Ceci est le cas dans la situation chaume de maïs drainé où le réseau n'est implanté que depuis deux années.

- au sens du travail du sol, la circulation latérale étant favorisée, comme dans le cas du chaume de maïs drainé que nous testons, lorsque le travail du sol est effectué parallèlement à la pente.

Les mouvements latéraux de l'eau seraient donc responsables de la différence de comportement existant entre le chaume de maïs drainé et la prairie. Mais cette interprétation sous-entend qu'ils influencent suffisamment les mesures que nous effectuons et ceci doit faire l'objet d'un approfondissement que nous entreprendrons ultérieurement.

### III.3.2.5 Cas du système forestier

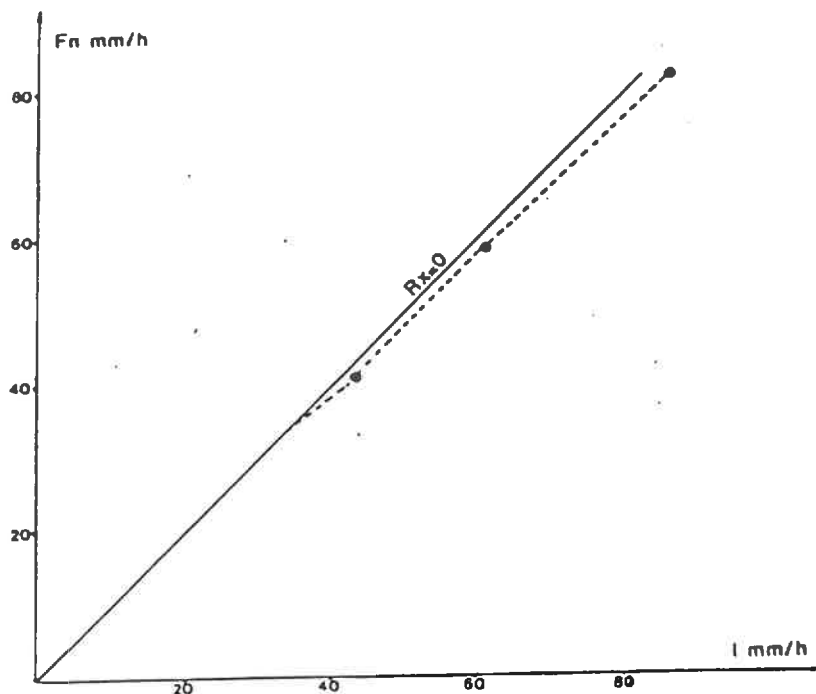


Figure 21 - relation  $F_n(I)$  dans le cas du système forestier

Deux parcelles de mesure ont été implantées dans cette situation.

- sur une parcelle, seule la pluie à 80 mm/h a donné lieu à un ruissellement stabilisé à 0,6 mm/h.

- sur l'autre parcelle (fig. 21), toutes les pluies ont ruisselé, les intensités  $F_n$  étant très fortes. On peut constater une pente de la droite  $F_n(I)$  très forte, peu différente de l'unité. Elle traduit des infiltrations minimales élevées, à la limite du domaine d'absence de submersion : l'effet protecteur des surfaces boisées sur le ruissellement est d'ailleurs bien connu (ROOSE 1978, 1980 ; RAFIRINGA, 1983 ...). Dans un tel système, on observe une forte hétérogénéité de la surface liée à la complexité des systèmes racinaires de la strate arborescente et à l'activité de la faune du sol.

Etant donné la variabilité spatiale observée (les deux parcelles ne sont séparées que de 5 mètres), on peut s'interroger sur l'utilisation d'un simulateur de pluie en conditions forestières. La faible superficie testée (1m<sup>2</sup>) n'intègre pas l'espace des diverses hétérogénéités spatiales du système forestier sol-végétation. CASENAVE (1981) montre de même, en condition forestière, pour un type de sol donné, l'extrême variabilité des résultats. Bien que les parcelles de mesure soient débarrassées de leur litière, l'auteur insiste sur le fait que des mesures ponctuelles, même multipliées, ne peuvent rendre compte de la diversité du comportement hydrique du sol sous végétation naturelle.

#### III.4 DISCUSSION

L'analyse des résultats concernant la phase d'imbibition fait ressortir qu'en définitive le sol peut être considéré comme un réservoir dont la vitesse de remplissage dépend de l'intensité de la pluie, de l'humidité initiale (qui détermine l'espace disponible pour l'eau en mouvement) et de l'état structural du sol et notamment celui de la pellicule superficielle (qui détermine la vitesse de l'écoulement de l'eau).

Nos essais montrent, en particulier, le rôle primordial de l'état structural sur la rapidité d'apparition du ruissellement. Ainsi, les situations culturales qui ne sont pas affectées par la dégradation structurale superficielle ont des hauteurs d'imbibition nettement plus élevées que les situations culturales battues. On peut suggérer deux effets plus ou moins directs de la battance sur la rapidité d'apparition du ruissellement. D'une part, au cours d'une averse, elle limite la perméabilité et empêche par là même l'échappement de l'air. D'autre part, à la suite d'une averse, elle limite le ressuyage du sol en empêchant l'entrée de l'air et le sol peut rester à un état hydrique proche de la saturation. Les sols battus auront des pluies d'imbibition faibles sous l'effet de la réduction de l'espace disponible pour l'eau en mouvement et de la vitesse de l'écoulement de l'eau.

Comme dans le cas de l'imbibition, l'analyse des résultats concernant la phase de régime permanent de ruissellement montre l'importance de l'état de surface sur le régime de l'écoulement de l'eau. Les parcelles battues ont une infiltrabilité de quelques millimètres/heure, qui contraste fortement avec l'infiltrabilité des parcelles dont la dégradation structurale superficielle antérieure est moins prononcée, voire empêchée par la présence d'un couvert végétal.

La battance doit, de ce fait, être considérée comme un critère permettant de juger de la sensibilité au ruissellement des différentes situations culturales.

Nos résultats apportent des précisions sur différents points. Dans un premier temps, ils dégagent les conditions pour lesquelles la dégradation structurale peut affecter la surface des situations culturales

testées. Cette évolution superficielle conduit à une surface qui peut être décrite par son hétérogénéité hydraulique. Nous tenterons ensuite de résumer les différents stades d'évolution des surfaces. Enfin, dans un dernier paragraphe, nous tenterons de mieux comprendre l'effet des configurations superficielles sur la sensibilité au ruissellement des différentes situations culturales.

### III.4.1 Conditions d'évolution de la surface

#### *III.4.1.1 Etat initial du lit de semence*

Les liaisons entre la sensibilité à la battance et l'affinage initial du lit de semence sont maintes fois évoquées (ROOSE 1978, BOIFFIN et al 1976, BOLLINE 1982, RAHELARISOA 1984 ...). Ce sont les surfaces les plus finement travaillées qui évolueront le plus vite.

Bien que l'infiltrabilité du blé d'hiver (2 à 3 mm/h en régime permanent) soit peu différente de celle du chaume de maïs non drainé (5 à 10 mm/h), on peut se demander si dans le premier cas la faible infiltrabilité observée ne correspond pas à une évolution poussée de la surface, suite à un affinage important du lit de semence initial. Le fait est que l'on observe bien dans le cas du chaume de maïs non drainé des zones d'agrégats desquamés qui peuvent augmenter l'infiltrabilité de la surface.

#### *III.4.1.2 Régime hydrique du sol*

Nos essais montrent qu'il y a une sensibilité de la surface du sol à la dégradation lorsque l'écoulement de l'eau est ralenti. Ainsi, dans le cas d'une surface potentiellement dégradable au cours du train d'averses, telle celle du chaume de maïs drainé, ce sont les parcelles situées à l'interdrain qui sont les plus sensibles à la dégradation. Elles sont en effet sujettes à un mauvais écoulement de l'eau, qui permet le flaquage et le colmatage des voies de circulation de l'eau par le dépôt des particules en suspension. Suite à la dégradation de la surface qui s'opère au cours du train d'averses, les parcelles acquièrent une infiltrabilité identique à celles des parcelles de chaume de maïs non drainé.

On confirme ainsi une tendance qui est valable dans la mesure où elle conforte des hypothèses solidement étayées par ailleurs : "la diminution de l'infiltrabilité est sans doute à la fois une conséquence et un moteur de la dégradation structurale de la surface" (BOIFFIN 1984).

### III.4.2. Stade d'évolution superficielle

Sur une surface, il existe une diversité de points de conductivité hydraulique différents. Lors d'un train d'averses qui n'occasionne pas de dégradation superficielle, la relation  $F_n(I)$  renseigne sur cette configuration superficielle. En supposant que cette relation est linéaire, sa pente donne une image de l'hétérogénéité hydraulique de la surface. L'intersection de cette droite avec la droite pour laquelle  $F_n = I$  donne la valeur des points les moins conducteurs de la surface. Par ailleurs,

lorsque la totalité de la surface est submergée, la relation  $F_n(I)$  présente un plateau qui donne la valeur de la perméabilité globale de la surface.

Nous ne disposons que de trois intensités de pluie pour construire cette relation, aussi les déductions que nous pouvons faire s'en trouvent limitées. Néanmoins, lorsque la surface n'est pas dégradée par le train d'averses nous avons déterminé :

- les pentes des droites  $F_n(I)$ . Cette estimation peut se faire graphiquement, mais la précision est meilleure par ajustement linéaire.

- la valeur des points les moins conducteurs, calculée par extrapolation des équations linéaires précédentes.

- la valeur de la perméabilité globale de la surface. Cette valeur n'est connue que si la relation  $F_n(I)$  présente un plateau.

Le tableau 14 récapitule l'ensemble de ces résultats. On y donne également la hauteur des pluies d'imbibition et la valeur du coefficient de ruissellement en régime permanent de ruissellement.

Situation culturale	Pluie d'imbibition (1)	Coefficient de ruissellement en régime permanent (1)	Infiltrabilité des point les moins conducteurs	Infiltrabilité globale de la surface	Degré d'hétérogénéité de la surface (pente des droites) $F_n(I)$
Blé d'hiver	1 mm	98 %	< ~ 2 - 3 mm/h	2-3 mm/h	très faible
Chaume de maïs non drainé	1 mm	90 %	< ~ 5 mm/h	~ 5 mm/h	très faible
Chaume de maïs drainé	CMD5 2.5 mm	3 %	6,3 mm/h	> 80 mm/h	0.92
	CMD4 1.5 mm	22 %	2,6 mm/h	> 80 mm/h	0.57
Prairie drainée	$P_1$ 22 mm	38 %	11.29 mm/h	> 25 mm/h	0.21
	$P_2$ 34 mm	40 %	8.58 mm/h	> 25 mm/h	0.22
Forêt	$F_2$ 27 mm	1 %	20.8 mm/h	> 80 mm/h	0.98

Tableau 14 - caractéristiques hydrauliques de la surface et pluie d'imbibition des situations culturales testées.

(1) valeurs mesurées pour la première pluie à 60 mm/h

Les situations culturales se distinguent nettement par l'hétérogénéité hydraulique superficielle et les résultats sont en accord avec la description des surfaces. On peut distinguer notamment le cas des parcelles de blé d'hiver et de chaume de maïs non drainé dont les surfaces sont très homogènes (les pentes des droites  $F_n$  (I) sont quasiment horizontales). Sur ces situations culturales, et notamment sur celles du blé d'hiver, la battance a atteint un stade ultime d'évolution. A l'opposé de ces situations battues, on remarque le chaume de maïs drainé, la prairie et la forêt où l'hétérogénéité des surfaces est plus forte. On constate ainsi que la dégradation structurale a moins affecté la surface des parcelles de chaume de maïs drainé. Dans le cas forestier, la surface est très hétérogène sous l'effet probable de l'activité biologique. La surface est relativement homogène dans le cas du système prairial, et ceci est sans doute lié à l'effet du système racinaire sur la granulation du matériau.

Sur la base de ces différents résultats, on peut dégager les grands traits de la sensibilité au ruissellement de ces diverses situations culturales.

### III.4.3 Sensibilité au ruissellement

Le ruissellement peut être caractérisé, d'une part, par sa rapidité d'apparition, d'autre part, par son intensité. Ces deux critères étant étroitement liés à la configuration superficielle.

Analysons le comportement de surfaces hypothétiques, stables dans le temps, sous différentes intensités d'averses. On a vu que sur une surface hétérogène où il existe une multitude de conductivités superficielles ( $K_{c1} < K_{c2} \dots > K_{cn}$ ), l'intensité minimale d'infiltration mesurée au cours d'une pluie d'intensité  $I_n$  peut être calculée selon :

$$F_{n_i} = (1 - a_1 - a_2 - \dots - a_n) I_n + a_1 V_1 + a_2 V_2 \dots + a_n V_n$$

$a_1, \dots, a_n$  représente l'aire des surfaces submergées

$V_1, \dots, V_n$  représente le flux infiltré au travers de ces surfaces

Si on considère trois surfaces I, II, III dont l'évolution superficielle a conduit au développement de zones de faible conductivité de plus en plus étendues, on définit des surfaces de plus en plus homogènes (fig. 22). Sur chacune de ces surfaces, on peut calculer  $F_n$  pour différentes intensités de pluie. On a également effectué ce calcul pour une surface homogène IV, dont la valeur des points les moins conducteurs est plus forte que pour les trois cas précédents.

On remarque alors que :

- les relations  $F_n$  (I) présentent un plateau lorsque l'ensemble de la surface est submergée. Lorsque la submersion est partielle et si la surface est formée d'une majorité de zones peu conductrices, la relation  $F_n$  (I) est presque linéaire (courbe III).

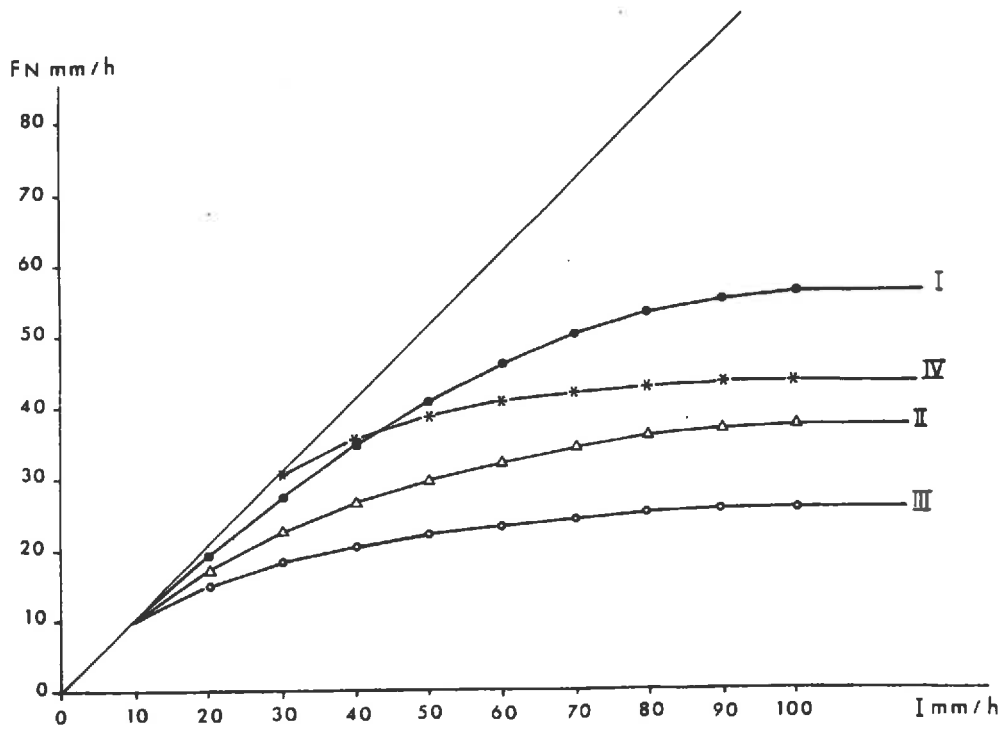
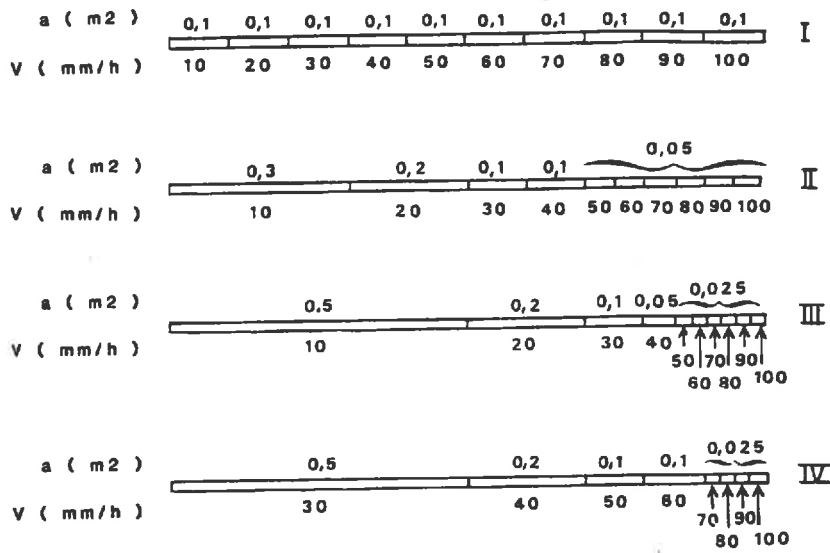


Fig. 22 - Relations  $F_n(I)$  dans le cas de quatre surfaces hypothétiques.

- les hauteurs d'imbibition sont liées à la configuration superficielle : il suffit qu'il existe un point ou un ensemble de points de faible conductivité pour que le ruissellement apparaisse. Ainsi, une averse de 20 mm/h provoquera, si elle est suffisamment longue, un ruissellement dans les cas I, II, III, alors qu'elle ne peut le faire dans le cas de la surface IV ;

- la valeur de l'intensité de ruissellement maximale est également liée à la configuration superficielle. Il suffit en effet que la zone sur laquelle le ruissellement se manifeste soit peu étendue pour que le débit de ruissellement mesuré soit très faible, même si l'infiltrabilité de cette zone est très faible. En conséquence, les pluies d'imbibition et les intensités de ruissellement maximal (relevées dans le cas des situations culturales) doivent être discutées en fonction des valeurs des points les moins conducteurs et du degré d'hétérogénéité de la surface.

#### *III.4.3.1. Hauteur d'imbibition*

On remarque, au tableau 14, que les hauteurs d'imbibition sont ordonnées en fonction de la valeur des points les moins conducteurs de la surface. Ce sont en effet les surfaces qui présentent des zones très peu perméables qui ruissellent les premières. Cependant, on peut remarquer que la liaison entre  $P_i$  et la valeur des points les moins conducteurs n'est pas rigoureuse. Ceci peut s'expliquer en considérant plusieurs éléments :

- la valeur de  $P_i$  peut être élevée si les points submergés ne sont pas en communication avec l'exutoire ;

- il faut tenir compte de l'interaction du déficit de saturation initial et on remarquera que ce sont les parcelles initialement les plus humides qui ruissellent le plus tôt (tableau 11) ;

- on ne connaît pas exactement la valeur des points les moins conducteurs lorsqu'on calcule cette valeur à l'intersection de la droite  $F_n = I$  et de la courbe linéarisée  $F_n(I)$ . La figure 22 montre que cette approximation est d'autant meilleure que la surface est homogène (dans ce cas, la relation  $F_n(I)$  se rapproche d'autant d'une relation linéaire). En conséquence, on remarque que la valeur des points les moins conducteurs est surestimée dans le cas des parcelles hétérogènes, notamment le chaume de maïs drainé et la forêt.

Quoiqu'il en soit, on montre une fois de plus l'importance de l'état structural et notamment celui de la surface dans les phénomènes qui déterminent le remplissage du réservoir sol.

#### *III.4.3.2. Intensité de ruissellement maximal*

L'hétérogénéité de la surface des parcelles de mesure permet d'expliquer l'existence de faibles coefficients de ruissellement. En effet, l'infiltrabilité de la parcelle est d'autant plus faible que les zones de faible infiltrabilité sont étendues. A ce titre, on pourrait rapprocher les surfaces du blé d'hiver et du chaume de maïs non drainé de la surface hypothétique III (fig. 22).



Il y a de même analogie entre CMD4 et II ; CMD5 et F2 et I , prairie et IV.

La battance conduit donc non seulement à limiter l'infiltrabilité de la surface, elle détermine également la forme que peut prendre le ruissellement. Ainsi, dans le cas des parcelles de blé d'hiver et de chaume de maïs non drainé, le ruissellement affectera la presque totalité de la surface et ceci pour des pluies de faible intensité. Il y a donc, dans ces situations, un risque de ruissellement en nappe qui leur confère une forte sensibilité à l'érosion. Inversement, dans le cas du chaume de maïs drainé, où la battance est moins évoluée, les points sensibles au ruissellement sont peu étendus. Le ruissellement ne peut prendre qu'une forme diffuse et ceci limite la sensibilité à l'érosion de cette situation culturale. Dans le cas de la prairie et de la forêt, pour qu'il y ait ruissellement, il faut que les averses soient suffisamment longues pour permettre le remplissage du réservoir sol. Par ailleurs, l'intensité de ces averses doit être relativement forte. En fait, la fréquence d'apparition de telles averses est réduite : dans le cas de la prairie, une averse de 11 ou 8 mm/h pouvant amener respectivement 22 ou 34 mm devra durer 2 et 4 heures. Or, sa fréquence est de moins d'une année sur dix (cf. fig. 9). On voit donc que le risque de ruissellement est très faible dans le cas de ces surfaces couvertes.

#### IV. ANALYSE DES RESULTATS DE LA CAMPAGNE ESTIVALE

##### IV. 1 RAPPELS

Le protocole estival est basé sur l'intérêt d'analyser, pour une même intensité d'aspersion le régime d'infiltration sous des conditions hydriques initiales variables. Quatre situations culturales sont testées :

- . un chaume de blé en condition non drainée (C). Il s'agit du même blé que celui testé au cours de la campagne hivernale,
- . un chaume d'avoine en condition drainée (CD),
- . une situation standard drainée (SD),
- . une situation standard non drainée (S).

Les situations standard, sont des parcelles de mesure dont l'horizon superficiel a été déchaumé puis bêché. On tente ainsi de caractériser les propriétés intrinsèques du matériau à évoluer sous l'impact des pluies artificielles. Mais il faut noter que si l'on efface par ce travail superficiel une partie de l'histoire culturale, les propriétés testées gardent un souvenir de l'antécédent culturel : réserves organiques, assemblage des particules au sein des mottes. BOLLINE (1982) montre, par exemple, que la remanence des propriétés structurales du matériau superficiel est encore perceptible six années après le retournement d'une prairie. L'article de DELPHIN et al (1979) va dans le même sens. De même, DE LEENHER (1977) note que des variations du stock de matière organique sont sensibles au terme de 4 années suivant l'arrêt de fumures organiques.

Pour chacune de ces situations culturales, le protocole d'aspersion comporte cinq pluies successives sur chaque parcelle de mesure :

- pluie 1 => ressuyage : 2 jours = >
- pluie 2 => ressuyage : 1 jour = >
- pluie 3 => ressuyage : 4 heures = >
- pluie 4 => ressuyage : 1/2 heure = >
- pluie 5 =>

L'intensité des pluies est de 75 mm/h, leur durée variable est inférieure dans la majorité des cas à 20 minutes : elle est conditionnée par l'observation du régime stabilisé de ruissellement.

Par rapport à la campagne hivernale, on a apporté deux modifications aux conditions opératoires :

- étant donné l'importance de la configuration superficielle sur l'écoulement de l'eau, on a cherché à mieux apprécier la morphologie de la surface. Pour ce, on a quantifié la rugosité des parcelles de mesure par aspérimétrie. Le principe de cette méthode est bien connu : des tiges d'aluminium de même longueur sont maintenues verticales, leur extrémité inférieure en contact avec la surface du sol. Disposées à intervalles réguliers (1cm) le long du transect, elles épousent fidèlement le microrelief des parcelles de mesure. On effectue un premier relevé aspérimétrique selon trois transects sur chacune des parcelles de mesure, et ceci avant la première pluie. Avant la troisième pluie, on effectue un deuxième relevé aspérimétrique, uniquement dans le cas des parcelles standard. Ce suivi aspérimétrique est donc très restreint. Ceci résulte d'un compromis entre le souci de caractériser les états de surface et la nécessité d'effectuer les relevés aspérimétriques en un temps minimum (la simulation de pluie est une méthode très lourde).

- étant donné que les migrations hypodermiques latérales de l'eau peuvent influencer le ruissellement, on a cherché à apprécier leur importance. Dans ce but, avant la 5ème pluie, sur chaume de céréale, (CD et C), le cadre délimitant la parcelle de mesure est remplacé par un cadre plus profond, enfoncé jusqu'à la semelle de labour. On distingue donc quatre "essais case superficielle" et un dernier "essai case profonde". Cette opération permet ainsi de juger de l'effet des écoulements latéraux au-dessus du fond de labour.

L'essai case profonde n'a pas pu être effectué sur parcelles standards, étant donné les perturbations importantes du matériau qu'entraîne le changement de cadre. Par contre, dans le cas des chaumes, cette opération s'effectue facilement, le chevelu racinaire assurant une cohésion bonne au matériau.

## IV. 2 CARACTERISATION ASPERIMETRIQUE DE LA SURFACE

On sait que la battance se manifeste par un aplanissement général de la surface, suite à la déstructuration des mottes superficielles et l'extension de zones de resédimentation des particules détachées. Le degré d'évolution d'une surface doit donc être relié à la rugosité superficielle.

Il existe plusieurs méthodes de dépouillement des relevés aspérimétriques (KING 1979) et nous avons choisi de caractériser la rugosité par un indice simple : il est défini comme étant le rapport entre la longueur de la ligne brisée et la longueur du transect.

Ainsi plus l'indice est grand, plus la rugosité est importante. Il faut cependant garder à l'esprit qu'un tel indice est imparfait : il ne rend en effet pas compte de différents types de rugosité : micro, mésorugosité ... qui ont des significations différentes sur le plan du comportement.

Les relevés aspérimétriques sont reportés en annexe 7.

Les indices de rugosité calculés sur chacun des transects sont moyennés pour chacune des parcelles de mesure. Les moyennes obtenues sont reportées au tableau 15.

CHAUME DE CEREALE		DENUDEES ET BECHEES		
AVANT LA 1ère PLUIE		AVANT LA 1ère PLUIE		AVANT LA 3ème PLUIE
C 1	1.151	S 1	1.256	1.047
C 2	1.142	S 2	1.303	1.050
C 3	1.163	S 3	1.151	1.035
C D 1	1.180	S D 1	1.111	1.033
C D 2	1.220	S D 2	1.102	1.045
C D 3	1.172	S D 3	1.058	1.03

Tableau 15 indice de rugosité moyen des parcelles de mesure

Dans le cas des parcelles standard, on note un aplanissement important entre le premier relevé et le second. Ceci rend compte de l'évolution de

la morphologie superficielle ; au cours des averses successives, on observe bien un lissage de la surface des parcelles. Il faut remarquer ici que la technique aspérimétrique est peu apte à rendre compte de la rugosité des parcelles sous chaume. Dans ces situations, un nombre important d'aiguilles repose directement sur les collets racinaires des chaumes et des adventices, alors que l'indice de rugosité doit rendre surtout compte de la mésorugosité des parcelles. (1)

#### IV.2.1 Remarque

On a constaté après la première pluie, et en situation drainée uniquement, que la surface des parcelles standard est interrompue par un réseau de fentes de retrait. Dans cette situation, l'apparition de fentes est à rapprocher du fait que le sol se ressuie plus rapidement. Ces fentes, pouvant atteindre jusqu'à 0.5 cm de largeur, persistent au cours des pluies ultérieures.

### IV.3 ANALYSE DES RESULTATS CONCERNANT LA PHASE D'IMBIBITION

#### IV.3.1 Variation théorique de Pi en fonction du déficit initial

On a vu que les facteurs qui jouent sur la hauteur d'imbibition sont l'intensité de la pluie, le déficit de saturation initial et l'état structural du sol. Lorsque l'intensité de la pluie est constante et pour un état structural stable, Pi doit être directement lié à la valeur du déficit initial. Dans ces conditions, GIFFORD et al (1976), VALENTIN (1981) montrent bien expérimentalement, par simulation de pluie, que la hauteur d'imbibition est une fonction linéaire du déficit initial  $\Delta_i$  :

$$P_i = A \Delta_i + B$$

Ceci paraît conforme au déterminisme suivant :

Entre le temps  $t_0$  et le temps  $t_i$ , la quantité d'eau apportée par la pluie se répartit entre :

- en une lame d'eau infiltrée =  $W(t_i)$
- en une lame d'eau stockée en superficie  $S(t_i)$

Il vient :  $P_i = W(t_i) + S(t_i)$

Or  $\frac{W(t_i)}{\Delta_i} = z$  profondeur humectée au temps  $t_i$ , si on admet que le volume du déficit hydrique est entièrement occupé par l'eau. On voit que  $P_i$  peut être relié au déficit hydrique selon

$$P_i = z \Delta_i + S(t_i)$$

Cette relation fait ressortir le rôle de l'état structural qui, en influençant la vitesse de l'écoulement de l'onde d'humectation, détermine la profondeur humectée  $z$ . De même, on voit le rôle de la morphologie de la surface qui peut, si les points submergés ne sont pas en communication avec l'exutoire des parcelles de mesure, augmenter la hauteur d'imbibition.

(1) Etant donné les difficultés rencontrées au cours du premier relevé aspérimétrique sur parcelles de chaume, nous n'avons pas cherché à effectuer un deuxième relevé sur ces situations. Ce choix a d'ailleurs été motivé en partie, par la nécessité d'effectuer un nombre important de pluies, et ceci dans un laps de temps relativement restreint.

#### IV.3.2 Cas des parcelles standards non drainées

La figure 23 donne la valeur des pluies d'imbibition en fonction du déficit de saturation initial, variable que l'on a cherché à modifier dans ce protocole estival. Le déficit initial représente la différence entre la porosité totale et l'humidité volumique initiale, mesurées par prélèvement de cylindres de sol sur la couche 0-7 cm (5 répétitions). Les valeurs reportées ici sont obtenues en moyennant les déficits des différentes répétitions.

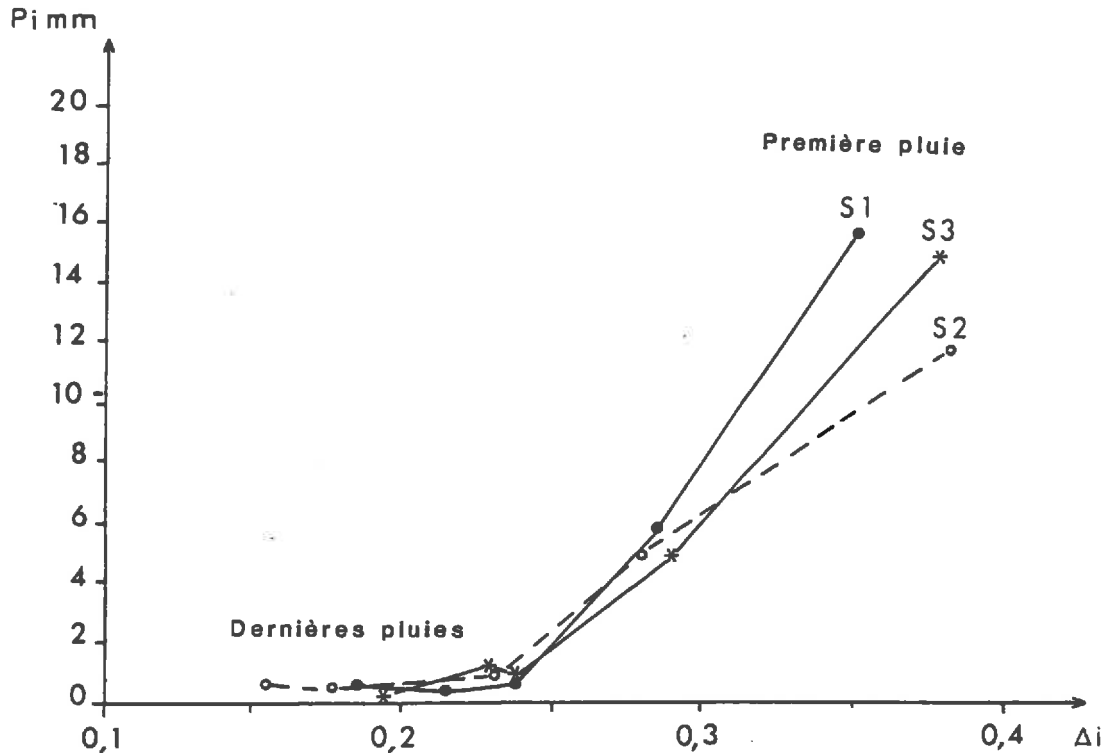


Fig. 23 - hauteurs d'imbibition dans le cas des parcelles standards non drainées.

On voit qu'il existe une décroissance régulière de la hauteur d'imbibition en fonction de la diminution du déficit initial, et ceci va dans le sens de l'équation précédente. Mais on remarque que les valeurs de  $P_i$  sont pratiquement nulles à partir de déficits initiaux relativement forts. Il y a ici une décroissance très forte de  $P_i$  et ceci provient sans doute de l'effet simultané de :

- la baisse de l'humidité initiale
- de la réduction de l'infiltrabilité des parcelles de mesure, suite à la dégradation de leur surface
- de la réduction de la capacité de stockage de la surface, suite à l'aplanissement qui accompagne l'évolution superficielle.

Ceci montre que l'évolution de la surface peut jouer un rôle prépondérant dans les mécanismes qui commandent le remplissage du sol. On voit de plus qu'une surface battue peut être très sensible au ruissellement, malgré un déficit initial assez fort. Ainsi, par exemple, le cas de la 5ème pluie est très éloquent : on observe des pluies d'imbibition quasiment nulles pour des déficits initiaux qui correspondent à des taux de remplissage de la porosité par l'eau d'environ 80 %.

#### IV.3.3 Cas des parcelles standards drainées

On donne, à la figure 24, les hauteurs d'imbibition en fonction des déficits de saturation initiaux. On y fait également figurer la succession des différentes pluies.

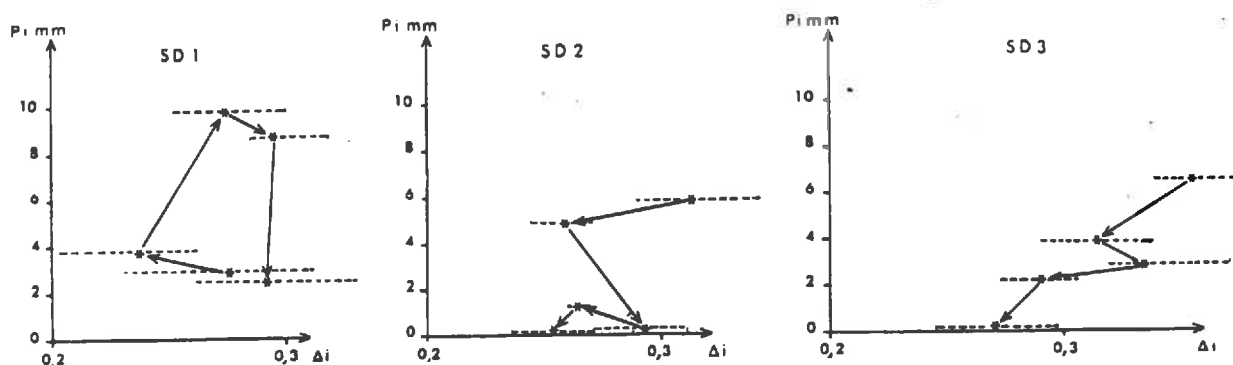


Fig. 24 - Hauteurs d'imbibition en fonction des déficits de saturation initiaux.

On remarque des déficits de saturation initiaux très voisins d'une averse à l'autre et ceci peut s'expliquer par le fait que le sol se ressuie très facilement dans cette situation drainée. Compte-tenu de ces faibles écarts, on doit s'interroger sur la précision de cette mesure.

Pour ce, nous avons reporté à la figure 24, les incertitudes de mesure. On voit que les incertitudes sont importantes. Elles sont dans bien des cas, supérieures aux écarts observés et ceci explique que l'on puisse observer des déficits plus forts pour des pluies de rang élevé (par exemple dans le cas SD2, entre la deuxième et la troisième pluie).

Mis à part le cas SD1, la succession des différentes pluies montre que les hauteurs d'imbibition diminuent progressivement et atteignent, comme dans le cas de la situation non drainée, des valeurs pratiquement nulles, pour des  $\Delta i$  encore assez élevés (0.2 à 0.3). Il faut rapprocher cette baisse de l'évolution structurale superficielle et du remplissage progressif du réservoir.

Le cas SD1 est plus intéressant. A l'issue de la seconde pluie, au lieu d'observer une baisse de  $P_i$ , on remarque au contraire un accroissement de cette valeur. On avait noté, dans cette situation drainée, une individualisation de fentes de retrait au cours du ressuyage de la première pluie. Le réseau de fentes, en interrompant les croûtes de battance formées, augmente la perméabilité globale des parcelles de mesure. Ce phénomène est bien connu : sur formations argileuses présentant des fentes de retrait HOOGMED et al (1980), COLLINET et al (1978), VALENTIN (1981), signalent des ruissellements "court-circuités".

Mais le rôle d'une fente de retrait doit aussi être discuté en fonction de la position qu'elle occupe sur le trajet de l'eau de ruissellement. Si une fente se trouve en aval de la parcelle de mesure, elle peut recueillir l'eau qui provient du débordement des cuvettes amont et ceci a pour effet d'augmenter la hauteur d'imbibition. Ceci doit certainement être à l'origine du comportement particulier de cette parcelle de mesure. Enfin, lors des dernières averses, la hauteur d'imbibition diminue de nouveau et on peut attribuer cette baisse à la diminution progressive du déficit et à l'évolution superficielle.

La confrontation des résultats recueillis en situation drainée et en situation non drainée montre que les hauteurs d'imbibition sont plus élevées en situation non drainée. On peut penser que ce fait résulte de la différence d'états initiaux et notamment de la rugosité superficielle initiale. En effet, on remarque qu'elle est plus importante (cf. tableau 15) en condition non drainée et ceci doit permettre un ralentissement de l'évolution structurale superficielle. Déjà BOIFFIN et al (1976) relèvent l'importance de la rugosité initiale sur la cinétique de l'évolution superficielle. Mais il faut également tenir compte de l'architecture porale de l'horizon travaillé et malgré les précautions prises au cours du bêchage, elle n'est sans doute pas la même pour les différentes répétitions. Des lacunes au sein de l'horizon labouré peuvent constituer des voies de passage privilégiées de l'eau, ce qui a d'une part un effet direct sur la vitesse d'écoulement, et d'autre part, peut retarder le flaquage et le déclenchement de phases de dépôts de particules au fond des dépressions superficielles.

Ces résultats sont intéressants car ils montrent que l'alternance humectation-dessication du sol peut avoir une influence favorable sur le régime d'écoulement de l'eau en interrompant la continuité des pellicules superficielles.

En outre, ils montrent que le déficit de saturation initial joue bien le rôle attendu, mais sur ces surfaces dénudées et affinées, le simulateur de pluie s'avère très dégradant et l'évolution structurale superficielle interfère avec l'effet du déficit initial. L'interaction est telle que l'on peut observer très rapidement des pluies d'imbibition très faibles, malgré des déficits relativement forts.

#### IV.3.4 Cas des parcelles sous chaume de blé (C) et d'avoine (CD)

La figure 25 donne les relations liant  $P_i$  au déficit de saturation initial.

On voit qu'une relation linéaire décrit convenablement la variation de  $P_i$  en fonction de  $\Delta i$ .

On a vu en effet que l'on pouvait relier la pluie d'imbibition à une relation de type :

$$P_i = z \Delta i + S (t_i)$$

On rappellera qu'une telle équation peut être écrite, compte tenu de l'hypothèse que l'eau infiltrée se répartit de manière homogène dans la porosité disponible  $\Delta i$ .

L'analyse des résultats précédents montre, de plus, que cette équation n'est valide que dans la mesure où l'état structural, celui de la surface notamment, n'est pas modifié au cours du train d'averses.

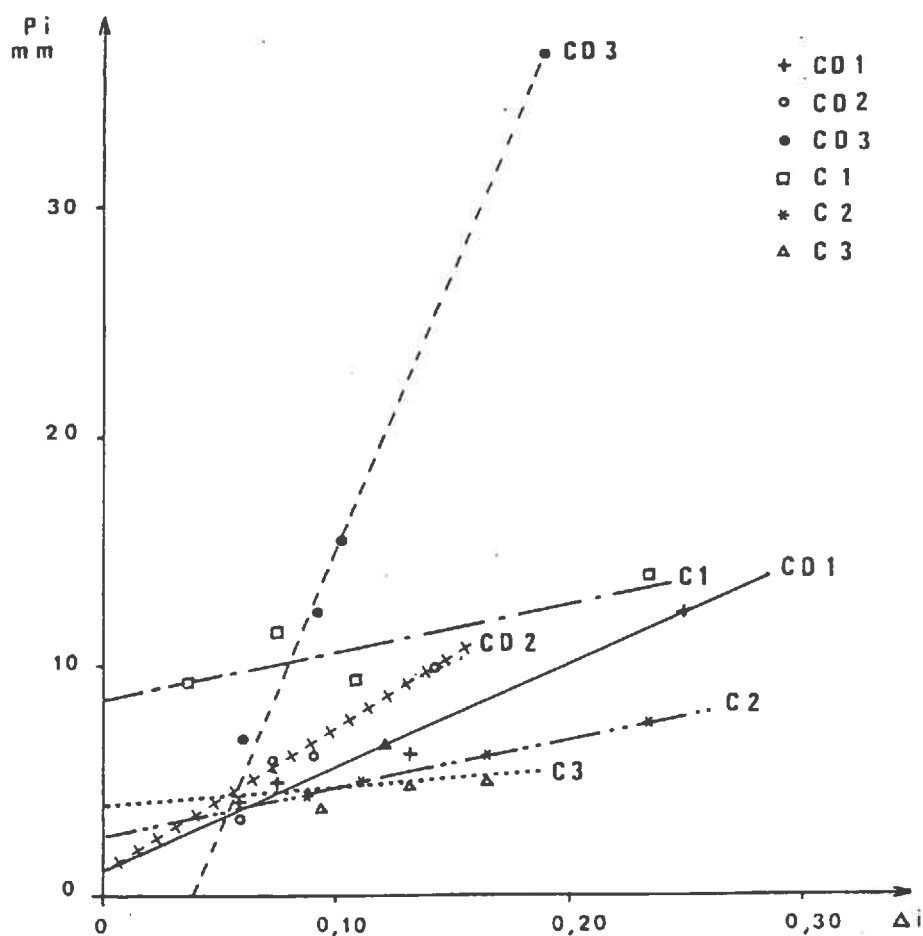


Fig. 25 - Liaisons entre la hauteur d'imbibition et le déficit de saturation initial.



On a calculé les valeurs de  $z$  et  $S(t_i)$  au moyen d'ajustements linéaires : tableau 16.

		<u>Z</u>	<u>S (t<sub>i</sub>)</u>	<u>r</u>
chaume de céréale drainé	CD1	44 mm	1.18 mm	0.98
	CD2	63 mm	0.85 mm	0.98
	CD3	244 mm	- 9.68 mm	0.99
chaume de céréale non drainé	C 1	20 mm	8.63 mm	0.84
	C 2	20 mm	2.60 mm	0.99
	C 3	8 mm	3.98 mm	0.24

Tableau 16 - Profondeur humectée et stock d'eau superficiel au temps d'imbibition.

Dans deux cas, le modèle proposé ne convient pas :

. la parcelle CD3, où le stockage  $S(t_i)$  est négatif : ce résultat ne peut être expliqué que si on se réfère aux hypothèses précédentes. Sur cette parcelle, on peut suggérer des fentes ou des macropores qui n'autorisent pas un remplissage homogène de la porosité, ce qui conduit à mésestimer la profondeur humectée. De même, l'architecture porale est peut être modifiée au cours du train d'averses et les différentes valeurs du  $P_i$  ne peuvent être comparées entre elles ;

. la parcelle C3, où le coefficient de régression est faible. La faible dispersion des déficits de saturation initiaux peut sans doute expliquer ce fait.

Dans le cas des autres parcelles, on peut remarquer des coefficients de régression élevés, qui valident l'interprétation proposée pour  $P_i$ .

La profondeur  $Z(t)$  est de l'ordre de 40 à 60 mm pour le système drainé, de 10 à 20 mm pour le système non drainé. Ces valeurs traduisent des vitesses de progression de l'onde d'humectation plus fortes dans le premier cas que dans le second et doivent certainement refléter des caractéristiques structurales différentes.

Enfin, on peut noter que les stocks superficiels sont d'autant plus élevés que les profondeurs humectées sont faibles, ce qui traduit le fait qu'une portion plus importante de la surface est submergée lorsque le milieu poral est moins conducteur. On voit qu'il existe une cohérence entre les valeurs de  $S(t_i)$  et  $Z$ , et ceci malgré un nombre restreint d'observations, qui comme nous l'avons vu, peuvent être entachées d'erreurs d'estimation. Le modèle proposé pour l'interprétation de  $P_i$  mériterait en ce sens, d'être confronté à des mesures plus nombreuses.

#### IV.3.5 Discussion

Ces différents résultats montrent que le déficit de saturation joue bien le rôle attendu, mais son effet dépend du comportement de la surface. Ainsi, dans le cas non drainé, si on compare les pluies d'imbibition relevées sur parcelles couvertes à celles relevées sur parcelles travaillées, on s'aperçoit qu'elles sont très élevées sur ces dernières au cours des premières pluies, puis diminuent fortement pour atteindre des valeurs inférieures à celles des parcelles couvertes.

Il est bien connu, par ailleurs, qu'un labour superficiel améliore considérablement les régimes d'infiltration (ROOSE 1975 ; COLLINET et al 1978). Mais ces différents auteurs notent que cette amélioration est peu durable. Un labour devient rapidement sensible au ruissellement étant donné sa sensibilité à la dégradation superficielle.

En définitive, tout est lié à la rapidité avec laquelle la surface évolue. Ainsi, en condition drainée, le bêchage a conduit à des surfaces beaucoup plus affinées que dans le cas non drainé et ceci favorise une évolution rapide de la surface. Dans cette situation, l'effet bénéfique du travail du sol n'est pas perceptible, car, même pour les premières pluies, l'imbibition est plus faible que sur parcelles non travaillées.

Dans les conditions naturelles, l'évolution de la surface semble très rapide. On trouve, par exemple, dans le cas de la campagne hivernale, des surfaces très dégradées au bout d'une période de 3 mois succédant au semis. De même, BOIFFIN (1984) signale un délai de 2 mois sur sols limoneux; COULON (1985) un délai identique sur sols sablo-limoneux. Ces délais peuvent d'ailleurs être raccourcis s'il survient une averse longue et intense. On peut alors penser qu'une période importante des cycles culturaux est affectée par le comportement néfaste de la battance. Mais les caractéristiques hydrauliques des pellicules peuvent ne pas être permanentes, notamment sous l'effet des alternances humectation-dessiccation qui peuvent augmenter l'infiltrabilité globale de la surface, en interrompant la continuité des pellicules.

#### IV.4 ANALYSE DES RESULTATS CONCERNANT LA PHASE DE REGIME PERMANENT.

La valeur de l'intensité minimale d'infiltration est atteinte plus ou moins rapidement selon la valeur du déficit initial. D'une pluie à l'autre, il peut y avoir des variations de  $F_n$  et ce sont ces variations que nous avons étudiées.

##### IV.4.1 Cas des parcelles standards

Sur ces parcelles dénudées et finement travaillées, l'agressivité des pluies est telle que la surface évolue rapidement, ce qui se traduit par une diminution de l'intensité minimale d'infiltration. Mais la variation de  $F_n$  au cours du train d'averses est différente selon que le sol est drainé ou non.

#### IV.4.1.1 Parcelles standards drainées

La figure 26 donne  $F_n$  en fonction du déficit de saturation initial. On y fait figurer la succession des différentes averses. De même que dans le cas de la phase d'imbibition, ces figures doivent être interprétées en tenant compte de la marge d'incertitude sur la valeur  $\Delta i$  et de l'évolution de la configuration superficielle au cours du train d'averses.

A l'issue de la première pluie, où le ressuyage du sol provoque l'individualisation d'un réseau de fentes de retrait, l'infiltrabilité globale de la surface (qui dépend de l'aire relative des points fortement conducteurs que constituent ces fentes) est augmentée. Ceci se manifeste par les trois répétitions, par une augmentation de  $F_n$  après la première pluie. Au cours des pluies suivantes, on remarque une baisse graduelle de l'infiltrabilité (mis à part le cas SD3, où  $F_n$  est forte à la quatrième pluie; ceci résultant de la faible durée de cette pluie, au cours de laquelle le régime permanent d'infiltration n'était probablement pas atteint - cf. annexe 6).

La diminution de  $F_n$  au cours des dernières averses correspond probablement, d'une part, à la fermeture partielle du réseau de fentes, d'autre part, à la dégradation des caractéristiques hydrauliques des points submergés. On peut donc présumer que le comportement de ces parcelles dépend d'un effet antagoniste du réseau de fentes (qui tend à augmenter l'infiltrabilité globale de la surface) et de la dégradation de la surface (qui tend à la diminuer). L'étude des régimes d'infiltration permanents, dans cette situation, ne peut être poussée plus loin, faute de connaître les relations existant entre  $F_n$  et l'importance du réseau de fentes initial.

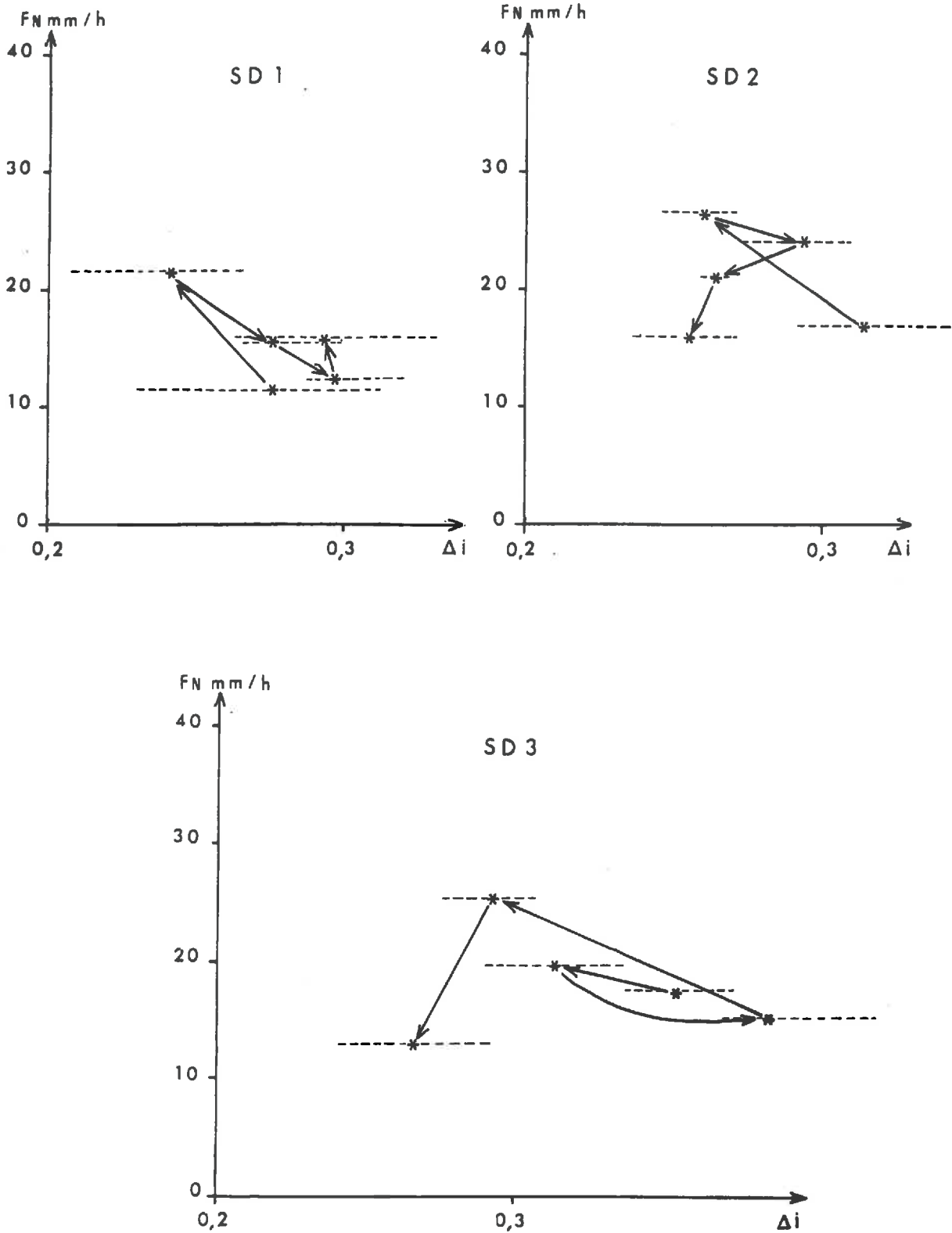


Fig. 26 - variation de Fn dans le cas des parcelles standards drainées.

#### IV.4.1.2 Parcelles standards non drainées

La figure 27 donne l'évolution de  $F_n$  en fonction du déficit initial.

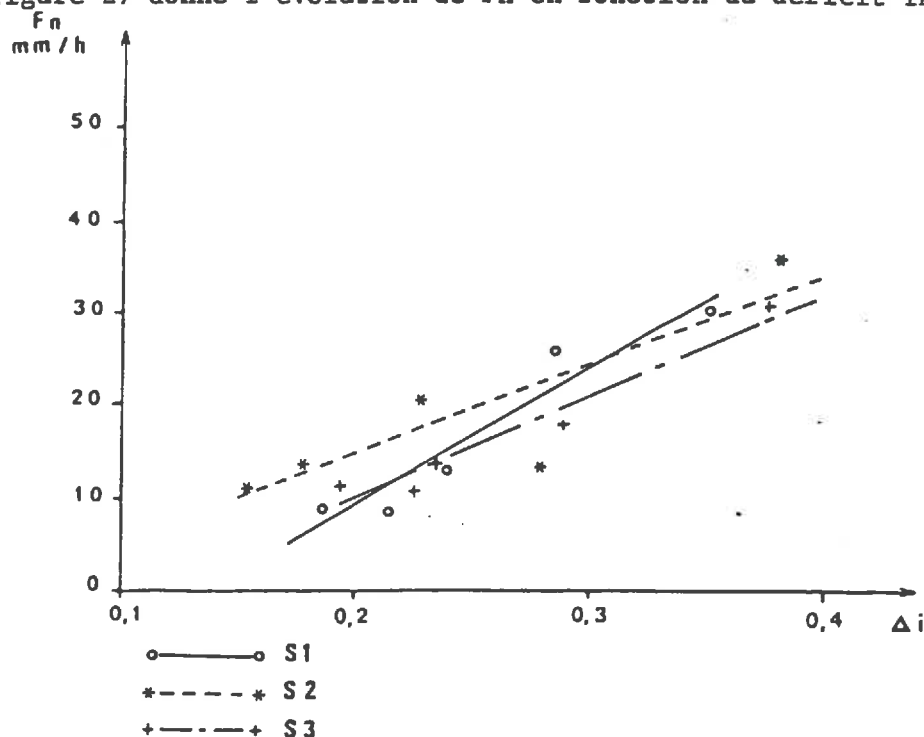


Fig. 27 - variation de  $F_n$  dans le cas des parcelles standards non drainées

On peut remarquer l'homogénéité des réponses, quelle que soit l'implantation des parcelles de mesure, et on visualise ainsi la faible variabilité spatiale du comportement hydrique du sol lorsque les surfaces sont battues. Un point très important ressort de cette figure, où on remarque une diminution graduelle de l'infiltrabilité des parcelles de mesure, qui de valeurs élevées au cours de la première pluie tend à s'annuler pour les dernières pluies.

Il faut attribuer ici la diminution graduelle de  $F_n$  au caractère continu de la dégradation superficielle qui se manifeste notamment par une extension de zones de faible perméabilité. Il est alors important de rechercher quelles sont les lois qui permettent de traduire l'aplanissement manifeste que l'on observe sur ces surfaces en termes de perte d'infiltrabilité globale.

Considérons, pour ce, une surface hypothétique très simple, composée d'une croûte de battance d'aire  $a$ , submergée au cours d'une pluie d'intensité  $I$ . On sait que dans le cas d'une parcelle d'aire totale unitaire :

$$F_n = (1 - a) I + aV$$

Si la pluie est d'intensité constante et si elle provoque une dégradation de l'aire non submergée, de sorte que l'aire de la croûte s'accroît, sa durée  $t$  est le facteur déterminant de la variation de  $F_n$  :

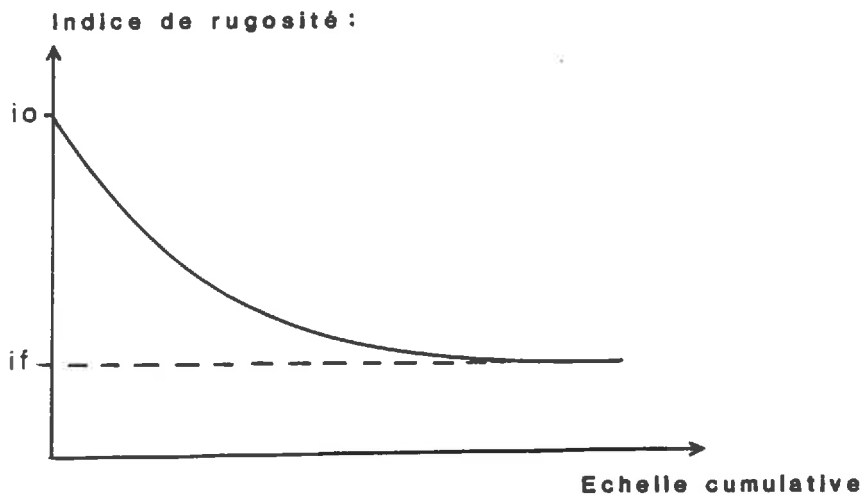
$$F_n(t) = (1 - a(t))I + a(t)V$$

où  $a(t)$  représente alors l'accroissement de l'aire de la croûte.

On voit alors qu'étudier la variation de  $F_n$  revient à étudier la fonction  $a(t)$ . On peut supposer qu'il existe une relation directe entre l'aire de la croûte et l'aplanissement  $f(t)$  de la surface. Si  $k$  est un facteur de proportionnalité :

$$a(t) = k f(t)$$

L'aplanissement qui résulte de la dégradation superficielle a été observé par plusieurs auteurs (BOIFFIN et al 1976, BOIFFIN 1984, COULON 1985) et quelles que soient les unités avec lesquelles il est exprimé, sa variation en fonction de la hauteur de pluie cumulée, ou encore de l'énergie cumulée de la pluie, peut être décrite par une relation telle celle donnée à la figure suivante :



l'expression mathématique d'une telle courbe a été écrite par HORTON (1940) qui s'attachait alors à décrire la décroissance de l'intensité d'infiltration au cours du temps. Elle peut être transposée à notre problème en utilisant les paramètres qui nous concernent :

$$i(t) = i_f + (i_0 - i_f) e^{-ct}$$

où  $c$  équivaut au travail à effectuer pour passer de  $i_0$  à  $i_f$  et ne dépend que des conditions initiales.

Dans le cas qui nous intéresse, si le temps  $t$  représente la durée des pluies cumulées, l'indice de rugosité que nous utilisons (rapport entre la longueur de la ligne brisée et la longueur du transect) est égal à  $i_0$  au début de la séquence pluvieuse et à 1 lorsque la durée tend vers l'infini. Il vient :

$$i(t) = 1 + (i_0 - 1) e^{-ct}$$

On voit alors que l'augmentation de l'aire de la croûte est égale, au facteur de proportionnalité  $K$  près, à l'aplanissement relatif :

$$a(t) = k \cdot \frac{i_0 - i(t)}{i_0 - 1}$$

En remplaçant dans l'équation liant  $F_n$  à l'aire de la croûte, on voit que :

$$F_n(t) = k \cdot \frac{i_0 - i(t)}{i_0 - 1} (V - I) + I \quad (1)$$

Ceci permet de montrer que  $F_n$  est lié linéairement à l'aplanissement relatif. De plus :

- .  $F_n = I$  lorsque l'aplanissement est nul
- .  $F_n = k(V - I) + I$  lorsque l'aplanissement relatif est égal à 1 ; dans ce cas, la surface est totalement plane. Ceci sous-entend que  $F_n$  tend vers le flux d'infiltration  $V$  de la zone submergée.

En définitive, l'étude de la variation de  $F_n$  au cours du train d'averses, revient à connaître la fonction  $i(t)$  et notamment la valeur de la constante  $c$  définie par :

$$c = - \frac{\text{Log} \left( \frac{i(t) - 1}{i_0 - 1} \right)}{t}$$

où  $i_0$  est l'indice de rugosité relevé avant la première pluie  
 $i(t)$  est l'indice de rugosité relevé avant la troisième pluie  
 $t$  est la durée cumulée des deux premières pluies.

Nous ne disposons que de deux relevés aspérimétriques (tableau 15) et, en conséquence, nous ne pouvons faire qu'une approximation de la valeur  $c$ . Cette valeur étant connue, nous avons testé l'équation (1) et les résultats sont reportés au tableau 17.

	$\frac{i_0 - i(t)}{i_0 - 1}$ %	Fn mesuré mm/h	K (V-I) mm/h	I mm/h	K (V-I) + I mm/h	r
S1	0.616	30.52	- 67.40	74.20	6.80	- 0.91
	0.816	26.26				
	0.886	13.10				
	0.916	8.73				
	0.968	9.21				
S2	0.646	36.34	- 76.72	84.35	7.62	- 0.90
	0.834	13.84				
	0.897	20.77				
	0.922	13.98				
	0.945	11.21				
S3	0.583	31.10	- 59.08	64.20	5.11	- 0.94
	0.768	18.28				
	0.824	11.02				
	0.879	14.02				
	0.925	11.50				
ε			- 63.52	70.60	7.08	- 0.87

Tableau 17 - Intensité minimale d'infiltration et indice d'aplanissement, paramètres de régression.

Afin de minimiser l'influence des erreurs sur la signification des régressions, nous avons effectué un calcul sur l'ensemble des couples infiltration minimale et indice d'aplanissement. On voit qu'un ajustement linéaire est très satisfaisant. D'autre part, l'analyse de l'ordonnée à l'origine (aplanissement nul) montre que I est très proche de l'intensité des averses (75 mm/h). Ces résultats tendent à valider l'hypothèse d'une surface sur laquelle la dégradation structurale conduit à l'extension d'une zone de faible perméabilité, faible et unique, au détriment d'une zone de perméabilité également unique et au moins égale à l'intensité de la pluie.

Il va de soi qu'une évolution aussi simplifiée de la configuration superficielle est peu probable dans les conditions naturelles où les diversités des états initiaux, des intensités pluviales, des variations du régime hydrique du sol, déterminent en tel ou tel point de la surface l'intensité de la mobilisation et de dépôt des particules.



Mais en condition de pluies simulées, l'intensité de la pluie est telle qu'elle détermine une évolution intense et brutale de la surface. Dans ces conditions, l'évènement pluvieux doit se manifester par une extension continue et uniforme de la croûte superficielle, sans qu'il y ait, comme dans le cas d'une évolution naturelle, de phases intermédiaires responsables de l'individualisation d'une hétérogénéité de configuration superficielle.

Au vu de ces résultats, la mesure de l'aplanissement semble donc nous fournir un bon indicateur de comportement hydrique, il permet en outre d'approcher la perméabilité de la croûte formée. Ainsi, lorsque l'aplanissement relatif tend vers 1, ce qui correspond à une submersion totale de la surface, la perméabilité de la croûte est, au facteur de proportionnalité K près, de 5 à 7 mm/h. Cette valeur peut être rapprochée de l'infiltrabilité des points les moins conducteurs des parcelles testées en période hivernale (cf. tableau 14, dans les cas B, CM). Ainsi, bien que les étapes d'élaboration des croûtes et les états initiaux soient différents pour ces diverses situations culturales, le simulateur de pluie s'avère apte à refléter le rôle joué par les propriétés intrinsèques du matériau dans le comportement hydrique des croûtes. Les mêmes conclusions ressortent des travaux de VALENTIN (1981) qui montre bien le parallélisme existant entre la conductivité saturée de croûtes naturelles et de croûtes artificielles.

La connaissance de ces caractéristiques hydrauliques, couplée à celle des lois de l'aplanissement, pourrait s'avérer fort utile dans l'optique de la prédiction du comportement hydrique du sol en phase de régime permanent.

#### IV.4.2 Cas des parcelles de chaume (C et CD)

On rappelle que sur ces parcelles, pour les quatre premières pluies, la case délimitant l'aire de mesure est enfoncée jusqu'à 15 cm en-dessous de la surface du sol. Avant la cinquième pluie, on échange cette case contre une autre que l'on enfonce jusqu'à la semelle de labour (30 cm). Ces différents essais seront dénommés sous les termes "case superficielle" et "case profonde".

##### IV.4.2.1. *Présentation des faits*

La figure 28 donne la variation de  $F_n$  observée pour les différentes averses.

On peut remarquer différents points sur ces figures :

##### a) similitude du comportement drainé - non drainé

Les deux situations culturales diffèrent peu l'une de l'autre. Dans un cas comme dans l'autre, on peut remarquer des infiltrabilités moyennes de l'ordre de 20 à 30 mm/h et des infiltrabilités fortes de l'ordre de 50 mm/h.

On se rappellera que toutes les parcelles drainées sont implantées rigoureusement à l'interdrain et force nous est de constater qu'à cet emplacement le système drainé se différencie peu du système non drainé.

On a par ailleurs déjà remarqué cette similitude de comportement, entre parcelle de chaume de maïs non drainé et chaume de maïs drainé en position d'interdrain, lors de la campagne de mesure hivernale.

b) variabilité spatiale :

Au sein d'une même situation culturale, il existe une forte variabilité spatiale du comportement le long de la séquence. La variabilité spatiale s'estompe lorsque l'humidité est proche de la saturation (en fin de séquence pluvieuse).

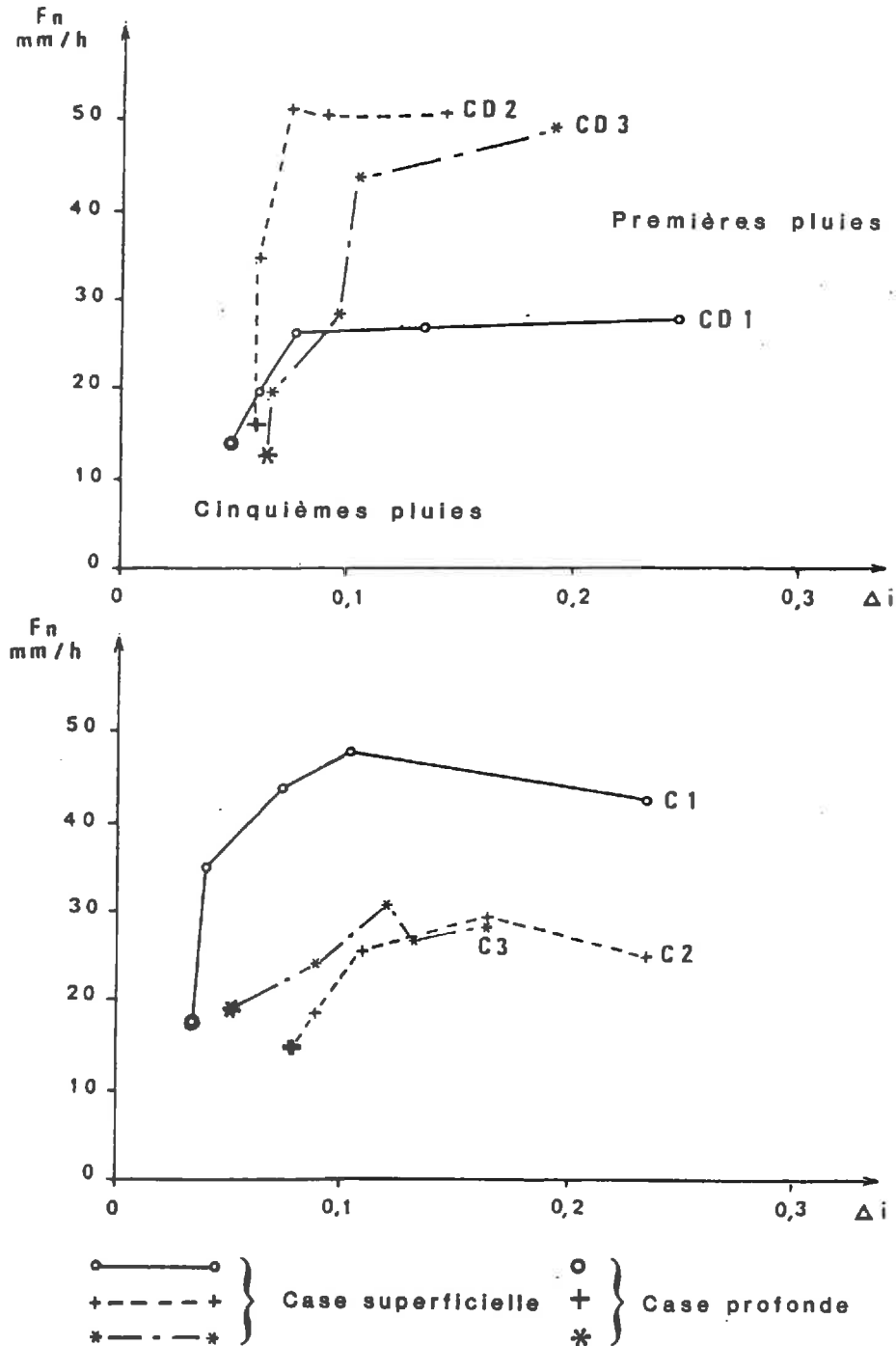


Fig. 28 - Variation de  $F_n$  dans le cas des parcelles de chaume drainé (CD) et non drainé (C).

c) variation de  $F_n$  :

On remarque un comportement particulier pour chacune des parcelles de mesure : l'existence de deux phases dans la variation de  $F_n$ . Au cours des premières pluies l'intensité minimale d'infiltration est constante. Au cours d'une deuxième phase, passé un seuil d'humidité initiale, on observe une décroissance de  $F_n$ . On remarque alors que la décroissance est d'autant plus accusée que les valeurs de  $F_n$  initiales sont élevées.

d) effet case profonde :

Enfoncé jusqu'à la semelle de labour, le cadre de mesure empêche toute possibilité d'écoulement hypodermique latéral superficiel. Son effet sur l'infiltrabilité est évident : on note une baisse accusée de l'infiltrabilité et un "gommage" de la variabilité spatiale.

IV.4.2.2 *Hypothèses explicatives*

Plusieurs phénomènes peuvent jouer simultanément pour expliquer la baisse par palier de l'infiltrabilité des parcelles en fonction de l'accroissement de l'humidité initiale :

a) une dégradation superficielle : bien que ces parcelles soient couvertes par des chaumes, des résidus végétaux, des adventices, qui les rendent peu susceptibles au glaçage superficiel, on peut penser que les caractéristiques hydrauliques de la surface évoluent au cours de ces pluies intenses. On peut suggérer au cours des dernières pluies (pour des déficits initiaux très faibles et correspondant probablement à un taux de remplissage maximal de la porosité) des phénomènes intenses de destruction des agrégats superficiels. On assisterait donc à la formation de boues superficielles qui colmatent, à ces fortes humidités, les pores débouchant en surface et abaissent ainsi l'infiltrabilité des parcelles de mesure.

b) lorsque l'humidité initiale est forte, le front d'humectation peut atteindre, en profondeur, des couches de sol à perméabilité plus faible. Le régime d'infiltration est contrôlé par la première couche, mais quand le front d'humectation pénètre la seconde (dans le cas d'une averse en "condition initiale humide", par exemple), le régime d'infiltration diminue et tend vers la conductivité saturée de cette dernière. (MILLER et al. 1962 ; GREEN et al. 1964 ; HANKS et al. 1962).

c) le régime d'infiltration observé dépend aussi des écoulements latéraux hypodermiques. Les phénomènes de circulation latérale de l'eau sur sols limoneux dégradés sont bien connus et cités à de multiples reprises MERIAUX (1973) ; CONCARET (1981) ; ISAMBERT (1984). Tant que les averses sont suffisamment espacées, l'existence d'un gradient de succion latéral permet d'assurer une intensité d'infiltration élevée. Mais dès que le ressuyage du sol n'est plus suffisant pour que ce maintienne ce gradient de succion, l'intensité de l'écoulement hypodermique dépend alors uniquement de la conductivité saturée latérale. C'est peut être le cas ici pour les dernières pluies.

D'autres phénomènes sont également suggérés pour expliquer la variation de la perméabilité d'un matériau au cours du temps. Si le sol est humide (en fin de séquence pluvieuse), le gonflement des colloïdes modifie la porosité efficace vis-à-vis de l'écoulement. Bien que ces phénomènes soient surtout évoqués dans le cas de structures argileuses (SMILES 1974, LESSARD 1981, CONCARET 1984), l'horizon Bt obéit probablement à cette dynamique.

Nous allons, dans ce qui suit, tenter de vérifier dans quelle mesure les différents phénomènes évoqués peuvent expliquer les variations de  $F_n$  observées.

#### IV.4.2.3. Vérification du rôle de la stratification verticale du profil sur l'infiltrabilité

Pour vérifier si une averse de même intensité, simulée à des humidités initiales différentes, peut conduire à des infiltrabilités différentes selon la profondeur affectée par l'humectation, nous avons effectué un protocole d'aspersion particulier. Cet essai a été effectué en case superficielle sur le chaume de céréale non drainé, pendant l'automne suivant la campagne estivale. Il est couplé à des mesures tensiométriques et humidimétriques : fig. 29.

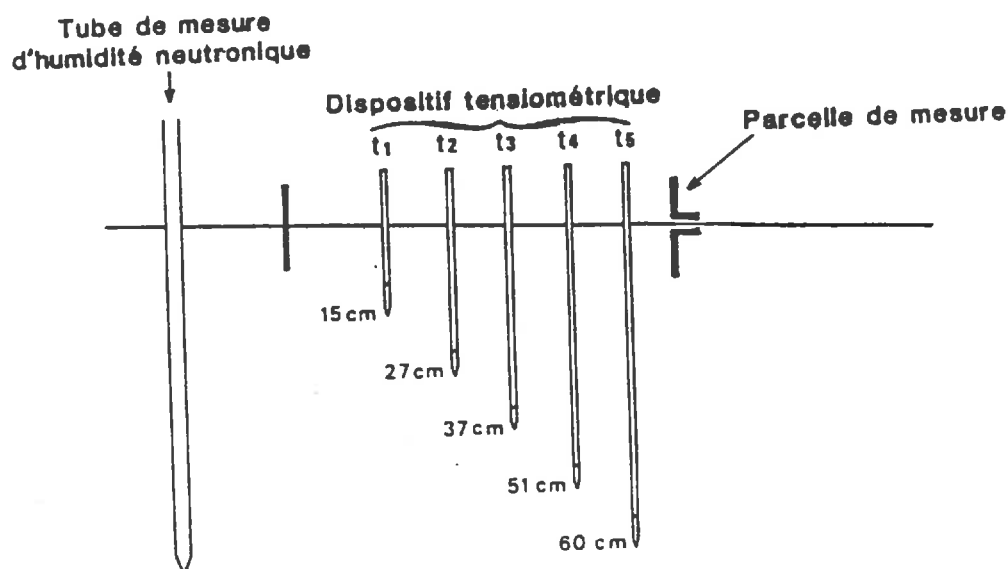


Fig. 29 - Dispositif de mesures tensiométrique et humidimétrique.

Trois pluies successives, d'une intensité de l'ordre de 75 mm/h, ont été simulées, séparées par des temps de plus en plus faibles de manière à faire varier l'humidité initiale du profil de sol :

pluie 1 → ressuyage : 15 heures → pluie 2 → ressuyage : 4 heures → pluie 3

Le principe de la technique tensiométrique est donné en annexe 8.

## IV.4.2.3.1 Résultats expérimentaux

## a) intensité d'infiltration

La figure suivante donne l'intensité d'infiltration relevée au cours des trois pluies.

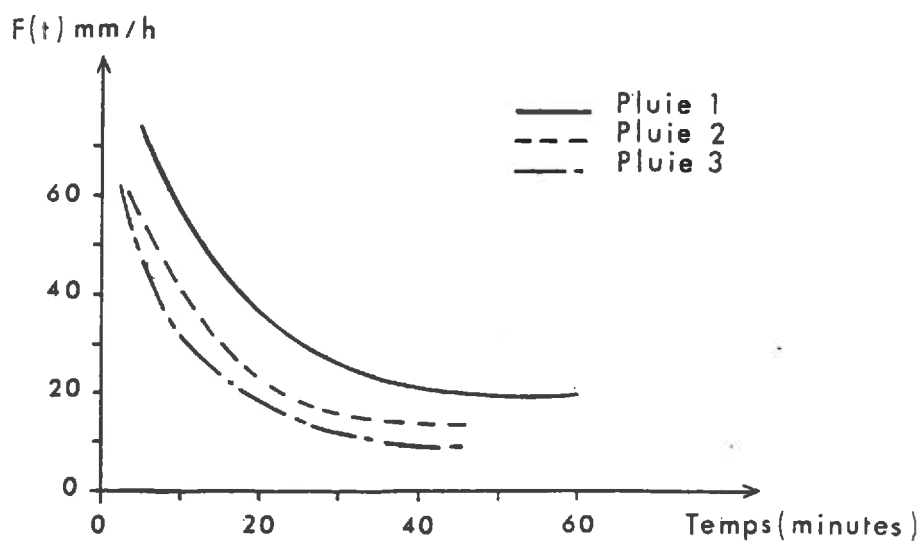


Fig. 30 - intensités d'infiltration au cours du train d'averses

Le tableau 18 récapitule les valeurs des différentes caractéristiques de ces averses.

	<u>durée d'imbibition</u> (minutes)	<u>durée phase transitoire</u> (minutes)	<u><math>F_n</math></u> mm/h	<u><math>\Delta i</math> (0-20 cm)</u> %
Pluie 1	6	34.5	19.5	10.20
Pluie 2	3.37	27	13.6	8.96
Pluie 3	2.25	26.2	9.5	8.13

Tableau 18 - caractéristiques des averses et des réponses aux averses sur parcelle de chaume de blé non drainé.

On observe, suite à la diminution du déficit initial, la réduction des durées d'imbibition, des phases transitoires et des intensités minimales d'infiltration.

## b) relevés tensiométriques

Les figures suivantes donnent les potentiels totaux H en millibars, au cours des trois pluies pour les cinq tensiomètres. Dans le cas de la troisième, le potentiel total est nul dès le début de la pluie, à 15, 27, 37 et 51 cm.

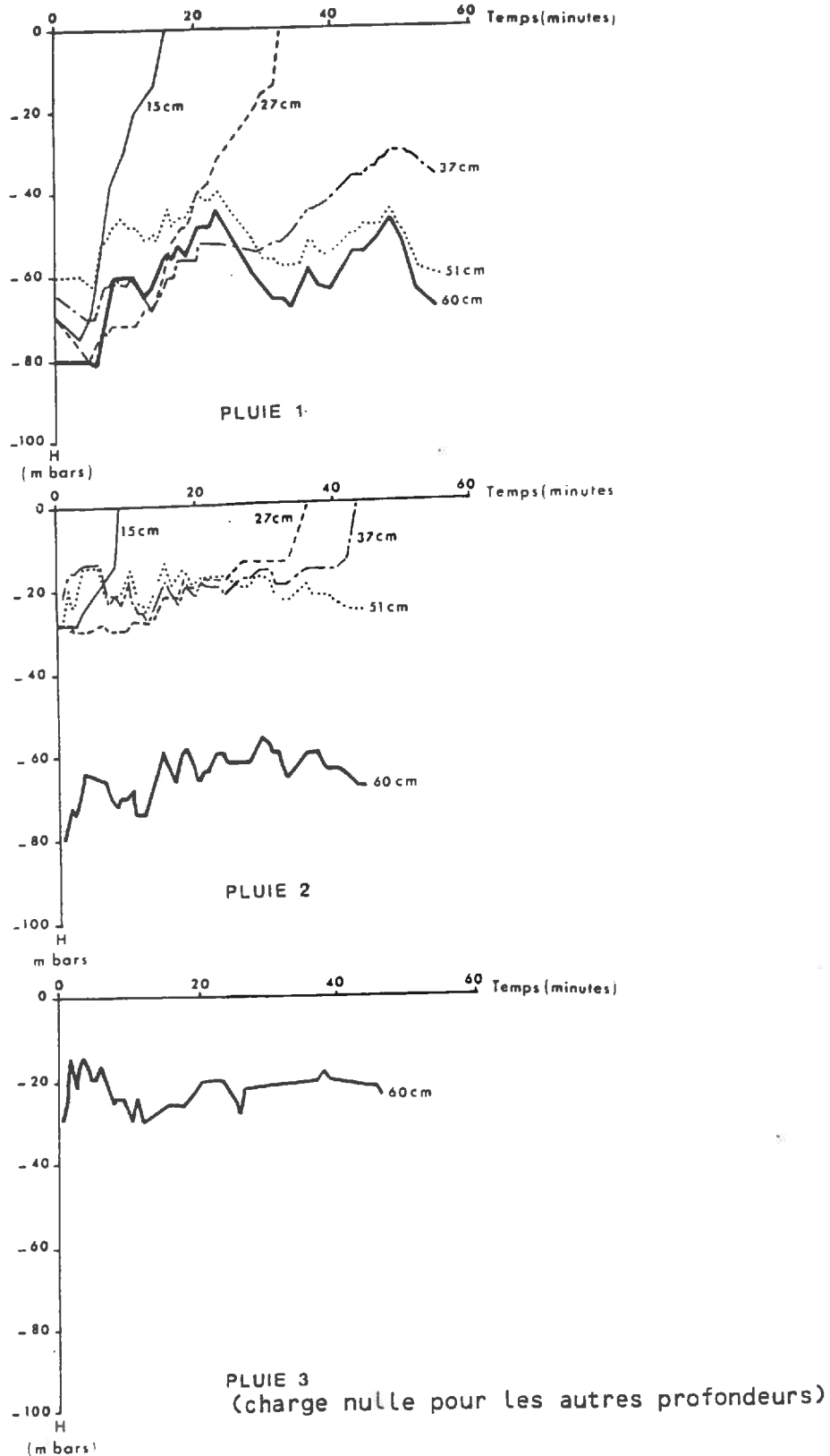


Fig. 31 - Relevés de charge hydraulique H au cours des pluies.

Les différents potentiels totaux relevés au cours des trois pluies sont de faible valeur absolue. La valeur minimale observée sur l'ensemble des relevés n'est que de 80 mbars et montre un état hydrique proche de la saturation.

A partir de ces relevés, on peut déterminer le temps pour lequel la succion matricielle est nulle ( $\psi = 0$ ). Cette valeur est nulle lorsque  $H = -z$ , ce qui traduit une saturation à la cote  $z$  de cette bougie. Par ailleurs, lorsque  $H > -z$ , il y a surcharge hydrique. On peut ainsi déterminer, pour chaque pluie, à quel moment il y a saturation et à quel moment il se constitue une nappe aux différentes profondeurs considérées.

Le tableau 19 récapitule l'état hydrique des différentes profondeurs au cours des trois pluies :

	15 cm	27 cm	37 cm	51 cm	60 cm
Pluie 1	saturé après 15'	saturé après 25'	saturé après 40'	saturé	saturé
Pluie 2	saturé après 8'	saturé après 12'	nappe	nappe	saturé
Pluie 3	nappe	nappe	nappe	nappe	nappe

Tableau 19 - état hydrique du sol au cours des trois pluies

On remarque :

- une saturation progressive du profil,
- suite à la saturation, une nappe se forme, d'autant plus rapidement que la cote considérée est proche de la surface.

Ces résultats sont en accord avec les relevés humidimétriques.

c) relevés humidimétriques :

On a déterminé l'évolution de l'humidité au cours des trois pluies à des profondeurs différentes :

- 1ère pluie : les relevés sont effectués à 15 cm
- 2ème pluie : les relevés sont effectués à 25 cm
- 3ème pluie : les relevés sont effectués à 35 cm

Un tel choix nous a été dicté par le souci de suivre l'évolution de l'humidité résultant du passage d'une onde d'humectation dans l'environnement du détecteur de la sonde neutronique. Les valeurs d'humidité volumiques sont reportées à la figure 32.

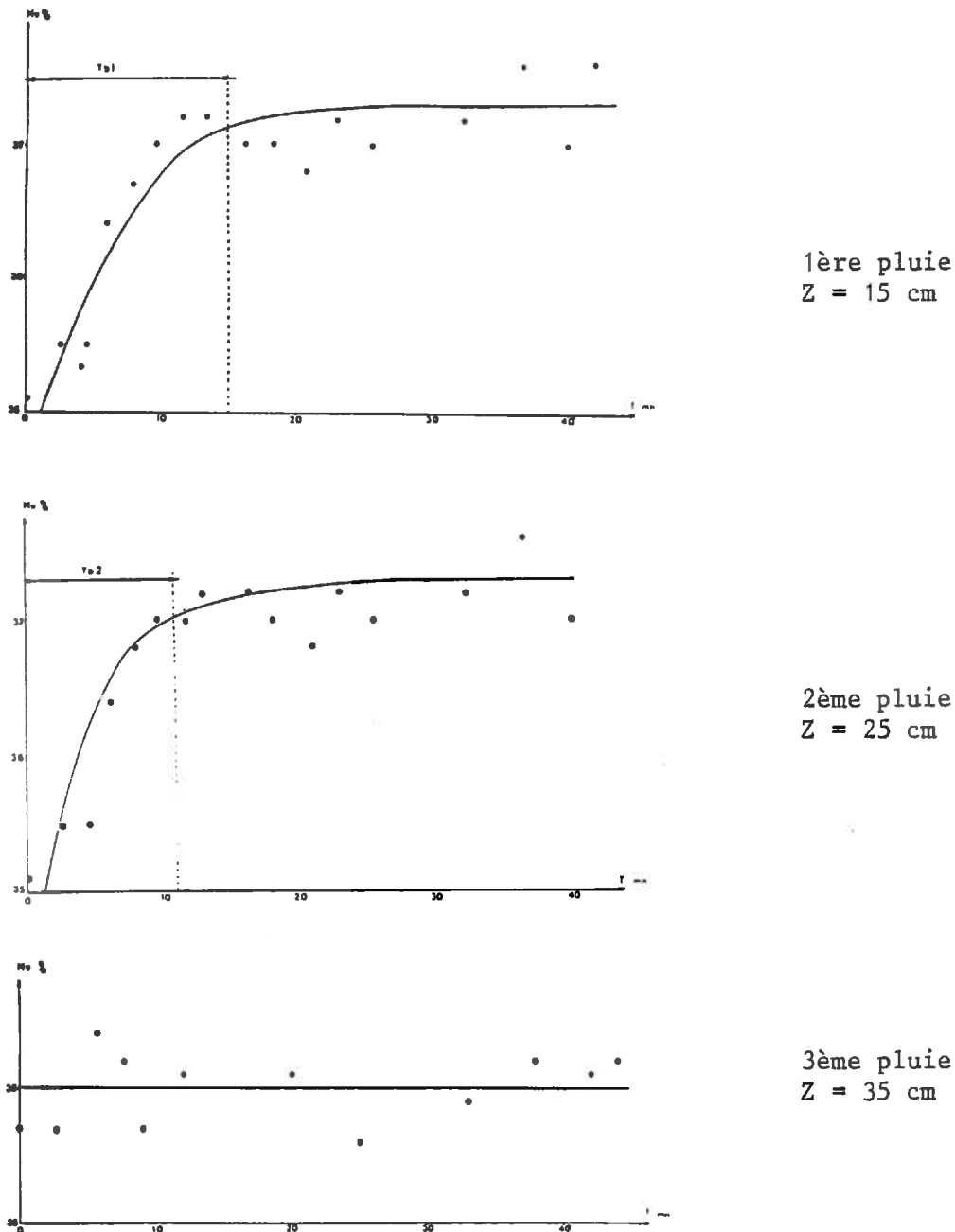


Fig. 32 - Variation de l'humidité volumique au cours des pluies simulées.

On voit que l'évolution de l'humidité peut être décrite par une courbe à asymptote parallèle à Ox. On a reporté sur les courbes les temps caractéristiques :

- Tb<sub>1</sub> : temps où la succion s'annule pour le premier tensiomètre au cours de la pluie 1.
- Tb<sub>2</sub> : temps où la succion s'annule pour le deuxième tensiomètre au cours de la pluie 2.



On remarque une similitude des résultats des deux techniques ; ces deux temps correspondent approximativement à ceux où les valeurs de l'humidité se rapprochent d'une saturation de l'horizon considéré.

Pour la troisième pluie, la même remarque peut être faite : l'humidité volumique ne varie pas, de même que les lectures tensiométriques révèlent l'existence d'une nappe dès le début de l'averse.

Ceci montre que les bougies tensiométriques ont été bien implantées, ce qui valide les résultats du tableau 19.

#### IV. 4.2.3.2. Discussion

On peut confronter le tableau 18, donnant les caractéristiques des averses, à l'état hydrique du sol au cours de ces averses (tableau 19). On remarque, dans le cas de la première pluie, que le régime permanent est atteint lorsque l'ensemble du profil est saturé (soit 40 minutes après le début de la pluie). Par contre, pour les pluies 2 et 3, le régime permanent est atteint bien après que le profil soit saturé par l'apport d'eau. Ainsi, dans le cas de la troisième pluie, bien que le profil soit saturé dès le début de la pluie, la durée de la phase transitoire est de 26 minutes. Pour les deux dernières pluies, ces résultats ne peuvent s'expliquer, conformément à l'équation de bilan, que par le fait qu'une certaine proportion de l'eau est stockée en surface au cours de la "montée" de l'hydrogramme de ruissellement.

Quoiqu'il en soit, on peut remarquer que l'ensemble du profil est toujours saturé lors de la phase de régime permanent et l'hypothèse selon laquelle la diminution de  $F_n$  est liée à la progression d'un front d'humectation vers les couches profondes moins perméables n'a plus de sens. Les seules explications possibles sont :

- une dégradation de la surface : des boues superficielles viennent colmater les pores efficaces vis-à-vis de l'infiltration ;

- des vitesses différentes d'écoulement latéral des nappes formées : au cours de la première pluie, un gradient de succion latéral accélère cette forme d'écoulement, alors qu'au cours de la troisième pluie les nappes ne s'écoulent que par phénomènes gravitaires engendrés par la pente générale du terrain.

Mais compte-tenu des humidités initiales, somme toute assez voisines, et de la faible déclivité, on peut penser que ces "effets de bordure" sont identiques lors des trois pluies effectuées et en conséquence l'hypothèse de dégradation superficielle devient la plus plausible.

Il demeure une difficulté pour extrapoler les résultats de l'essai automnal à ceux de la campagne estivale. S'il apparaît que les phénomènes de dégradation sont déterminants dans la variation de l'intensité minimale d'infiltration au cours de cet essai automnal, les mêmes conclusions ne peuvent être retenues qu'avec prudence pour les simulations de pluie estivales. On peut supposer que lors des averses estivales, sur sol sec, on assiste bien à une humectation progressive, puis à une saturation et à une mise en charge de l'horizon superficiel, puis des horizons sous-jacents. La rapidité de ces changements d'état, le stockage superficiel, détermineraient alors la durée des phases d'imbibition et des phases transitoires. Mais en phase de régime permanent, on est dans l'impossibilité de vérifier si pour chacune des pluies successives, on a, comme au cours de l'essai automnal, le même profil hydrique.

IV. 4.2.4. Rôle des migrations latérales sur l'infiltrabilité

L'utilisation d'une case profonde révèle (cf. fig. 28) :

- un "gommage" de la variabilité spatiale,
- une baisse prononcée de l'infiltrabilité des parcelles de mesure.

Lors d'une simulation en case superficielle, l'infiltrabilité minimale  $F_{ns}$  dépend d'un débit d'écoulement vertical  $Q_{vs}$  et d'un débit d'écoulement taléral  $Q_{ls}$ . Ils sont liés selon :

$$F_{ns} = \sqrt{Q_{vs}^2 + Q_{ls}^2}$$

Lors d'une simulation en case profonde, la possibilité d'écoulement latéral au-dessus de la semelle de labour est empêchée et on peut écrire que l'infiltrabilité minimale  $F_{np}$  est égale au débit vertical  $Q_{vp}$  :

$$F_{np} = Q_{vp}$$

On peut considérer que l'humidité initiale à la quatrième pluie (case superficielle) est similaire à l'humidité initiale à la cinquième pluie (case profonde), ce qui permet l'approximation :

$$Q_{vp} = Q_{vs}$$

Ceci permet d'estimer les débits latéraux  $Q_{ls}$  des différentes parcelles de mesure, débits que l'on pourra considérer comme étant équivalents, à un facteur de section près, à la conductivité hydraulique saturée latérale.

$$Q_{ls} = \sqrt{F_{ns}^2 - F_{np}^2}$$

Le tableau 20 donne les valeurs de  $Q_{ls}$  pour chacune des parcelles de mesure. On a également reporté la pente topographique  $i$ . Celle-ci a été déterminée sur la base d'un relevé topographique au 1/500<sup>e</sup> (annexe 9).

	Fns mm/h	Fnp mm/h	Qls mm/h	$\frac{Qls}{Fns} \%$	i %
CD1	19.79	13.70	14.28	72	1.29
CD2	34.60	15.90	30.73	88	2.5
CD3	19.20	12.20	14.82	77	1.48
C1	34.80	18.41	29.53	85	1.66
C2	19.71	15.00	12.78	64	1.33
C3	24.52	19.71	14.58	59	0.80

Tableau 20 - infiltrabilité minimale en cases superficielle et profonde.  
Débits latéraux

Le rapport  $\frac{Qls}{Fns}$  représente la part relative des écoulements latéraux lors de la quatrième pluie et l'on aperçoit qu'une proportion très importante de l'eau est sujette à des migrations latérales et ceci dans un contexte où les pentes sont relativement faibles.

On voit alors que les parcelles dont l'infiltrabilité est la plus forte (cf. fig. 28) sont les parcelles sur lesquelles les écoulements latéraux sont les plus intenses. Ceci confirme le comportement particulier de ces sols limoneux, où la présence de semelles de labour (annexe 10) constitue un imperméable structural, responsable de la formation de nappes de subsurface qui ont tendance à s'écouler selon la ligne de plus grande pente. L'analyse du tableau 20 montre, en effet, que la pente topographique  $i$  semble responsable de l'intensité de ces écoulements latéraux. On s'est demandé de quelle manière la variation de  $i$  peut conduire à des différences d'écoulements latéraux.

La formule de Manning-Strickler, écrite à partir de celle de Darcy-Bazin, exprime le débit à l'exutoire d'un cylindre en fonction de la pente du cylindre

$$Q = C.S R^{2/3} i^{1/2}$$

C : coefficient de frottement

S : section mouillée du conduit

R : rayon hydraulique : rapport entre la surface mouillée et le périmètre mouillé

$i$  : pente du cylindre.

Cette équation est couramment utilisée dans les études techniques préalables au drainage (POIREE et al 1973, CONCARET 1981), mais aussi dans le cas de l'étude du ruissellement de surface (LAFFORGUE 1977).

En supposant que les sections mouillées sont identiques pour les différentes parcelles de mesure, on peut écrire :

$$Q_{ls} = A \sqrt{i}$$

Sur la base des données du tableau 20 nous avons utilisé un ajustement de forme  $Q = a i^b$  :

$$Q_{ls} = 2.61 i^{0.70} \quad r = 0.73$$

On voit que l'ajustement est peu "serré", et ceci peut provenir :

- des conditions d'application de la loi d'écoulement,
- de l'hypothèse faite sur la similitude des sections mouillées pour les différentes parcelles.

Quoi qu'il en soit, on remarque, conformément à la loi d'écoulement, que l'exposant affectant la pente  $i$  est relativement voisin de 0.5. Ceci conforte le fait que les parcelles de mesure diffèrent bien entre elles par le jeu des écoulements latéraux, qui sont accrus lorsque la pente est importante.

On peut dès lors proposer un schéma quant au rôle des écoulements latéraux sur la variation de l'infiltrabilité  $F_n$  en fonction du déficit initial. (cf. fig. 28).

- lors des averses sur sol sec, c'est-à-dire précédées d'un temps de ressuyage permettant la création d'un gradient de succion latéral, l'infiltrabilité est accrue par cette succion.

- Lors des averses sur sol humide (lorsque le ressuyage est faible), le gradient de succion tend à s'annuler et l'infiltrabilité diminue, car l'écoulement latéral ne dépend plus que d'une composante gravitaire engendrée par la pente.

Si les écoulements hypodermiques jouent un rôle important dans les mesures que nous effectuons, on doit se demander si les différents essais de simulation de pluie sont représentatifs du comportement du sol lorsqu'il est soumis aux averses naturelles.

De fait, dans l'hypothèse d'un transfert latéral, tout volume d'eau transitant vers l'aval libère une certaine proportion de la porosité. Mais ce volume d'air, capable d'améliorer l'infiltration dans le cas des parcelles de faibles dimensions, est occupé au même instant par un apport d'eau plus ou moins équivalent, d'origine amont, lorsque le sol est re-situé dans son contexte hydrologique normal.

Il en ressort que si le simulateur de pluie est capable d'apporter des précisions sur le comportement d'un volume élémentaire de sol, l'extrapolation des résultats, à une échelle plus petite, doit faire l'objet d'une investigation plus poussée.

#### IV.4.2.5 Rôle de la dégradation superficielle sur l'infiltrabilité

On peut distinguer sur la figure 28, au cours des premières pluies, deux types de parcelles :

- des parcelles présentant un palier d'infiltrabilité élevé, de l'ordre de 50 mm/h,
- des parcelles où le palier d'infiltrabilité est de 20 à 30 mm/h.

Au cours des dernières pluies, on remarque que l'infiltrabilité se rapproche d'une valeur commune. Or, comme on l'a vu à plusieurs reprises (dans les cas du blé d'hiver et du chaume de maïs, traités au cours de la campagne hivernale, et dans le cas des parcelles standards), la battance se traduit à chaque fois par un "gommage" de la variabilité spatiale du comportement hydrique. On pourrait donc présumer qu'à l'issue du train d'averses, les parcelles de chaume acquièrent une configuration superficielle homogène qui leur confère une unicité de comportement hydrique.

Par ailleurs, la chute d'infiltrabilité observée entre le début et la fin du train d'averses est d'autant plus importante que l'infiltrabilité initiale était forte et ceci pourrait très bien traduire le fait que ce sont les parcelles qui sont potentiellement les plus rugueuses qui sont les plus dégradées. Dans l'hypothèse d'une dégradation superficielle, la variation de  $F_n$ , entre la première et la dernière pluie, nous fournit alors un indicateur de l'altération des caractéristiques hydrauliques de la surface au cours du train d'averses.

Compte tenu de ce que l'on sait sur les conditions d'évolution de la surface, on a reporté au tableau 21 les valeurs de la chute d'infiltrabilité entre la première et la quatrième pluie (pluies effectuées en case superficielle), les valeurs de l'indice de rugosité initial et les valeurs du stockage superficiel calculées au temps d'imbibition.

	$F_{n1} - F_{n4}$ mm/h	rugosité initiale	S (t <sub>i</sub> ) mm
CD1	7.74	1.17	1.18
CD2	16.23	1.22	0.85
CD3	30.52	1.18	- 9.68
C1	7.75	1.15	8.63
C2	5.63	1.16	2.60
C3	4.71	1.14	3.98

Tableau 21 - Perte d'infiltrabilité au cours d'averses successives, rugosité initiale et stockage superficiel au temps d'imbibition.

On sait que la géométrie initiale de la surface détermine la vitesse de sa dégradation. En ce sens, lorsque l'indice de rugosité initial est élevé, la chute d'infiltrabilité (qui mesure la potentialité de dégradation) devrait être forte. Et, de fait, on voit bien ici que les valeurs de perte d'infiltrabilité sont ordonnées en fonction des rugosités initiales. Mais cette liaison est lâche : ceci peut provenir du fait que la rugosité est très difficile à mesurer sur ces parcelles de chaume où les collets racinaires ne permettent pas un bon positionnement des aiguilles de l'aspérimètre. Par ailleurs, les travaux de récolte sont responsables d'une mésorugosité dont l'importance vis à vis des phénomènes de dégradation superficielle est difficile à évaluer.

On sait, d'autre part, que le comportement hydrique du sol est déterminant dans les processus de dégradation superficielle. Comme on l'avait noté au cours de l'étude de la phase d'imbibition de ces parcelles, une portion importante de la surface est submergée lorsque le milieu poral est moins conducteur. On peut penser que de fortes valeurs d'eau stockées en phase d'imbibition correspondent à une aire submergée importante. Si  $a_i$  est l'aire submergée au cours de la phase d'imbibition, avec un coefficient de proportionnalité  $k$ , on a :

$$a_i = k.S (t_i)$$

Au cours de la phase transitoire de l'hydrogramme de ruissellement, lorsque le gradient vertical de charge hydraulique diminue, la baisse de l'infiltrabilité se traduit par une extension de la superficie submergée. Pour une aire totale unitaire, l'aire maximale  $a_{\max}$  susceptible d'être submergée au cours de la phase transitoire est :

$$a_{\max} = 1 - k.S (t_i)$$

Or, à chaque fois qu'un point est submergé, il y a un risque de colmatage par des boues superficielles.

La grandeur  $a_{\max}$  caractérise alors la potentialité de dégradation de la surface et on voit bien (au tableau 21) que  $F_{n_1} - F_{n_4}$ , qui donne aussi une image de cette potentialité, est d'autant plus forte que  $S(t_i)$  est faible.

On voit ainsi que ces parcelles, même protégées par un couvert végétal, peuvent subir une altération des caractéristiques hydrauliques de leur surface.

#### IV.4.2.6 Discussion

Plusieurs hypothèses nous ont guidé pour analyser le rôle de différents facteurs de variation de l'infiltrabilité en phase de régime permanent. On a analysé successivement :

a) le rôle de la stratification porale du profil de sol

Dans les conditions hydriques initiales où les observations sont faites, l'ensemble du profil est à saturation. Au cours de la phase de

régime permanent de ruissellement. Malgré ce fait, l'intensité minimale d'infiltration diminue au cours du train d'averses et on rapproche ceci de phénomènes de dégradation superficielle.

#### b) le rôle des écoulements latéraux de subsurface

Il s'avère que ces écoulements jouent un rôle très important dans l'infiltrabilité des parcelles de mesure. La diminution de l'infiltrabilité, lors d'averses sur sol humide, serait due à la plus faible valeur du gradient de succion latéral.

#### c) le rôle de la dégradation de surface

Des mobilisations de particules peuvent conduire à un colmatage superficiel lors de la submersion. Il s'en suit une perte d'infiltrabilité.

Ces différentes hypothèses s'appuient sur des mesures trop peu nombreuses. On ne peut écarter, par exemple, le rôle de la stratification poreuse dans la variation de l'infiltrabilité. La méconnaissance des profils hydriques au cours des pluies ne nous permet pas en effet de savoir si en régime permanent l'onde d'humectation affecte les mêmes horizons. De même, le rôle des migrations latérales, dans le comportement des parcelles de mesure, n'est pas clairement établi, faute de mesures latérales de l'état énergétique de l'eau au cours du train d'averses. L'hypothèse d'une dégradation structurale est probable mais, là aussi, l'examen de la configuration superficielle est insuffisant au cours du train d'averses. Cette dernière hypothèse s'appuie d'ailleurs sur des mesures tirées les unes des autres.

On ne peut donc trancher fermement pour l'un ou l'autre des processus évoqués. On remarquera, cependant, que ces processus sont étroitement liés. La variation de  $F_n$  doit en effet être liée à une diminution de la vitesse d'écoulement, suite à la variation des flux latéraux ou verticaux. Mais cette diminution, en provoquant la submersion de points jusqu'alors conducteurs, conduit à une dégradation des caractéristiques hydrauliques de ces points. Si tel n'était pas le cas, on aurait peu de chance d'observer un regroupement des valeurs de  $F_n$  pour les différentes parcelles de mesure, compte tenu, d'une part, de l'hétérogénéité spatiale des semelles de labour, d'autre part, des différenciations morphologiques des profils de sols le long de la séquence.

### V. CONCLUSION A LA DEUXIEME PARTIE

Pour comprendre les modalités du transfert de l'eau dans les sols du Faux-Perche, nous avons effectué différents tests de simulation de pluie en plein champ. En testant différentes situations culturales, on répond bien au souci de déterminer l'impact du traitement agricole sur le comportement hydrique du sol.

Les diverses situations culturales sont définies par différents stades d'évolution de la dégradation superficielle, déterminés par l'histoire hydrique et l'itinéraire cultural qu'elles ont subies.

Deux protocoles de mesure sont proposés : un protocole hivernal, où les sols sont voisins de la saturation et où l'on fait varier l'intensité des pluies. Un protocole estival, où les pluies ont une même intensité et sont effectuées dans des conditions différentes d'humidité.

L'intensité de la pluie est la cause de l'apparition du ruissellement. Il faut qu'elle soit supérieure à une intensité maximale admissible par le sol, pour que le ruissellement se déclenche. Cette intensité maximale dépend de la configuration superficielle, et notamment de la perméabilité des points les moins conducteurs de la surface. Lorsque le ruissellement est déclenché, c'est l'étendue des points submergés qui détermine le volume d'eau qui s'écoule à la surface.

Le rôle de l'humidité initiale est manifeste dans les premières phases de l'hydrogramme de ruissellement. Elle conditionne l'espace disponible pour l'eau en mouvement, si bien que si le sol est humide, le ruissellement est précoce et atteint rapidement une valeur maximale.

En définitive, le régime de ruissellement dépend de la réaction à la pluie d'un système composé de l'interface sol-air, pouvant être défini par une mosaïque de zones distinctes de part leur aire et leur perméabilité, et d'un compartiment sous-jacent, défini lui même par son humidité initiale et sa perméabilité.

Dans la mesure où la dégradation structurale de la surface se manifeste par une extension progressive de zones de faible perméabilité, on comprend pourquoi ce sont les situations culturales dont la surface est la plus évoluée, qui sont les plus sensibles au ruissellement. Ainsi, dans un cas extrême de l'évolution superficielle, tel celui du blé d'hiver, l'infiltrabilité n'est, au cours d'une pluie, que de 2 à 3 mm/h. Il faut également noter qu'après une pluie, la battance empêche l'entrée d'air dans le sol et limite ainsi son ressuyage. Dans cette situation culturale, le ruissellement est précoce et intense.

On voit donc que le rôle de l'interface sol-atmosphère est prépondérant et qu'il est de ce fait responsable de la variabilité temporelle et spatiale du comportement hydrique du sol.

Il s'avère qu'au cours d'un itinéraire culturel, l'état structural n'est jamais fixé, et qu'à l'issue d'une période courte succédant au semis, l'état de surface peut être très dégradé. Si l'infiltrabilité d'un sol travaillé est initialement très forte par rapport à celle d'un sol non travaillé, la dégradation superficielle aboutit rapidement à une infiltrabilité inférieure à celle du sol non travaillé. Mais le jeu des alternances humectation-dessiccation peut favoriser la rupture de la continuité des pellicules formées ; et cet effet, couplé au remaniement probable des structures superficielles par l'activité biologique, améliore l'infiltrabilité globale de la surface. Ainsi le cas du blé d'hiver est très éloquent car, au cours de la campagne de mesure hivernale, l'infiltrabilité mesurée n'est que de 2 à 3 mm/h, en raison d'un état de surface très dégradé. Par contre, en été, l'infiltrabilité mesurée est de 20 à 50 mm/h.

De même, la variabilité spatiale du comportement hydrique dépend de la configuration superficielle. Chaque fois que l'on mesure l'infiltrabilité de parcelles situées à différents emplacements de la toposéquence et qui ont subi une dégradation superficielle antérieure, on observe des valeurs très proches les unes des autres. Ceci se retrouve également lorsqu'on



provoque la dégradation de la surface. Cette similitude de comportement est liée à l'homogénéité des caractéristiques hydrauliques des différents points d'une surface lorsqu'elle a subi une dégradation.

Mais si l'infiltrabilité que l'on mesure dépend de la valeur des différentes conductivités ponctuelles de la surface et de l'homogénéité de ces valeurs, l'écoulement dépend également de l'état énergétique de l'eau dans le sol. Ainsi, les phénomènes de migrations latérales de l'eau peuvent accélérer l'écoulement si la pente topographique est forte. Inversement, lorsque la pente est faible, on observe une infiltrabilité réduite qui peut de plus provoquer une submersion. Nos résultats montrent, à ce sujet, que le régime hydrique du sol est déterminant dans l'évolution de l'état structural de la surface. Lorsque le ressuyage du sol est insuffisant, lorsque l'écoulement de l'eau est ralenti, il y a un risque de submersion et de colmatage de points de la surface jusqu'alors conducteurs.

On voit que le comportement hydrique du sol est dépendant de l'état structural de sa surface, mais en aucun cas on ne peut faire abstraction du rôle joué par les couches profondes qui, d'une part, "contrôlent" le flux d'eau traversant la surface et d'autre part, déterminent l'évolution structurale superficielle.

# **TROISIEME PARTIE**

**EXPORTATION DES MATERIAUX**

**AU COURS D'UNE PLUIE**

## I. REMARQUES GENERALES

Au cours des différentes pluies, on effectue des prélèvements d'ali-quotes sur les eaux de ruissellement afin de déterminer leur turbidité. (volume de prélèvement variant entre 300 et 1500 cm<sup>3</sup>).

Cette mesure permet d'apprécier un ensemble de phénomènes comprenant le rejaillissement des particules sous l'effet de l'impact des gouttes de pluie, leur mobilisation et leur transport ultérieur par les eaux de ruissellement.

Il faut cependant considérer que ces données n'apportent qu'une information partielle sur l'érodabilité du sol. Cette érodabilité est définie par WISCHMEIER et SMITH (1959) comme la susceptibilité intrinsèque du matériau sol à s'éroder. Elle est symbolisée par le coefficient K de "l'équation universelle de perte en terre" de ces mêmes auteurs. Elle est déterminée expérimentalement selon un protocole bien précis où des "parcelles érosion" sont exposées aux pluies naturelles pendant une durée d'au moins 10 ans, période au cours de laquelle on mesure les pertes en terre. Il faut que cette période soit suffisamment longue pour qu'on ait la chance d'observer les effets de toutes les intensités de pluie, même exceptionnelles, pouvant se produire dans un contexte régional donné. En calculant la valeur moyenne de pertes en terre sur cette période, on en déduit la valeur de K. Cette méthode est longue et onéreuse et pour y remédier, on a tenté par le biais de la simulation de pluie, d'évaluer le coefficient K, en simulant notamment les pluies de forte intensité (les plus rares, mais jugées comme les plus érosives).

Il y a une différence importante entre les deux approches :

- Les "parcelles érosion" ont une longueur de 22,16 mètres. Les parcelles testées par simulation de pluie ont une longueur de 10 mètres et plus fréquemment, comme dans notre cas, de 1 mètre. Or, ce sont la longueur et la déclivité de la pente qui déterminent la vitesse de ruissellement et par là même sa capacité érosive (la longueur de pente intervient sur la perte en terre par un exposant compris entre 0,3 (ASSELINE et al, 1977, VALENTIN, 1978) et 0,5 (WISCHMEIER et al, 1978)).

- Même si la longueur des parcelles est importante, la quantité d'eau utilisée au cours de simulations de pluies ne correspond pas toujours à la hauteur de pluie annuelle et surtout, les impératifs techniques imposent des intensités et des durées importantes, des averses rapprochées les unes des autres.

Ce faisant, la simulation de pluie ne peut prétendre évaluer l'érodabilité de la surface testée.

Cependant, elle suffit à caractériser la réaction du sol vis-à-vis de l'agressivité de la pluie pour différents types d'utilisation agricole. VALENTIN (1978, 1981), HALL (1970), proposent le terme de "détachabilité" pour désigner cette réaction du sol et se défendent de traduire les quantités de terre exportées par simulation de pluie en tonnes/ha/an. (Unités de mesures utilisées dans l'équation de WISCHMEIER et SMITH)

### I.1 LES COMPOSANTES DE LA TURBIDITE DES EAUX DE RUISSELLEMENT - NOTION DE TURBIDIGRAMME

On détermine la concentration des matières en suspension dans les ali-quotes, après floculation par une solution de sulfate d'alumine à 5 % et décantation. Les résultats sont exprimés en g/litre.

On peut alors suivre l'évolution de la turbidité au cours d'une pluie. Par analogie avec l'hydrogramme de ruissellement, cette courbe est appelée turbidigramme.

L'analyse des turbidigrammes obtenus sur chacune des parcelles de mesure révèle l'existence de plusieurs phases. Le turbidigramme type est donné ci-dessous. On constate que les turbidités  $C$  sont d'abord élevées, puis se stabilisent sur un palier (fig. 33).

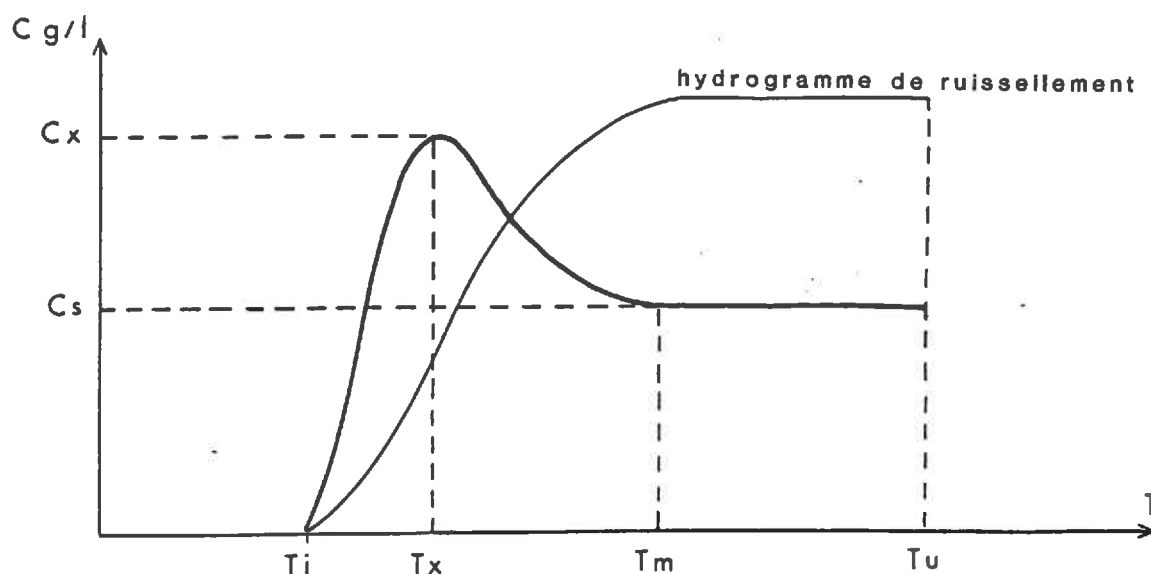


Fig. 33 - Hydrogramme de ruissellement et turbidigramme correspondant.

La signification des différentes phases du turbidigramme a été proposée par COLLINET et LAFFORGUE (1978).

Partant d'observations recueillies sur des parcelles de grandes dimensions (longues de 10 mètres), les auteurs mettent en relation les variations de turbidité au cours de la pluie avec les différentes phases de l'hydrogramme de ruissellement.

\* Pendant la phase d'imbibition (de 0 à  $t_i$ ), on suppose :

. une mobilisation des particules meubles déposées à la surface du sol (dépôts éoliens, sédiments datant de l'averse précédente, matériaux remaniés par la faune). La charge correspondant au stock initial de tous ces éléments mobilisables par une pluie est noté  $C_{st}$  (stock).

. Une désagrégation plus ou moins accentuée des éléments structuraux à la surface du sol, sous l'effet de l'impact des gouttes d'eau.

Cette composante est appelée  $C_{sp}$  (splash).

\* Pendant la phase transitoire (de  $t_i$  à  $t_m$ ) :

L'augmentation de la turbidité est due à la décharge des composantes précédentes auxquelles s'ajoute une composante  $C_m$ , résultant de l'abrasion de la surface par la lame d'eau en mouvement.

Du temps  $t_i$  au temps  $t_x$  (correspondant à la valeur maximale de la turbidité) le bilan s'écrit ainsi :

$$C = C_{st} + C_{sp} + C_m$$

Après le temps  $t_x$ , la valeur de  $C_{st}$  tend à s'annuler au fur et à mesure que le stock de particules initialement présent à la surface du sol est évacué. Parallèlement, le débit de ruissellement augmente et la dilution des particules exportées est renforcée.

\* En phase de régime permanent (à partir de  $t_m$ )

Lorsque le stock initial est totalement exporté, la turbidité se stabilise sur un palier :

$$C_s = C_{sp} + C_m$$

\* Pendant la phase de vidange, (à partir de  $t_u$ ), on observe une décroissance régulière de la turbidité. L'effet splash s'annule, de même que  $C_m$  tend vers 0.

## 1.2 FACTEURS INFLUENCANT LES COMPOSANTES DE TURBIDITE

Différents facteurs peuvent faire varier les valeurs des trois composantes de turbidité et par conséquent la turbidité des eaux de ruissellement.

Ainsi la composante  $C_{st}$  dépendra de l'intervalle de temps  $t_a$  séparant les deux averses. ROOSE et ASSELINE (1978) signalent un effet des turbidités d'autant plus accusé que  $t_a$  est faible, la dessiccation n'ayant pas le temps de redonner une cohésion suffisante aux particules mobilisées par la pluie précédente. On a par ailleurs déjà cité l'influence de l'activité biologique : levée des plantules, activité de la faune qui, en fonction des saisons, font varier ce stock de particules.

La composante  $C_{sp}$ , résultant du splash, a une importance prépondérante dans la mobilisation des particules et dans le déterminisme de l'érosion ELLISON (1947).  $C_{sp}$  est sujette à des variations selon :

- l'intensité de la pluie et son énergie cinétique qui déterminent l'amplitude du rejaillissement.

- l'effet protecteur de la couverture végétale qui intercepte l'énergie d'impact des gouttes de pluie. Au cours d'un cycle cultural, BOLLINE (1982) analyse la diminution de la détachabilité avec le développement du couvert végétal. Dans les régions tropicales, où l'agressivité des pluies est très élevée, ROOSE (1980) constate que les techniques biologiques, qui favorisent le développement d'un bon couvert végétal et qui laissent sur la surface des résidus de culture, pallient efficacement et à moindre frais les pratiques antiérosives.

- la battance : sa répercussion sur la mobilisation des particules par le splash est maintes fois évoquée : Mac INTYRE 1958 ; MAZURACK et al 1970, 1975 ; ROOSE 1975 ; DE PLOEY 1979 ; WOLFS 1981. Il en ressort notamment que la susceptibilité au fractionnement du sol est amoindrie par le phénomène lui-même, les particules acquérant une cohésion au sein des pellicules superficielles.

- les caractéristiques texturales du matériau : BRYAN et al (1984) analysent, au laboratoire, la variabilité de taille des particules détachées en fonction des caractéristiques des matériaux testés. Par ailleurs, en plein champ, RICHTER (1982), DAVIES (1982) relèvent que l'érodabilité du sol est forte lorsqu'un spectre limoneux finement sableux est associé à un faible taux de matière organique.

- la stabilité structurale : Différents auteurs analysent le rejaillement des particules sous l'effet de l'impact des gouttes, mettent en évidence des relations négatives entre splash et stabilité structurale (pourcentage d'agrégats stables à l'eau) : BRYAN (1974) ; MAZURACK (1975) ; VAN ASCH (1980).

- l'état hydrique du matériau : DANGLER et al (1976) montrent l'intensité de la mobilisation des particules lorsque des averses affectent des sols secs. VALENTIN (1981) illustre de même des relations entre mobilisation des particules solides et état hydrique du sol.

- la hauteur de la lame de ruissellement : COLLINET et LAFFORGUE (1978) considèrent que toute lame d'eau en mouvement à la surface du sol constitue un écran protecteur vis-à-vis du splash. Mais un tel phénomène n'est vérifié qu'à partir d'une valeur seuil du film d'eau. En deçà, le splash est au contraire augmenté : PALMER (1963, 1965), cité par BOLLINE (1982) ; MUTCHLER et al (1975). Ainsi le pic de turbidité observé au cours de la phase transitoire (fig. 33) pourrait-il s'expliquer en tenant compte de cette cinétique du splash : il croît proportionnellement à l'accroissement de la hauteur de la lame d'eau et tend à diminuer à partir d'une certaine valeur seuil.

Enfin, la composante  $C_m$  dépendra de la vitesse du ruissellement. D'une manière générale, la morphologie de la surface peut jouer un rôle dans le frottement de la lame d'eau en mouvement : couvert végétal, rugosité etc ..., mais on se rappellera que c'est avant tout la longueur de la pente qui autorise le plein développement de l'énergie des eaux de ruissellement. Si celle-ci est suffisante, le ruissellement est alors capa-

ble "d'arracher" des particules sans qu'elles soient au préalable libérées par le splash. Dans le cas des parcelles que nous testons, ce terme devra donc être considéré comme négligeable étant donné la faible longueur testée (ROOSE, communication orale).

On remarque ainsi que de nombreux facteurs peuvent faire varier la turbidité des eaux de ruissellement et on tentera par la suite de comprendre le rôle de l'utilisation agricole du sol dans cette interaction. Pour ce, nous étudierons, dans un premier temps, l'exportation des matériaux en phase de régime permanent de ruissellement. Nous disposerons d'éléments qui nous permettront, dans un deuxième temps, d'aborder l'étude de la phase transitoire de ruissellement. En fonction des résultats acquis, nous analyserons, en dernier lieu, l'exportation des matériaux au cours d'une pluie d'une durée déterminée.

## II. ANALYSE DE L'EXPORTATION DE MATERIAUX EN PHASE DE REGIME PERMANENT DE RUISSELLEMENT

### II.1 CAS DE LA CAMPAGNE HIVERNALE

Si l'origine des temps est fixée au début de la phase de régime permanent de ruissellement, le poids cumulé de matériaux exportés  $E(t)$  à chaque instant  $t$  de cette phase est :

$$E(t) = \int_{t_m}^t C(t) \cdot R_x dt$$

où  $C(t)$  est la variation de turbidité en phase de régime permanent et  $R_x$  l'intensité de ruissellement maximal.  $E(t)$  peut être obtenue par planimétrie.

Compte-tenu de ce qui précède et étant donné les conditions expérimentales (similitude des caractéristiques physicochimiques du matériau superficiel le long de la toposéquence), le terme  $E(t)$  dépendra :

- . de l'intensité de la pluie,
- . de l'état structural superficiel qui dépend du traitement agricole et, comme on l'a vu dans l'étude du comportement hydrique, peut varier au cours du train d'averses.

Pour chacune des situations culturelles testées, il nous faut préciser le rôle de ces deux facteurs dans la variation de  $E(t)$ . Mais on peut penser que l'exportation de matériaux dépend également de l'intensité de ruissellement, dans la mesure où, si elle est forte, la lame d'eau développe une énergie de transport importante. Pour "gommer" cet effet intensité de ruissellement, de manière à ne mettre en évidence que le rôle spécifique de l'intensité de la pluie et de l'état structural superficiel, on examinera la variation de  $E(t)$  en fonction de la lame cumulée ruisselée  $L_r(t)$ . Si l'origine des temps est le début de la phase de ruissellement permanent :

$$L_r(t) = R_x t$$

Cette variable est alors similaire à un travail à effectuer pour exporter un poids  $E(t)$  de matériau.

### II.1.1. Influence de $I_r$ , de $R_x$ et de $L_r$ sur l'exportation

La figure 34 donne des exemples de variation de  $E(t)$  en fonction de  $L_r(t)$  au cours du train d'averses.

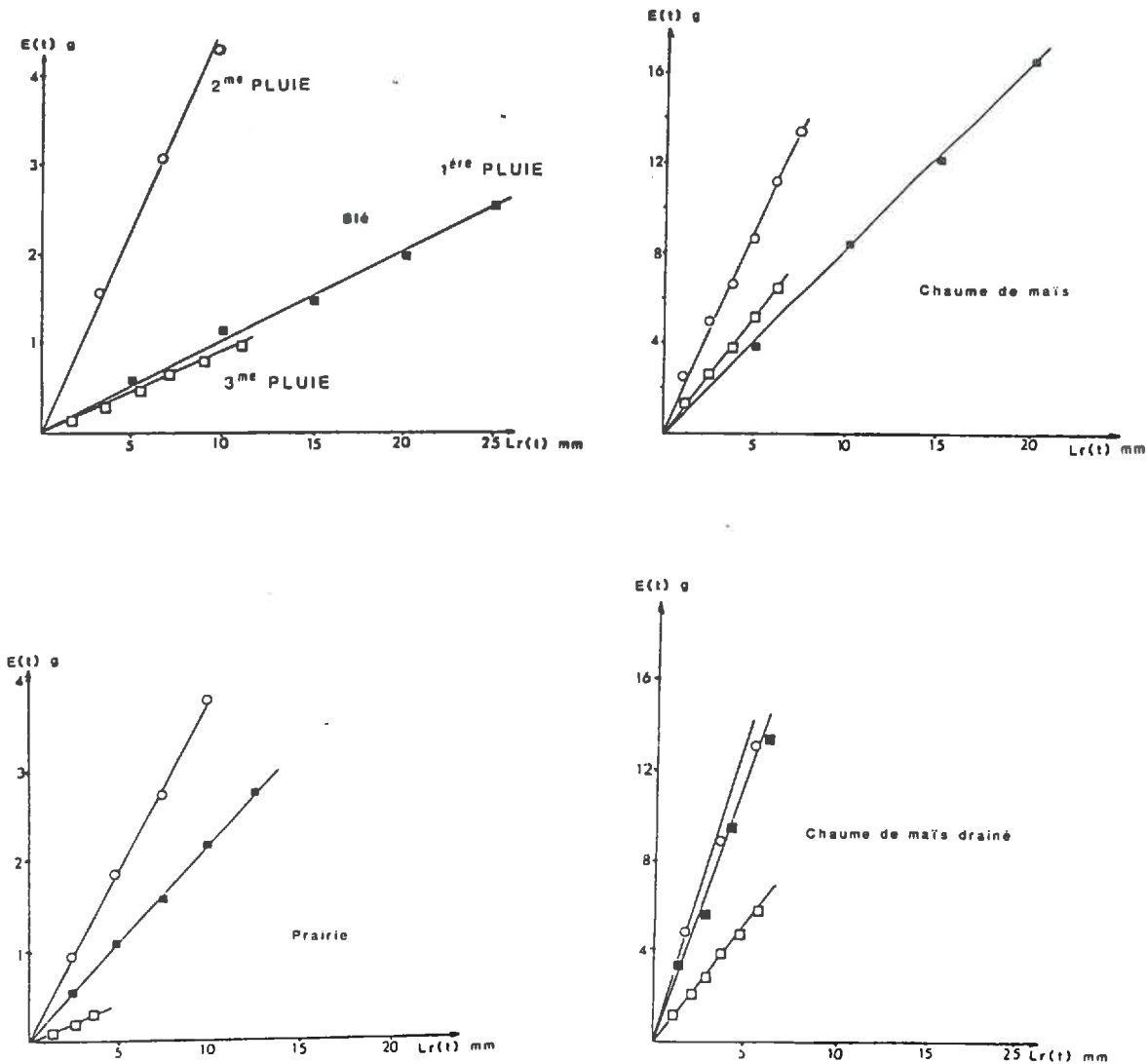


Fig. 34 - Exportation de matériaux au cours du train d'averses.

On voit que  $E(t)$  varie linéairement en fonction de  $L_r(t)$ . Cette linéarité est une conséquence de la constance de la turbidité en phase de régime permanent. On peut en effet écrire qu'à chaque instant de la phase de régime permanent, si l'origine des temps est le temps  $t_m$ :

$$E(t) = C_s \cdot R_x \cdot t$$

La pente des droites n'est autre que la turbidité  $C_s$  des lames d'eau ruisselées et le tableau 22 donne  $C_s$  pour chacune des différentes situations culturales.



Blé d'hiver	C <sub>s</sub>	Chaume de maïs non drainé	C <sub>s</sub>	Chaume de maïs drainé	C <sub>c</sub>	Prairie	C <sub>s</sub>
B <sub>1</sub>	0.15 (1)		0.99		2.28		0.20
	0.24 (2)	CM1	2.04	CMD1	2.78	P <sub>1</sub>	0.39
	0.09 (3)		1.09		1.08		0.10
B <sub>2</sub>	0.09		0.80		1.44		0.07
	0.10	CM2	1.69	CMD2	2.14	P <sub>2</sub>	0.05
	0.08		0.80		1.24		0.10
B <sub>3</sub>	0.14		1.59		0.77		0.20
	0.24	CM3	1.84	CMD3	2.49	P <sub>3</sub>	0.38
			1.10		1.38		
			1.14		1.84		
		CM4	1.49	CMD4	2.49		
			0.99		1.20		
		0.90		0.40			
	CM5	1.40	CMD5	1.04			
		0.60		0.40			
		0.49		1.79			
	CM6	0.44	CMD6	1.94			
		0.34		1.14			

Tableau 22 - turbidité C<sub>s</sub> du palier de ruissellement :

- (1) : 1ère pluie (60 mm/h)  
(2) : 2ème pluie (80 mm/h)  
(3) : 3ème pluie (45 mm/h)

Le cas des parcelles sous forêt ne figure pas ici, compte tenu :

- du fait que pour les quelques pluies où le ruissellement s'est manifesté, une seule a donné lieu à un palier de turbidité en phase de régime permanent ;

- du faible intérêt que présente ici l'étude de cette situation. On sait bien qu'en conditions forestières, l'érosion est considérablement réduite par rapport aux conditions de culture proprement dites (RAHALIARISOA, 1983).

On voit, tableau 22, que les trois pluies sont nettement différenciées et que, dans la majorité des cas, les turbidités sont d'autant plus fortes que l'intensité de la pluie est élevée.

Nous avons alors été conduits à rechercher qu'elle était la variable la plus discriminante de la variation des turbidités  $C_s$ . La figure 35 donne  $C_s$  en fonction de l'intensité de la pluie. On constate ainsi que :

- les situations culturales sont nettement différenciées et que ce sont les parcelles couvertes, le blé d'hiver ou la prairie, qui présentent des turbidités les plus faibles ;

- les situations sous chaume de maïs drainé ou non drainé ont de fortes turbidités, par suite du faible pourcentage de couverture végétale. On rappelle ici que ces parcelles ont été méticuleusement débarrassées de leurs adventices afin d'éliminer un facteur difficilement quantifiable pouvant intervenir sur le splash ;

- les points sont très dispersés dans le cas des parcelles sous chaume de maïs drainé ou non drainé ;

- l'intensité de la pluie s'avère peu discriminante, du fait de la dispersion précédente.

La figure 36 donne  $C_s$  en fonction de l'intensité de ruissellement maximal  $R_x$ . On constate dans ce cas :

- une nette individualisation des réponses entre différentes situations culturales ;

- une réduction nette de la dispersion des points dans le cas du chaume de maïs non drainé ;

- pour les différentes situations culturales, les nuages de points se regroupent selon des droites passant toutes par l'origine.

De l'ensemble de ces résultats, il faut retenir qu'au moins trois éléments sont déterminants dans l'exportation des matériaux au cours d'une pluie.

a) la couverture végétale qui, en interceptant l'énergie d'impact des gouttes de pluie, limite le splash. On constate en effet que ce sont les parcelles couvertes qui présentent des turbidités faibles, considérablement réduites par rapport aux parcelles non couvertes.

b) l'état structural superficiel. On constate que ce sont les surfaces les plus battues qui sont les moins sensibles au splash. Ainsi, dans le cas du blé d'hiver, malgré un taux de couverture végétale plus faible (65 %) que celui de la prairie ( $\sim 100$  %), les turbidités sont plus faibles.

De même, dans le cas du chaume de maïs non drainé, les observations morphologiques de la surface, le comportement hydrodynamique de cette situation culturale, font ressortir un état superficiel très dégradé par rapport à celui du chaume de maïs drainé. On voit bien, ici aussi, que le splash est moins intense là où la battance est manifeste. La dispersion des points observée (fig. 36) sur le chaume de maïs drainé pourrait alors résulter d'une part, de la diversité de configuration superficielle des différentes parcelles de mesure et, d'autre part, des possibilités d'évolution de cette configuration au cours du train d'averses.

c) l'intensité de ruissellement maximal. Pour une même situation culturale, cette variable s'avère la plus apte à rendre compte des variations de la turbidité des eaux de ruissellement. On pourrait s'étonner ici que la turbidité ne soit pas mieux corrélée à l'intensité de la pluie, mais on se rappellera que l'intensité du splash est surtout liée à l'énergie d'impact de la pluie. Dans le cas de "l'infiltromètre" que nous utilisons, l'étalonnage de l'appareil révèle que l'énergie instantanée des pluies est constante pour des intensités d'averses comprises entre 45 et 80 mm/h (cf. annexe 4, figure 4). Ainsi, dans nos mesures, les variations d'intensité de pluie ne provoquent de variations dans l'exportation des matériaux que par le seul effet des variations du régime de ruissellement qu'elles induisent.

Ceci nous a conduit à rechercher de quelle manière interviennent les facteurs : couvert végétal, état structural superficiel, intensité de ruissellement, dans l'exportation des matériaux au cours d'une pluie simulée.

## II.1.2 Analyse de la décharge des matériaux

### II.1.2.1 *Flux de décharge*

La turbidité de ruissellement est fonction :

- d'un stock de particules libéré à la surface du sol,
- de la dilution de ce stock dans les eaux de ruissellement.

Pour intégrer cet effet de dilution, on préfère définir le flux de matériaux exporté par unité de temps.

$$Q(t) = C(t) \cdot R(t)$$

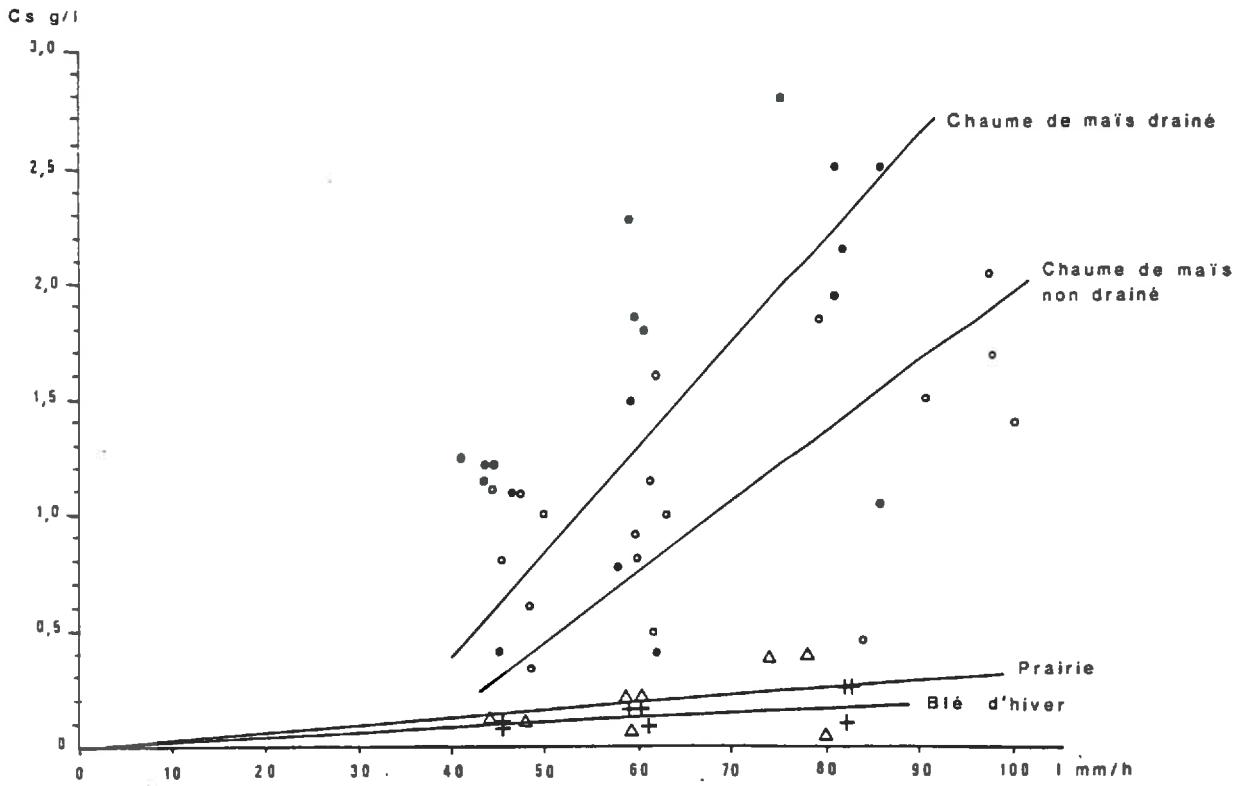


Fig. 35 - Variation de la turbidité  $C_s$  en fonction de l'intensité de la pluie.

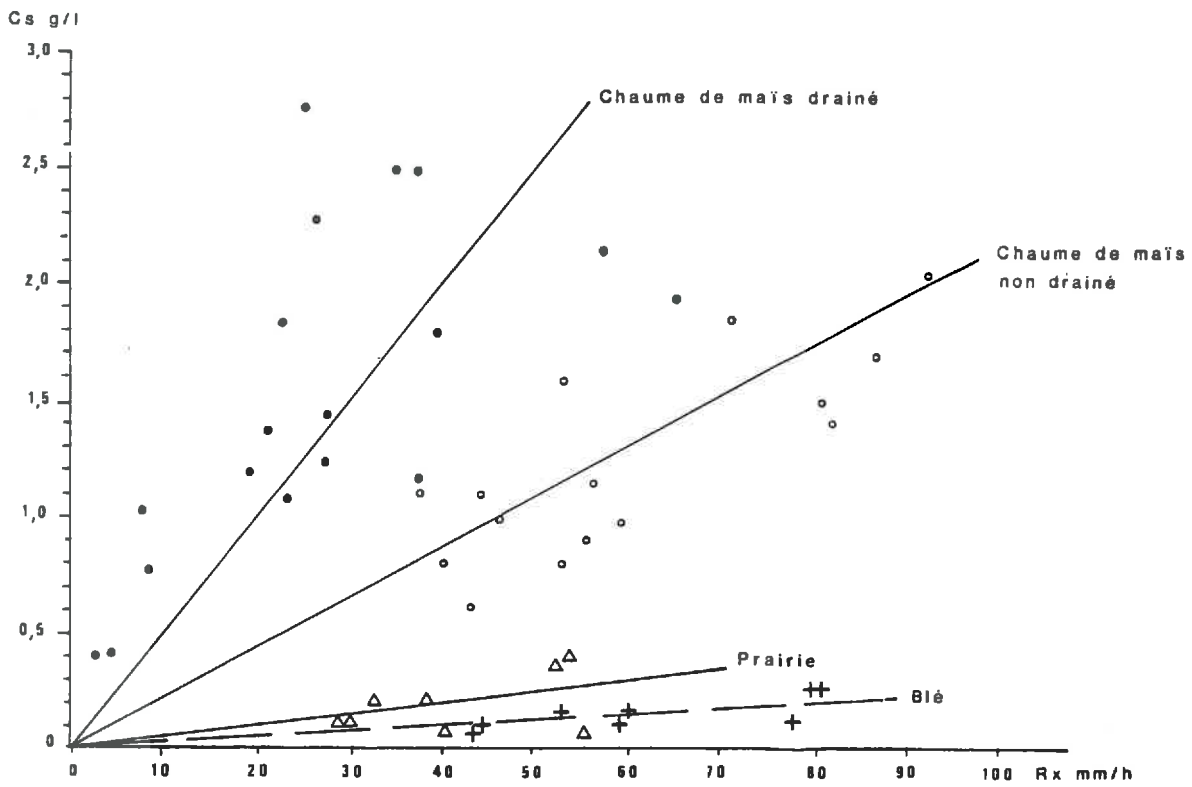


Fig. 36 - Variation de la turbidité  $C_s$  en fonction de l'intensité de ruissellement maximal.

- du fait que pour des parcelles de faible longueur, le ruissellement ne développe pas une énergie suffisante pour "arracher" des particules au matériau. Dans de telles conditions, l'énergie du ruissellement sert uniquement au transport de particules préalablement libérées par le splash ou par simple humidification (Mo).

Si l'intensité I de la pluie varie, il vient :

$$Q(t, I) = [S(t) \cdot E_p \cdot K(t) \cdot E_r(t, I)] + [Mo(t) \cdot K(t) \cdot E_r(t, I)]$$

On voit que  $E_r$  varie avec I, mais  $E_p(I)$  reste toutefois constante pour des pluies comprises entre 45 et 80 mm/h. Si le stock de particules initial au ruissellement est déjà exporté, ou du moins que la quantité de particules de ce stock existant encore en phase de régime permanent est négligeable vis-à-vis de celle libérée par le splash, le deuxième terme de l'équation générale peut être négligé et il vient :

$$Q(t) = Q_s = S(t) \cdot E_p \cdot K(t) \cdot E_{R_x}$$

En phase de régime permanent de ruissellement, pour une pluie d'intensité constante, le flux de décharge est constant. Pour une même averse, cette constance relève sans doute :

- dans le cas d'une surface non dégradable :

de la stabilité des termes  $S(t)$  et  $K(t)$ . On peut alors écrire que

$$\frac{dS(t)}{dt} \text{ et } \frac{dK(t)}{dt} \text{ sont nuls ou tout au moins peu différents de zéro.}$$

- Dans le cas d'une surface dégradable :

de la stabilité du terme  $S(t) \cdot K(t)$

On a vu, en effet, que les surfaces dégradées sont peu sensibles au splash et on peut penser qu'une modification de la configuration superficielle, au cours de la phase de régime permanent, s'accompagne d'une diminution du pool de particules élaboré par le splash. Mais si la sensibilité au splash diminue au cours de la dégradation, la mobilité des particules doit augmenter, parallèlement à l'aplanissement qui gomme les obstacles sur le trajet des particules. Ceci implique alors que

$$\frac{d[S(t) \cdot K(t)]}{dt} = 0$$

On peut alors écrire que pour toute surface :

$$Q_s = [SK] \cdot E_p \cdot E_{R_x}$$

Pour une pluie d'intensité variable, compte-tenu de la constante de  $E_p(I)$ , on a de même :

$$Q_s(I) = [SK] \cdot E_p \cdot E_{R_x}(I)$$

A chaque instant de la phase de régime permanent, la lame ruisselante, de section A, circule sur la surface à une vitesse V où :

$$V(I) = \frac{R_x(I)}{A} \text{ avec } R_x(I) = \text{intensité de ruissellement maximal (L}^3 \cdot \text{T}^{-1})$$

Or, l'énergie cinétique  $ec$  du ruissellement est responsable du transport et on a :

$$ec = ERx = \frac{1}{2} Mv^2 \quad (M : \text{masse d'eau mobilisée})$$

On voit alors que  $Q_s$  peut être relié à l'intensité de ruissellement maximal selon :

$$Q_s(I) = [SK] \cdot Ep \frac{M}{2A^2} Rx(I)^2$$

L'examen des processus élémentaires de ruissellement, mené par LAFFORGUE (1977), révèle (cf. fig. 12) que la hauteur d'eau mobilisée  $D_m$  est reliée à l'intensité de ruissellement maximal selon :

$D_m = c \sqrt{Rx(I)}$ , où  $c$  est une constante topographique qui dépend notamment de la déclivité et de la longueur des parcelles de mesure.

Or,  $A = \ell D_m$  et, à l'exutoire de la parcelle :

$$M = L \cdot \ell \cdot D_m \cdot d$$

où :  $\ell$  = largeur de la parcelle  
 $L$  = longueur de la parcelle  
 $d$  = masse volumique

On peut alors écrire que :

$$\frac{M}{2A^2} = \frac{d \cdot L}{2\ell c Rx(I)}$$

L'intensité de décharge est donc liée à l'intensité de ruissellement maximal selon :

$$Q_s = [SK] \cdot Ep \cdot \frac{d \cdot L}{2\ell c} Rx(I)^{1.5} \quad (1)$$

On voit donc que l'intensité de décharge  $Q_s$  est liée à la puissance 1.5 de l'intensité de ruissellement maximal.

Sous différentes hypothèses initiales, nous avons cherché à vérifier si un ajustement  $Q_s = a \cdot Rx^b$  permettait de retrouver cette propriété.

### III.1.2.3. Confrontation aux données d'observation

On peut tester l'équation précédente à l'aide des différents couples de données si, pour chaque situation culturale :

- il n'y a pas de variabilité temporelle (au cours du train d'averses) des termes  $S$  et  $K$ ,
- il n'y a pas de variabilité spatiale de ces termes.

Dans ces conditions, la variation du flux de décharge  $Q_s$  dépend uniquement de la variation de l'intensité de ruissellement maximal. Or, l'examen des turbidités en phase de régime permanent (fig. 36) révélait une forte dispersion des points dans le cas du chaume de maïs, drainé ou non drainé, et nous avons suggéré que cette dispersion provenait d'une variabilité spatiale et temporelle de l'effet splash. Pour ces deux situations culturales, les deux conditions requises ne permettraient donc pas d'appliquer une équation continue de type  $Q_s = a R_x^b$  aux données d'observations. Néanmoins, si on confronte  $Q_s$  et  $R_x$  (fig. 38), on s'aperçoit d'un resserrement du nuage des points et ceci montre que l'effet dilution est responsable de la dispersion précédente.

On peut donc considérer, de prime abord, que les deux conditions requises sont réunies. Le tableau 23 récapitule les paramètres de l'ajustement  $Q_s = a R_x^b$ .

	a	b	r	couverture végétale (%)
Blé d'hiver	$2.06 \cdot 10^{-5}$	2.14	0.87	65 %
Prairie	$2.10 \cdot 10^{-4}$	1.68	0.55	=> 100 %
Chaume de maïs non drainé	$3.69 \cdot 10^{-4}$	1.93	0.79	~ 0 %
Chaume de maïs drainé	$4.01 \cdot 10^{-3}$	1.57	0.97	~ 0 %

Tableau 23 - paramètres d'ajustement

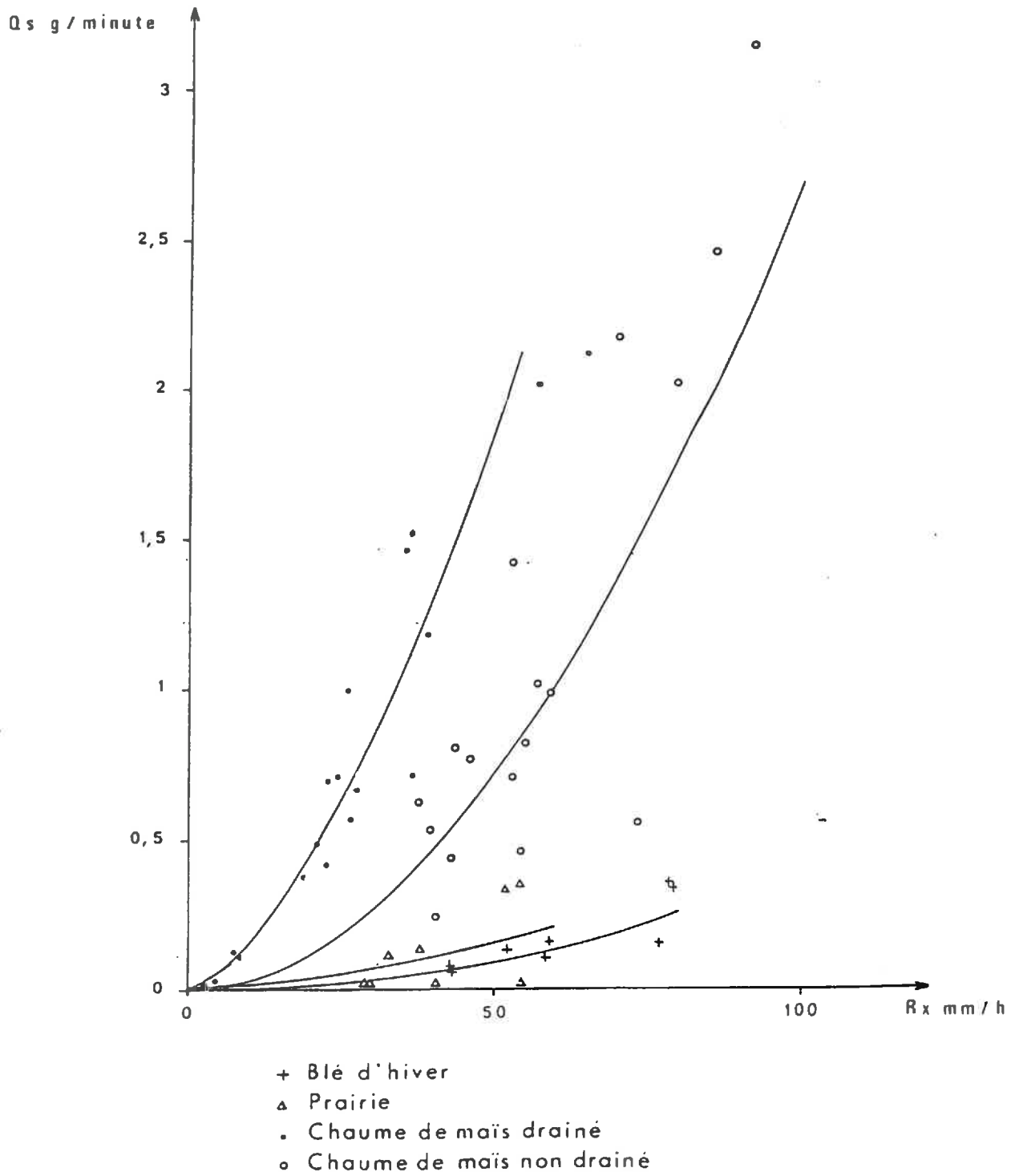


Fig. 38 - relations  $Q_s = a R_x^b$  dans le cas de la campagne hivernale



On remarque des coefficients de régression forts dans le cas du blé d'hiver et du chaume de maïs drainé. Par contre, ils sont faibles dans les cas du chaume de maïs non drainé et de la prairie. Ceci provient surtout de la réponse particulière des parcelles CM6 et P<sub>2</sub> qui "déchargent" moins que les autres parcelles de même occupation culturale : cf. tableau 24.

Blé d'hiver	Rx mm/h	Qs g/mm	Chaume de maïs non drainé	Rx mm/h	Qs g/mm	Chaume de maïs drainé	Rx mm/h	Qs g/mm	Prairie	Rx mm/h	Qs g/mm
B <sub>1</sub>	(1)	59.5		59	0.98		26	0.99		38.2	0.1
	(2)	79.5	CM1	92	3.14	CMD1	24.8	1.15	P <sub>1</sub>	53.5	0.35
	(3)	43.7		43.9	0.80		23.3	0.42		29.4	0.05
B <sub>2</sub>		59		52.8	0.70		27.5	0.66		40.1	0.05
		77.5	CM2	86.6	2.45	CMD2	57.5	2.06	P <sub>2</sub>	55.4	0.05
		43.2		40.2	0.53		26.9	0.56		28.5	0.05
B <sub>3</sub>		52.5	CM3	53.3	1.42	CMD3	8.5	0.11	P <sub>3</sub>	32.4	0.11
		79		70.7	2.17		35.1	1.46		52	0.33
				37.5	0.62		21.2	0.49			
				56	1.073		22.5	0.69			
			CM4	80.5	2.012	CMD4	36.8	1.53			
				46	0.766		19	0.38			
				55.4	0.83		2.7	0.018			
			CM5	81.6	1.90	CMD5	7.5	0.13			
				43.8	0.43		4.5	0.03			
				54.5	0.45		39.5	1.18			
			CM6	74.3	0.56	CMD6	65	2.11			
				41.6	0.24		37.1	0.71			

Tableau 24 - Intensité de ruissellement maximal et flux de décharge dans le cas de la campagne estivale.

On voit que la variabilité spatiale influe sur les paramètres de la régression, mais celle-ci est surtout accusée dans le cas de la prairie où l'hétérogénéité de la structure du couvert végétal doit influencer à la fois sur la sensibilité au splash du matériau et la disponibilité des particules émises.

La deuxième condition requise, pour effectuer l'ajustement à partir de l'ensemble des données d'observation, est l'absence de variabilité au cours du train d'averses des termes S et K. C'est dans le cas du chaume de maïs drainé, où la configuration superficielle initiale est susceptible d'évoluer au cours du train d'averses, que cette condition doit se vérifier. Si on effectue pour cette situation culturale l'ajustement  $Q_s = a R_x^b$  sur les données relevées séparément au cours des trois pluies, il vient (Fig. 39) :

Pluie 1 : $Q_s = 3.63 \cdot 10^{-3} R_x^{1.62}$	$r = 0.99$
Pluie 2 : $Q_s = 8.95 \cdot 10^{-3} R_x^{1.35}$	$r = 0.96$
Pluie 3 : $Q_s = 3.14 \cdot 10^{-3} R_x^{1.57}$	$r = 0.98$

Dans l'éventualité d'une évolution de surface, le terme a devrait diminuer au cours de la succession de pluies, parallèlement à la baisse de sensibilité au splash. Tel n'est pas le cas. On remarque une augmentation de ce terme pour la seconde pluie et ceci pourrait sans doute provenir d'une plus forte mobilité des particules libérées, le nombre d'obstacles rencontrés sur le trajet des particules diminuant au cours de l'extension de la submersion. Quoiqu'il en soit, on remarque que les paramètres de l'ajustement sont peu influencés par la séparation des averses. Si on examine l'allure des courbes d'ajustement (fig. 39), on remarque que les courbes sont d'autant moins relevées au fur et à mesure de la succession des pluies, ce qui, comme dans le cas de la figure 33, pourrait révéler une diminution de la sensibilité au splash.

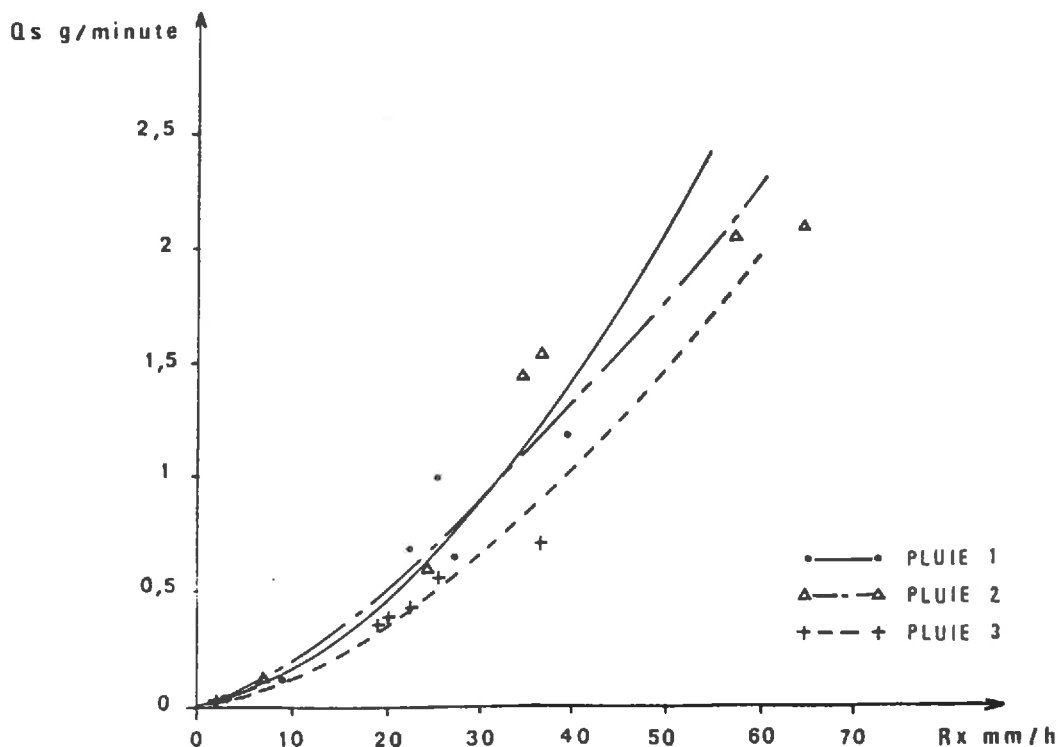


Fig. 39 - Relation  $S_s = a R_x^b$  dans le cas du chaume de maïs drainé.

Mais ces différences de comportement sont trop fines pour que l'on puisse affirmer sans réserve une modification des propriétés mécaniques de la surface. Mis à part le cas de la prairie, on constate en définitive que la faible variabilité spatiale et temporelle des termes S et K nous permet d'appliquer l'équation  $Q_s = a R_x^b$  aux différents couples de mesure issus d'une même situation culturale. On peut alors s'interroger sur la signification des valeurs a et b (tableau 23).

Conformément à l'équation (1) l'exposant b devrait être égal à 1.5. Mais on constate que si ceci se trouve vérifié dans le cas du chaume de maïs drainé, l'exposant b se rapproche plutôt de la valeur égale à 2 pour les autres situations culturales. Rappelons que la valeur 1.5 a été établie en voulant rendre compte de la variation de la masse d'eau mobilisée M en fonction de la variation de l'intensité de ruissellement maximal. Or, l'examen de la figure 12 montre que la hauteur mobilisée  $D_m$  (qui détermine la masse M) varie fortement lorsque l'intensité de ruissellement maximal varie entre 0 et 50 mm/h, alors que sa variation est faible lorsque le ruissellement maximal varie entre 50 et 100 mm/h. Ceci montre que M peut être considérée comme constante lorsque l'intensité de ruissellement maximal prend de fortes valeurs de  $R_x$ . Dans ce cas, l'analyse de la décharge des matériaux aboutit à une relation où le flux de décharge dépend du carré de l'intensité de ruissellement maximal. Inversement, lorsque l'intensité de ruissellement varie entre 0 et 50 mm/h, la masse d'eau ne peut être considérée comme constante et, dans ce cas, le flux de décharge est fonction d'une puissance 1.5 de l'intensité de ruissellement maximal.

On voit bien sur la figure 38 que :

- dans le cas du chaume de maïs drainé, où b calculé est égal à 1.57, l'intensité de ruissellement varie entre 0 et 60 mm/h,
- dans le cas des autres situations culturales, où b calculé est compris entre 1.68 et 2.14, l'intensité de ruissellement varie entre 40 et 100 mm/h.

A cet aspect s'ajoute le fait que l'ajustement est mieux défini dans le cas du chaume de maïs drainé où la courbe obtenue ne présente pas de domaine d'extrapolation. En conséquence, nous pouvons retenir l'équation (1) dans sa forme actuelle et nous interroger sur la signification de la constante d'ajustement a. On voit, d'après (1), que la variation de la constante d'ajustement a ne relève que de la variation :

- de  $E_p$  (si les parcelles sont couvertes, l'énergie d'impact est en partie interceptée). On vérifie, au tableau 23, que a est faible lorsque les parcelles sont couvertes,

- de S et de K. Or ces deux termes varient inversement. Plus la surface est battue, plus sa sensibilité au splash est faible et, parallèlement on peut s'attendre à une forte mobilité des particules lorsque la surface est aplanie. Mais on remarque, au tableau 23, que a est faible lorsque les surfaces sont battues et ceci montre que la sensibilité au splash influe fortement le terme a.

C'est finalement le blé d'hiver qui, de par son état structural superficiel très dégradé et sa couverture végétale relativement développée, s'avère le moins sensible au splash.

## II.2 CAS DE LA CAMPAGNE ESTIVALE

Pour cette campagne, le protocole comporte, pour chaque parcelle, cinq pluies de 75 mm/h, espacées d'intervalles de plus en plus courts.

### II. 2.1 Parcelles dénudées et bêchées

La figure 40 donne la variation de  $Q_s$  en fonction de  $R_x$ .

Les chiffres indiquent la position des différentes parcelles. L'incertitude sur  $Q_s$  est approximativement de  $\pm 0.5$  g/minute. Dans le cas de cette campagne l'utilisation d'un limnigraphe ne nous a pas permis d'effectuer des prélèvements d'aliquotes assez rapprochés au cours de certaines pluies. On n'a représenté ici que les résultats des pluies où l'on dispose d'au moins trois prélèvements d'aliquotes de l'eau de ruissellement en phase de régime permanent.

Mis à part le cas  $S_2$ , on remarque ici qu'il n'existe pas de variation du flux de décharge lorsque l'intensité du ruissellement maximal croît. Dans ces situations culturales, un ajustement  $aR_x^b$  aboutit dans tous les cas à définir un exposant qui dévie fortement de 1.5.

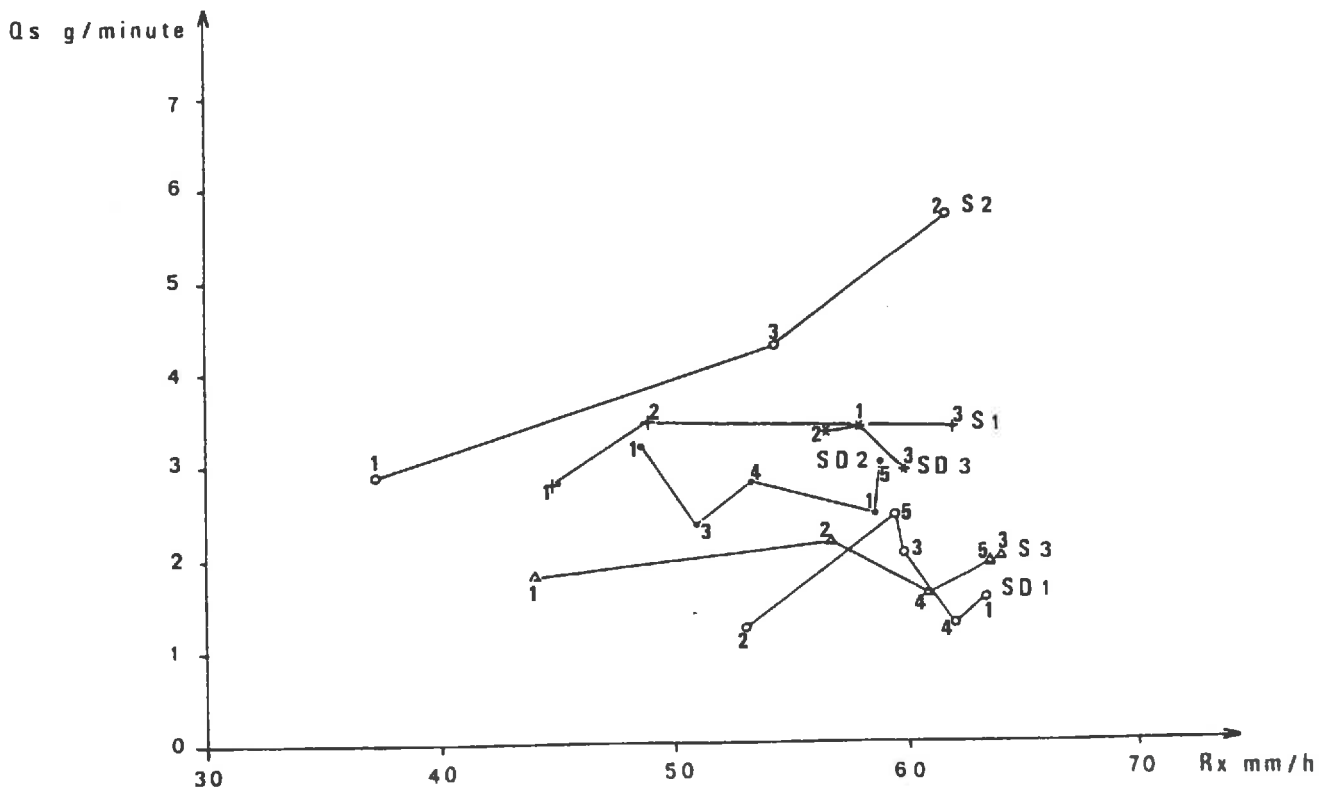


Fig. 40 - Variation de  $Q_s$  en fonction de  $R_x$  dans le cas des parcelles standards.

Dans le cas de ces parcelles dénudées et bêchées, il nous faut rechercher si l'absence de variation de  $Q_s$  en fonction de  $R_x$  est due à la modification du terme S.K au cours du train d'averses.

Soit  $(S.K)_n$  la valeur de ce terme au cours de la pluie  $n$ , et  $(S.K)_{n+1}$  la valeur de ce terme au cours de la pluie suivante.

D'après (1), on peut écrire que :

$$\frac{(S.K)_n}{(S.K)_{n+1}} = \frac{Q_{sn}}{Q_{s_{n+1}}} \cdot \left( \frac{(R_x)_{n+1}}{(R_x)_n} \right)^{1.5}$$

Toutes choses égales par ailleurs, ce rapport est supérieur à 1 lorsque la sensibilité au splash diminue, et inférieur à 1 lorsque la mobilité des particules augmente. Il est égal à 1 lorsque les variations de sensibilité et de mobilité se compensent.

Regardons de quelle manière ce terme est influencé par l'aplanissement.

On a vu (1) que l'aplanissement peut être quantifié par  $f(t) = \frac{i_0 - i(t)}{i_0 - 1}$  où  $i_0$  et  $i(t)$  représentent respectivement l'indice de rugosité initial et l'indice de rugosité résultant d'une pluie de durée  $t$ . Soit  $f_n$  la valeur de l'aplanissement à la pluie  $n$  et  $f_{n+1}$  l'aplanissement à la pluie suivante. On peut quantifier l'augmentation relative de l'aplanissement à chacune des étapes de la succession d'averses par :

$$\frac{f_{n+1} - f_n}{f_n}$$

Les différents résultats sont reportés au tableau suivant :

	$\frac{(S.K)_n}{(S.K)_{n+1}}$	$\frac{f_{n+1} - f_n}{f_n}$
Parcelle 1	n = 1	0.92
	n = 2	1.46
Parcelle 2	n = 1	32 %
	n = 2	8.5 %
Parcelle 3	n = 1	1.02
	n = 2	1.10
Parcelle 3	n = 1	29 %
	n = 2	6.3 %
	n = 3	1.21
	n = 4	37.1 %
	1.28	7.3 %
	1.12	6.6 %
	0.91	5.2 %

Tableau 25 - Augmentation relative de l'aplanissement, évolution de la sensibilité au splash et de la mobilité des particules, dans le cas des parcelles non drainées.

$n$  = numéro de la pluie.

(1) Cf. DEUXIEME PARTIE, paragraphe IV.4.1.2.

On voit que le rapport  $\frac{(S.K)_n}{(S.K)_{n+1}}$ , quel que soit le degré d'aplanissement, est toujours pratiquement égal à 1 (en fait, légèrement supérieur à 1).

Ceci montre qu'au cours du train d'averses, une diminution de la quantité de particules libérées par le splash est toujours accompagnée d'une augmentation de la mobilité de ces particules, le nombre d'obstacles diminuant sur leur trajet.

Ainsi, la variation conjointe et réciproque de ces deux propriétés peut conduire à un flux de décharge constant au cours de la dégradation superficielle.

### II.2.2. Parcelles couvertes

La figure 41 donne la variation de  $Q_s$  en fonction de  $R_x$  dans le cas des parcelles de chaume de céréale (drainées ou non drainées).

On a relié les points relevés au cours de pluies de même rang. On constate que les courbes ont une pente de moins en moins accusée de la première à la quatrième pluie. En comparant avec la figure 38, ce mode de représentation fait ressortir une diminution de la sensibilité au splash au cours du train d'averses.

Dans le cas drainé, la baisse de sensibilité au splash est forte et ceci doit certainement provenir d'un état structural superficiel initial moins dégradé, dans la mesure où l'écoulement de l'eau dans le sol est efficace et empêche l'extension des croûtes de battance.

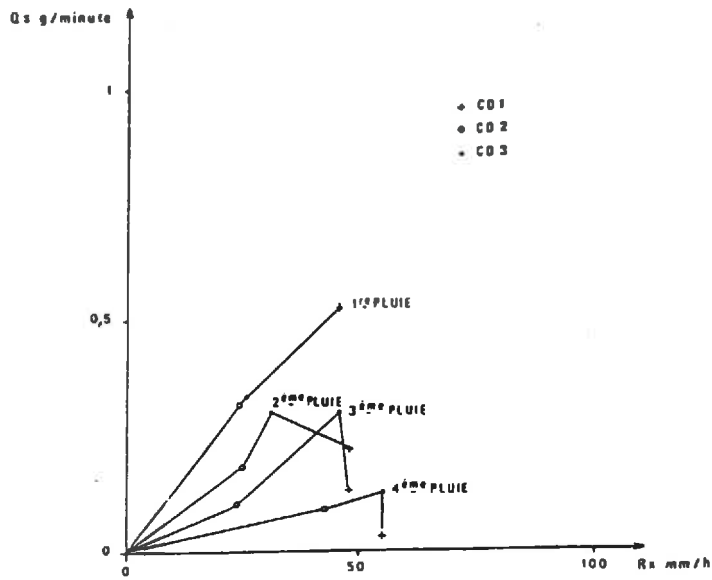
On a calculé, comme dans le cas précédent, la valeur du rapport  $\frac{(S.K)_n}{(S.K)_{n+1}}$  et on voit (tableau 26) que sa valeur est ici largement supérieure à 1.

	CD1	CD2	CD3	C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>	C <sub>3</sub>
n = 1	2.58	1.83	1.43	1.29	2.60	1.27
$\frac{(S.K)_n}{(S.K)_{n+1}}$ n = 2	1.69	1.69	1.54	1.59	1.55	1.87
n = 3	5.30	0.82	3.57	4.70	-	5.24

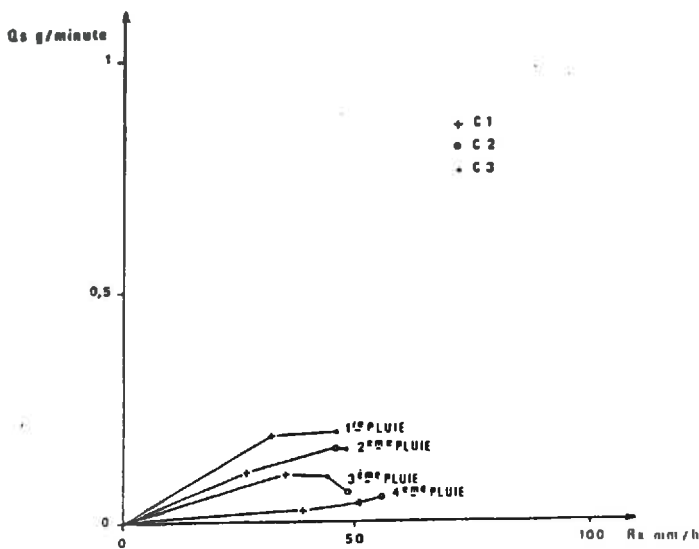
Tableau 26 - Variations de la sensibilité du splash et de la mobilité des particules dans le cas des parcelles couvertes.

Dans ces situations, le pool de particules mobilisé par le splash diminue au cours du train d'averses. Mais ici, c'est le couvert végétal qui doit déterminer la valeur de la mobilité de ces particules. Si la mobilité des particules est invariante, ou tout au moins augmente faiblement, la diminution de  $S$  au cours du train d'averses ne peut que conduire à un rapport supérieur à 1.

On peut, par ailleurs, voir au tableau 26 que la diminution du pool de particules libéré est très forte lorsque l'on compare la pluie 3 à la pluie 4 ( $n = 3$ ).



a) Parcelles de chaume de céréales drainées.



b) Parcelles de chaume de céréales non drainées.

Fig. 41 - Flux de décharge dans le cas des parcelles couvertes.

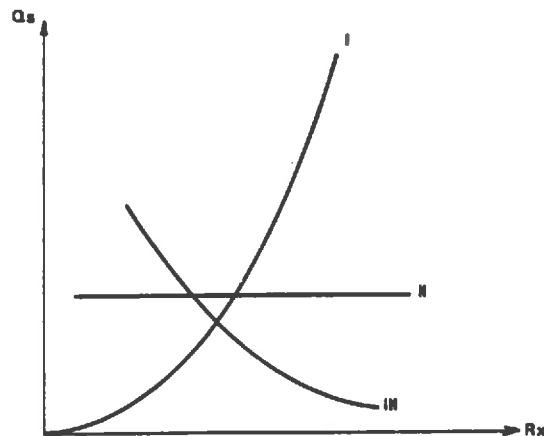


Fig. 42 - Variations du flux de décharge en fonction de l'intensité de ruissellement maximal selon l'évolution des propriétés mécaniques de surface.

C'est justement à cette étape de la succession des pluies que l'on observe une baisse de l'infiltrabilité des parcelles de mesure. On peut alors penser que cette baisse du pool de particules provient d'une extension notable de la submersion, la lame d'eau superficielle constituant un écran vis-à-vis de l'impact.

### II.3 DISCUSSION

Au cours d'une pluie, le flux massique de décharge semble bien être dépendant de la sensibilité  $S$  de la surface au splash, de la mobilité  $K$  des particules, de l'intensité du ruissellement dont l'énergie est responsable du transport.

Nos résultats apportent notamment des précisions sur le rôle joué par la surface dans le processus de l'exportation des particules. On voit que la sensibilité au splash est faible lorsque la surface est battue, alors que la mobilité des particules émises est forte.

Par ailleurs, on peut voir que les propriétés de la surface évoluent au cours d'une averse :

- d'autant plus facilement que l'état structural initial est peu dégradé,
- de manière inverse : la sensibilité au splash diminue alors que la disponibilité augmente,
- en fonction du régime de ruissellement : la lame d'eau en mouvement peut constituer un écran protecteur vis-à-vis de l'impact et elle peut ainsi diminuer la sensibilité au splash. Mais sa hauteur détermine également le nombre d'obstacles et, si elle est forte, elle peut augmenter la mobilité des particules.

En définitive, pour une même parcelle de mesure, la variation du flux de décharge en fonction de l'intensité de ruissellement maximal dépend des propriétés mécaniques de la surface. Trois cas de figure peuvent en effet être observés (Fig. 42). Une fonction I, de type  $aR^x$  lorsque le terme  $[S.K]$  est invariant au cours du temps ; une fonction II, plane lorsque  $[S.K]$  diminue faiblement (cas des surfaces dénudées et bêchées) ; une fonction III, décroissante, lorsque le terme  $[S.K]$  diminue fortement et ceci en raison de la présence d'un couvert végétal, qui fixe une fois pour toute, la valeur de la mobilité des particules (cas des parcelles C et CD).

### III. ANALYSE DE L'EXPORTATION DE MATERIAUX EN PHASE DE REGIME TRANSITOIRE DE RUISSELLEMENT

En phase transitoire, si on fait des prélèvements d'aliquotes réguliers et suffisamment nombreux, on peut suivre fidèlement la variation des flux de décharge.

Au cours de la campagne estivale, l'utilisation du limnigraphe nous a imposé d'effectuer les prélèvements toutes les cinq minutes, ou plus. C'est pourquoi, on ne traitera ici que des résultats concernant la campagne hivernale, où les aliquotes sont prélevées plus régulièrement et à un pas de temps serré (de 1 à 3 minutes).

#### III.1 ANALYSE THEORIQUE

En phase transitoire, les particules déchargées par le ruissellement ont plusieurs origines. La quantité de particules déchargée par le ruissellement est composée :



- d'une quantité de particules Md déposée au cours de la phase de décrue de la pluie précédente, si celle-ci a provoqué un ruissellement,

- d'une quantité de particules Msd déplacée par le splash au cours de la pluie précédente, si celle-ci n'a pas provoqué de ruissellement,

- d'une quantité de particules Mi, mobilisée par le splash au cours de la phase d'imbibition,

- d'une quantité de particules Mtr, mobilisée par le splash au cours de la phase transitoire. Si Str (t) est la sensibilité au splash durant la phase transitoire, alors  $Mtr(t) = Str(t) \cdot Ep$ , dans la mesure où Str (t) varie selon l'évolution superficielle et l'accroissement de la lame d'eau ruisselante.

On appellera Mo la quantité totale des particules mobilisables, existant à la surface de la parcelle de mesure avant le début du ruissellement :

$$Mo = Md + Msd + Mi$$

Au cours de la phase transitoire, cette quantité va en s'amenuisant. Mo (t) représente ainsi la quantité restante de ce stock à l'instant t.

En phase transitoire, on a ainsi finalement :

$$Q(t) = [Str(t) \cdot Ep \cdot Ks(t) \cdot Er(t)] + [Mo(t) \cdot Ko(t) \cdot Er(t)]$$

où Ks (t) et Ko (t) représentent respectivement la mobilité des particules émanant du splash et du stock de particules antérieur au ruissellement.

Cette équation est très complexe et ne peut être résolue, à l'heure actuelle, que moyennant certaines hypothèses simplificatrices :

1) On considère le terme  $Str(t) \cdot Ks(t)$  comme invariant. Cette hypothèse semble acceptable dans la mesure où la sensibilité au splash et la mobilité des particules varient de manière inverse, soit en raison de la dégradation structurale superficielle, soit en raison de l'augmentation du régime de ruissellement. C'est cependant dans le cas des surfaces potentiellement peu dégradables que la sensibilité au splash reste relativement constante. Ainsi cette hypothèse est sans doute vérifiée dans le cas du blé d'hiver et du chaume de maïs non drainé (en raison d'un degré de battance initial fort), ainsi que dans le cas prairial (en raison de la qualité structurale du matériau). Par contre, dans le cas du chaume de maïs drainé, où des changements d'état de surface ont lieu au cours des pluies, cette hypothèse semble plus difficile à retenir.

2) On considère le terme  $Ko(t)$  comme invariant. Rappelons que ce terme rend compte d'une dissipation de l'énergie de transport du ruissellement et qu'il dépend de plusieurs facteurs : taille des par-

ticules, rugosité de la surface, hauteur de la lame d'eau superficielle (qui définit, en fonction de la rugosité, le nombre d'obstacles sur le trajet des particules). On peut penser que les effets de ces facteurs se renforcent l'un à l'autre. Imaginons le cas probable d'un stock  $M_0$ , composé de particules de tailles variables. Au début du ruissellement, lorsque l'énergie de transport est faible, seules les particules fines peuvent être déchargées. La mobilité "potentielle" de ces particules est forte, compte-tenu de leur faible poids. Mais au début du ruissellement, la hauteur de la lame d'eau est faible et le nombre d'obstacles sur le trajet est important, ce qui a pour effet de contrecarrer l'effet taille. En fin de phase transitoire, la forte énergie de transport affecte des particules de forte taille, mais ici le nombre d'obstacles est réduit. On voit que les effets des facteurs qui définissent  $K_0(t)$  se compensent, si bien que  $K_0(t)$  ne varie sans doute que faiblement au cours de la phase transitoire.

Moyennant ces deux hypothèses, on peut écrire, d'après (1) :

$$Q(t) = D_s.R(t)^{1.5} + M_0(t).D_o.R(t)^{1.5}$$

$$Q(t) = D_s.R(t)^{1.5} + Q_0(t) \quad (2)$$

où  $R(t)$  est l'intensité de ruissellement transitoire,

$D_o$  et  $D_s$  sont respectivement des coefficients de décharge du stock de particules initial et du stock de particules libérées par le splash,

$Q_0(t)$  est le flux de décharge des particules initialement déposées

$Q_0(t)$  est lié à la quantité  $M_0(t)$  selon :

$$\frac{dM_0(t)}{dt} = - Q_0(t)$$

$$\frac{dM_0(t)}{dt} = - M_0(t).D_o.R(t)^{1.5}$$

Or, en phase transitoire, l'intensité de ruissellement peut être ajustée selon :

$$R(t) = At^B \quad (\text{cf. tableau 27})$$

Une solution générale à l'équation précédente peut être calculée :

$$M_0(t) = K.e^{-\frac{D_o}{1.5B+1} \cdot A^{1.5} \cdot t^{1.5B+1}}$$

où  $K = M_0$  (stock initial au ruissellement)

En introduisant l'équation précédente dans (2), il vient :

$$Q(t) = \left( \frac{DoA^{1.5}}{1.5B+1} t^{1.5B+1} + D_s \right) A^{1.5} t^{1.5B}$$

On voit donc que l'équation de décharge est fonction de trois constantes Mo, Do, DS.

### III.2 CONFRONTATION AUX DONNEES D'OBSERVATION

Les valeurs des trois constantes peuvent être déterminées par approximation graphique. Mais compte-tenu de la lourdeur des calculs, on ne traite ici que des résultats concernant la première pluie pour quatre parcelles d'occupations culturales différentes (fig. 43). On a reporté sur ces figures le temps  $t_m$  (fin de phase transitoire). On constate une bonne adéquation, avec cependant un "désaccord" en fin de phase transitoire, qui s'explique par le fait que l'ajustement du régime de ruissellement ne tend pas vers une asymptote de ruissellement maximal.

Quoiqu'il en soit, on ne peut que constater que l'équation de décharge peut fournir, dans sa forme actuelle, des possibilités de simulation intéressante. Au vu des résultats obtenus, on peut en effet penser qu'une solution satisfaisante de Mo, Do, D<sub>s</sub>, existe pour l'ensemble des pluies effectuées au cours de la campagne hivernale.

Le tableau 27 récapitule les valeurs de Mo, Do, D<sub>s</sub> obtenues pour les quatre exemples étudiés.

Régime de ruissellement (mm/minute) B R (t) = A t	Stock initial (grammes)			Coefficients de décharge		
	A	B	r	Mo	Do	Ds
Chaume de maïs drainé (interdrain : CMD2)	0.026	0.72	0.99	4.5	0.9	1.5
Chaume de maïs non drainé (CM3)	0.485	0.33	0.98	7.5	0.6	1.35
Blé d'hiver (B1)	0.13	0.81	0.97	1	1.2	0.15
Prairie drainée (interdrain : P1)	0.059	0.86	0.99	0.45	1.55	0.30

Tableau 27 - Coefficients de décharge en phase de régime transitoire

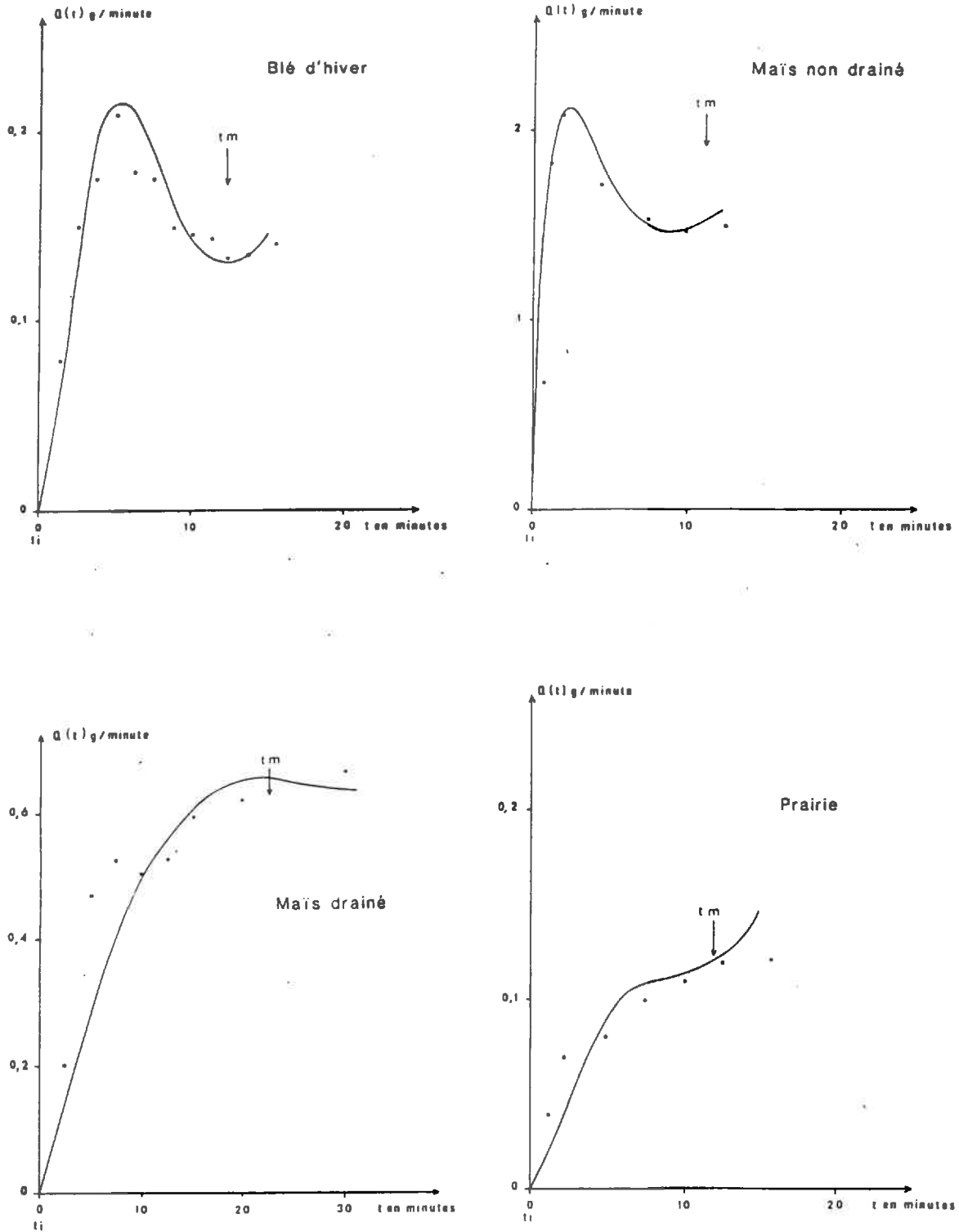


Fig. 43 - Flux de décharge en phase de régime transitoire de ruissellement.

Bien qu'il existe une solution graphique satisfaisante pour les quatre exemples étudiés, on doit s'interroger sur la validité des coefficients  $M_o$ ,  $D_o$ ,  $D_s$ , et ceci eu égard aux hypothèses initiales. Ceci doit faire l'objet d'un travail plus approfondi. Néanmoins, on peut vérifier si les différentes valeurs sont compatibles entre elles.

On voit que le coefficient  $D_s$ , qui dépend de la sensibilité au splash, est, comme dans le cas de la phase de régime permanent, d'autant plus fort que les surfaces sont sensibles au splash. On retrouve en effet, le classement précédent, et notamment la faible sensibilité au splash de la situation blé d'hiver, en raison de sa couverture végétale et son fort degré d'évolution de la surface. Si la sensibilité au splash est forte, on devrait trouver une forte valeur de  $M_o$ . On remarque bien, en effet, que les parcelles couvertes, de faible sensibilité au splash, se démarquent des parcelles nues. Mais le parallélisme entre  $D_s$  et  $M_o$  n'est pas parfait. Ceci peut s'expliquer si on se rappelle qu'un nombre important de phénomènes jouent sur la grandeur  $M_o$  et en particulier :

- la sensibilité au splash,
- la durée de la phase d'imbibition,
- l'intensité des épisodes pluvieux érosifs, responsables des dépôts antérieurs ( $M_d$ ),
- la fréquence de ces épisodes pluvieux érosifs. Un faible stock  $M_d$  peut tout autant résulter d'épisodes rares mais brutaux que d'épisodes fréquents et de faible intensité qui ne remanieraient à chaque fois qu'une partie des dépôts,
- le temps de dessiccation entre les différentes averses,
- l'activité biologique.

Enfin, la valeur de  $D_o$  est elle aussi nettement différente selon la présence ou l'absence de couverture végétale : elle prend des valeurs fortes pour les parcelles couvertes. Ceci ne peut s'expliquer a priori, car de nombreux éléments interviennent sur cette valeur : le poids des particules initiales et leur disponibilité notamment. On pourrait néanmoins penser, pour le cas des parcelles couvertes, à un stock initial composé de particules de faible taille et de forte mobilité (comptenu ici de la faible énergie d'impact). Mais la présence d'un couvert végétal peut également conduire, en réduisant l'aire du "chenal d'écoulement", à des concentrations locales de la lame d'eau. Il est alors probable que l'énergie totale de transport du ruissellement se décompose en quelques énergies ponctuelles élevées, et ceci pourrait très bien expliquer les fortes valeurs de  $D_o$ .

On ne peut donc pas répondre parfaitement à la question initiale, à savoir, la validité des hypothèses initiales, mais on ne peut ici rejeter l'équation de décharge dans sa forme actuelle, car elle conduit à des valeurs  $M_o$ ,  $D_o$ ,  $D_s$  qui varient de manière cohérente.

On restera cependant conscient qu'une étude plus fine, des phénomènes mis en jeu au cours de la décharge des matériaux, doit être menée. Que ce soit en phase de régime permanent ou en phase de régime transitoire de ruissellement, il faudra s'attacher à mieux connaître le déterminisme des différentes variables mises en jeu : sensibilité au splash, mobilité des particules, grandeur  $M_o$ .

Cette dernière grandeur ne peut être en effet négligée, car elle peut représenter une proportion importante de particules exportées au cours d'une pluie. Si  $E_{Str}(tm)$  est la quantité cumulée de particules

provenant du splash, exportée au cours de la phase transitoire, on a :

$$E_{Str} = \int_{t_i}^{t_m} D_s A^{1.5} t^{1.5B} dt = \left[ \frac{D_s A^{1.5} t^{1.5B+1}}{1.5B+1} \right]_{t_i}^{t_m}$$

Le tableau 28 donne le résultat de ce calcul :

	CMD	CM	B	P
E <sub>Str</sub> (t <sub>m</sub> ) (g)	3.07	10.83	0.14	0.42
M <sub>o</sub> (g)	4.5	7.5	1.0	0.45

Tableau 28 - Quantité de particules provenant du splash et quantité de particules initiales en phase de régime transitoire.

On voit que M<sub>o</sub> représente une quantité presque aussi importante, sinon supérieure, au poids de particules provenant du seul effet splash. Comme on va le voir au paragraphe suivant, c'est la précocité du ruissellement et la rapidité avec laquelle il atteint une valeur maximale, qui détermine la fréquence des épisodes érosifs des différentes situations culturales.

On ne peut dès lors, négliger la quantité M<sub>o</sub>, qui est justement exportée dans la phase initiale du ruissellement.

#### IV. EXPORTATION DES MATERIAUX AU COURS D'UNE PLUIE DE DUREE DETERMINEE

A partir du solidigramme, on peut déterminer par planimétrie le poids cumulé E(t) de matériaux exportés au cours d'une pluie :

$$E(t) = \int_{t_i}^t Q(t) dt$$

Nous avons effectué ce calcul pour la première pluie de la campagne d'hiver, sur les différentes situations culturales (Fig. 44). On a également reporté en abscisse la durée d'une pluie de 60 mm/h, de fréquence de retour de 1/2, 1/5 et 1/10. Ceci permet d'évaluer, pour chaque situation culturale, la fréquence des épisodes érosifs.

On s'aperçoit que la fréquence des épisodes érosifs est liée à deux éléments qui ne peuvent en aucun cas être dissociés :

- l'absence d'un couvert végétal, qui augmente la sensibilité au splash,
- la dégradation de la surface, qui, bien qu'atténuant la sensibilité au splash, conduit à des régimes de ruissellement précoces et intenses, ainsi qu'à une forte mobilité particules.

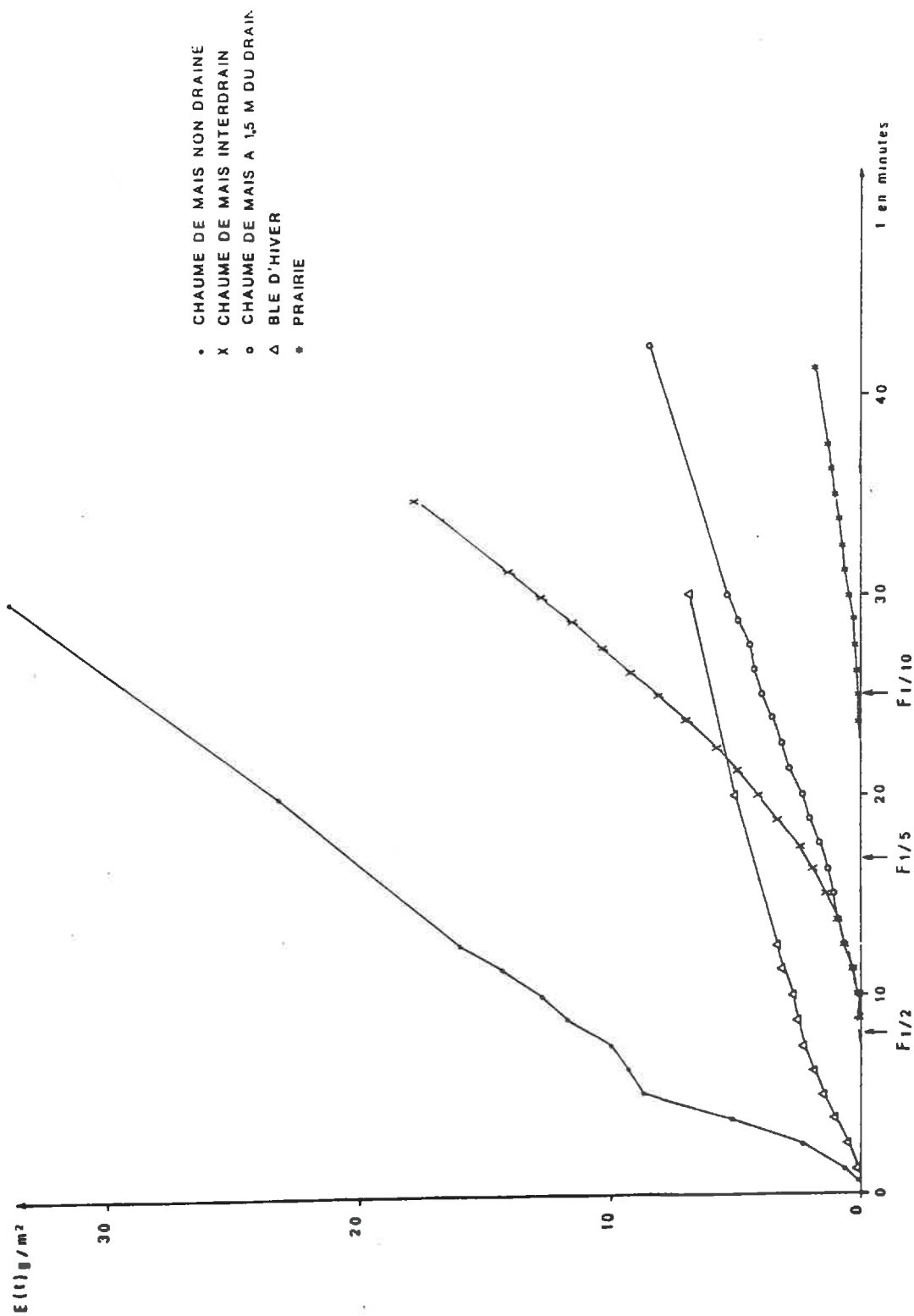


Fig. 44 - Exportation cumulée des matériaux au cours d'une pluie de durée déterminée. (I = 60 mm/h).

C'est le chaume de maïs non drainé, où la surface est nue et dégradée, qui s'avère être la situation culturale où les épisodes érosifs sont manifestement fréquents et intenses. A l'inverse, la prairie, compte-tenu de son couvert végétal, de la stabilité structurale du matériau, s'avère être une situation où les épisodes érosifs sont rares et d'intensité limitée.

On voit d'autre part que si l'état de surface et le couvert végétal sont deux éléments qui interviennent conjointement sur la détachabilité, l'état de surface semble avoir le rôle prépondérant. Ainsi dans le cas du blé d'hiver, la dégradation structurale superficielle conduit à des infiltrabilités minimales de 2 à 3 mm/h et, à cet égard, des pluies de faible intensité peuvent dans ce contexte provoquer un ruissellement. Dans cette situation culturale, malgré la présence d'un couvert végétal, la fréquence des épisodes érosifs sera élevée par rapport à celle du chaume de maïs drainé où la surface est nue mais peu dégradée.

Il apparaît ainsi que les mécanismes érosifs sont, dans ce type de milieu, déclenchés à la suite d'une altération du fonctionnement hydrique, en relation avec le développement des croûtes superficielles.

## V. CONCLUSION

Une approche globale a été menée et a permis de proposer une première modélisation de la dynamique de décharge des matériaux au cours d'une pluie simulée. Il s'avère que celle-ci est dépendante :

- de l'énergie d'impact de la pluie,
- de la sensibilité au splash de la surface,
- de la quantité de particules libres existant à la surface avant le ruissellement,
- de l'énergie de transport des eaux de ruissellement,
- de la disponibilité des particules à être transportées ; terme qui rend compte de la dissipation de l'énergie de transport du ruissellement.

Il en résulte que le rôle de l'occupation du sol est prépondérant car il influe sur chacun des différents paramètres. En particulier, le couvert végétal intercepte l'énergie d'impact de la pluie. Par ailleurs, l'état structural de la surface détermine la sensibilité au splash (un faible pool de particules est libéré lorsque la surface est battue) et la mobilité des particules (il y a peu d'obstacles sur le trajet des particules lorsque la surface est battue). L'état structural de la surface détermine également l'intensité de ruissellement : sur les surfaces battues, l'énergie de transport est très forte, si bien que le pool de particules libéré par le splash, bien que faible, est facilement exporté par le ruissellement.

Par ailleurs, le ruissellement est précoce sur les surfaces battues si bien que des épisodes érosifs peuvent être fréquemment déclenchés.

Nos mesures montrent, en définitive, que la détachabilité d'une situation culturale est accentuée lorsque la surface est dégradée.



## **CONCLUSION GENERALE**

## CONCLUSION GENERALE

Avant d'aborder la synthèse des conclusions de cette recherche, il convient de revenir sur son objectif initial.

Depuis quelques décennies, l'intensification des cultures céréalières sur terres limoneuses du Faux-Perche a conduit à une altération progressive des qualités structurales de leur horizon travaillé : les terres sont sensibles à la battance, présentent des fonds de labour fortement compactés, des signes d'engorgement en période hivernale. Ces phénomènes traduisent un mauvais transfert de l'eau pluviale et, au-delà de leur conséquence directe sur le niveau des productions, on s'est demandé s'il pouvait en résulter une intensification des risques d'érosion.

L'objectif que nous nous sommes fixés ici est de quantifier les transferts d'eau dans les sols et d'évaluer leur susceptibilité à l'érosion dans différentes situations culturales représentatives de l'agriculture du Faux-Perche. Il répond au souci :

- . d'identifier les mécanismes qui entraînent une altération du comportement hydrique et qui conditionnent l'apparition du ruissellement superficiel ;
- . de préciser dans quelle mesure cette altération est susceptible d'accélérer l'érosion du sol.

Le ruissellement et l'érosion sont des processus globaux, ils dépendent de l'interaction de différents facteurs et notamment :

- . de facteurs d'ordre pédologique : profils textural et structural, état des réserves en eau du sol ;
- . des facteurs d'ordre météorologique : intensité et durée des averses, importance relative des périodes sèches et humides.

Pour répondre à l'objectif fixé, il faut tenter de resituer l'influence relative de chacun de ces facteurs, en analysant les conditions et les niveaux de leurs interactions. La simulation de pluie s'avère une technique bien adaptée pour l'étude de ce système global d'interactions : en faisant varier les conditions de mesure, on a cherché à discerner, toutes choses égales par ailleurs, l'effet spécifique de chacun des facteurs. Dans ce but, deux campagnes de mesure de plein champ ont été nécessaires pour arriver à étudier un nombre suffisant de combinaisons de facteurs : une campagne hivernale et une campagne estivale. La première a permis notamment de déterminer l'influence de l'intensité des averses simulées sur le ruissellement et sur les transports solides, la seconde a permis de préciser le rôle de l'état d'humidité initiale du sol sur ces phénomènes.

- Ce chapitre de synthèse comporte ainsi plusieurs parties :
- . l'étude de l'altération du comportement hydrique des sols,
  - . l'étude de la sensibilité à l'érosion des sols,
  - . les perspectives d'études à envisager.

## I - ETUDE DE L'ALTERATION DU COMPORTEMENT HYDRIQUE DES SOLS

Une première synthèse des résultats expérimentaux permet de relever les principaux traits du système d'interactions de facteurs. On s'aperçoit d'entrée, de la diversité des comportements hydriques des différentes situations culturales, mais on note aussi que le "refus à l'infiltration" est conditionné en premier lieu par l'état structural des quelques millimètres superficiels du sol. En effet, si les intensités de ruissellement sont très fortes lorsque la surface est uniformément battue, elles tendent à s'amenuiser lorsque la surface ne présente que des signes partiels de battance, voir à s'annuler lorsque cette surface n'a pas été soumise à des épisodes antérieurs de dégradation superficielle.

Mais pour un état de surface donné, il peut exister une diversité de régimes de ruissellement selon l'intensité de la pluie et l'état d'humidité initiale du sol.

Une étude plus approfondie des résultats expérimentaux permet de définir les mécanismes conditionnant le régime de ruissellement.

### I.1. MECANISMES CONDITIONNANT LE REGIME DE RUISELLEMENT

Le régime de ruissellement est caractérisé par plusieurs phases distinctes (LAFFORGUE 1976-1977, ROOSE 1975, VALENTIN 1979)

- . une phase d'imbibition, où le sol se réhumecte avant l'apparition du ruissellement ;
- . une phase transitoire, où l'intensité de ruissellement augmente ;
- . une phase dite de régime permanent où l'intensité de ruissellement est constante et maximale.

Il dépend de la réaction à la pluie d'un système de deux couches de sol : la pellicule superficielle, constituant l'interface sol - atmosphère, qui est formé par une mosaïque de zones d'aire et de perméabilité différentes, et la tranche de sol sous-jacente, définie elle-même par son humidité et sa perméabilité.

Pour une intensité de pluie donnée, le ruissellement dépend donc des caractéristiques structurales du sol et notamment la configuration de la pellicule superficielle et de l'humidité initiale des couches du sol. Ces trois grandeurs sont des variables à la fois dans le temps et dans l'espace et leur effets sont dépendants les uns des autres (PLANCHE 1.).

La configuration superficielle initiale résulte d'une succession de phases bien distinctes (BOIFFIN, 1984). Une phase initiale, où les agrégats du sol sont parfaitement individualisés, d'où une perméabilité maximum de l'interface. Une seconde phase où des particules mobilisées par le

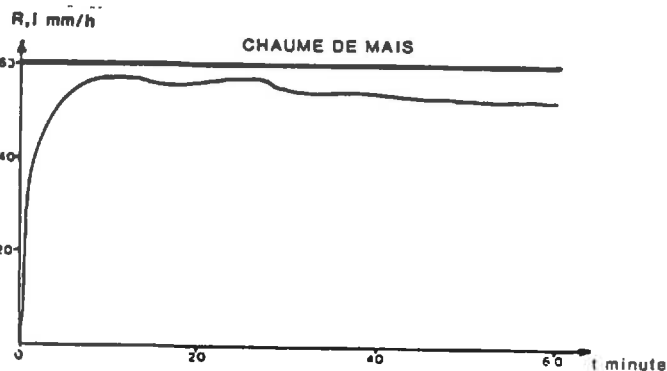
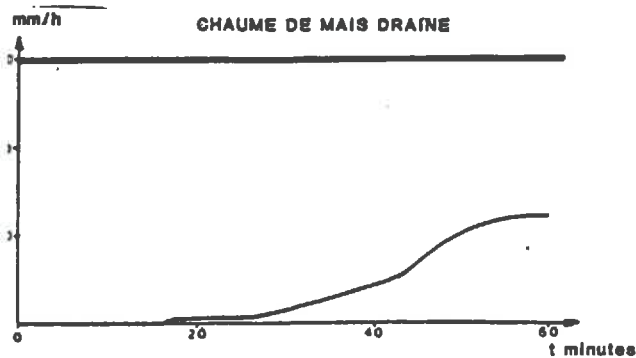
# planche 1

## Mécanismes conditionnant le régime de ruissellement

LE REGIME DE RUISSLEMENT DEPEND EN PREMIER LIEU DE L'ETAT STRUCTURAL SUPERFICIEL DU SOL

**SURFACE RUGUEUSE ET HETEROGENE**  
 îlot de forte perméabilité  
 zone de sédimentation de faible perméabilité

**SURFACE 'BATTUE' ET HOMOGENE**



Légende  
 — Intensité de la pluie I  
 — Débit de ruissellement R

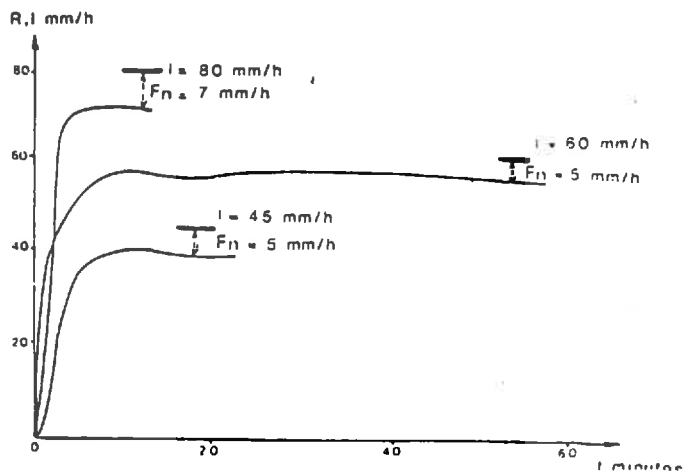
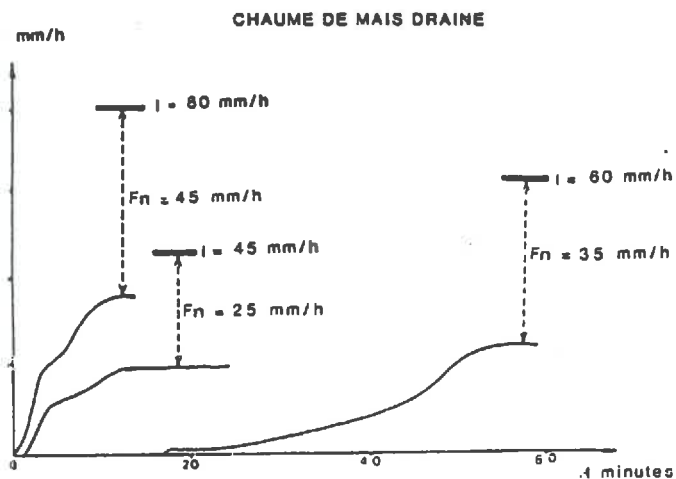
On note ici de fortes intensités de ruissellement

IL Y A INTERACTION ENTRE ETAT STRUCTURAL SUPERFICIEL ET INTENSITE DE LA PLUIE

80 mm/h  
 60 mm/h  
 45 mm/h

hauteurs de la lame d'eau ruisselante  
 I = 80 mm/h  
 I = 60 mm/h  
 I = 45 mm/h

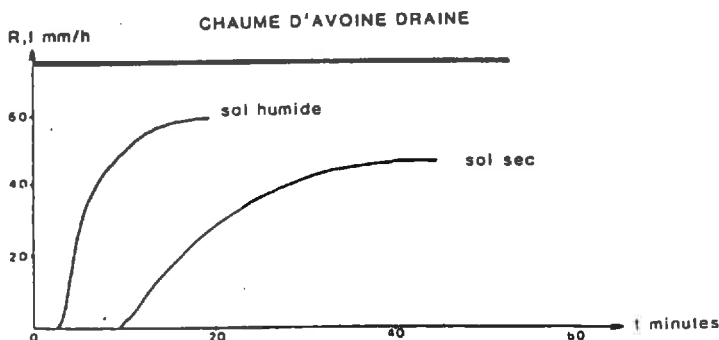
CHAUME DE MAIS



Plus l'intensité I de l'averse est forte, plus la submersion gagne des zones de forte perméabilité et plus l'infiltrabilité  $F_n$  ( $F_n = I - R$ ) augmente

En l'absence de telles zones de forte perméabilité, l'infiltrabilité demeure relativement indépendante de l'intensité de l'averse

IL Y A EGLEMENT INTERACTION ENTRE INTENSITE DE LA PLUIE ET HUMIDITE INITIALE DU SOL



Le ruissellement est d'autant plus précoce que l'humidité initiale est forte, car l'espace disponible pour l'eau en mouvement est réduit

splash et l'éclatement des agrégats, colmatent les espaces interagrégats, ce qui crée une imperméabilisation localisée de la surface. Une troisième phase, où les particules mobilisées sont localement transportées par une lame d'eau superficielle qui naît aux endroits préalablement imperméabilisés. Cette phase a pour conséquence le développement de zones lissées interagrégats, siège de la sédimentation des particules transportées, et elle aboutit à une surface glacée.

Cette succession de phases conduit à différencier une surface où il existe, selon le stade d'évolution, toute une diversité de zones d'aire et de perméabilité différentes. Ainsi, la perméabilité de la surface présente un pôle de valeurs minimales au niveau des zones lissées de dépôt, des valeurs intermédiaires au niveau des agrégats destructurés, - non encore recouverts par la sédimentation - des valeurs maximales au niveau des voies de circulation privilégiées de l'eau, tels des orifices d'origine biologique ou des fentes de retrait. C'est cette diversité d'éléments qui définit la configuration superficielle initiale.

Chaque zone participe, par son aire et sa perméabilité au débit global d'infiltration, LAFFORGUE (1977). Ainsi, dans le cas des sols limoneux étudiés, avec une configuration superficielle initiale à mottes et agrégats bien individualisés, l'infiltration atteint 50 mm/h. Par contre, dans le cas extrême de l'évolution structurale superficielle, les zones de dépôts, d'infiltrabilité très faible (de l'ordre de 5 mm/h), recouvrent la presque totalité de la surface et lui confèrent une infiltrabilité relativement uniforme. Les infiltrabilités réelles mesurées sont comprises entre ces extrêmes.

L'intensité de la pluie est la cause première du phénomène de ruissellement. Quand cette intensité dépasse l'infiltrabilité du sol, le ruissellement se déclenche et le phénomène est d'autant plus intense que les zones de faible perméabilité sont plus étendues. Dans le cas extrême de l'évolution structurale superficielle, le ruissellement est précoce et très intense et il peut atteindre, dans nos conditions expérimentales, au moins 95 % de l'apport d'eau pluviale en phase de régime permanent.

L'humidité initiale du sol joue un rôle prépondérant dans les premières phases de régime de ruissellement : phase d'imbibition et phase transitoire.

- Le ruissellement, sur les sols testés, est d'autant plus précoce que l'humidité initiale est forte. En effet, l'intensité pluviale maximale admissible par le sol est d'autant plus faible que l'humidité initiale est forte, puisque l'espace disponible pour l'eau en mouvement est réduit. Ainsi, dans le cas d'une prairie, où la surface est stable et relativement homogène, la hauteur de pluie d'imbibition passe de 30 à 5 mm sous l'effet de l'accroissement de l'humidité initiale. Cette relation positive, ruissellement-humidité initiale, n'est pas univoque : sur des sols similaires, il a été montré que lorsque le sol est sec, la dégradation de la surface du sol est plus rapide, ce qui favorise la précocité du ruissellement (RAHELIARISOA, 1984).

- En outre, l'humidité initiale du sol détermine la durée de la phase transitoire du régime de ruissellement, car elle conditionne l'amplitude de variation de l'état énergétique de l'eau dans le sol au cours d'une averse : on voit, en mesurant le potentiel total de l'eau au cours d'une averse, que le ruissellement atteint une valeur maximale lorsque l'ensemble du profil de sol est saturé. (Il n'y a plus de succion majorant le gradient de charge hydraulique vers le bas).

## I.2. INTERDEPENDANCE DE L'INTERFACE SOL-AIR ET DU COMPARTIMENT SOUS JACENT.

Le régime de ruissellement dépend donc des propriétés hydrauliques de l'interface sol-air et de la tranche de sol sous jacente, mais aussi de leur interaction mutuelle (PLANCHE 2.).

Ainsi, si une surface battue constitue une barrière de perméabilité vis-à-vis du transfert de l'eau, elle freine également l'échappement de l'air vers le haut au cours d'une averse. Il en résulte une réduction de l'espace disponible pour l'eau en mouvement dans le compartiment sous-jacent. A l'issue d'une averse, le même phénomène limite le ressuyage du sol.

Il existe aussi des situations où l'humidité et la perméabilité du compartiment sous-jacent interviennent sur les propriétés de la surface : chaque fois que le ressuyage du sol est réduit, par une diminution des flux verticaux ou latéraux de circulation de l'eau (qui ont ici un rôle très important dans le transfert de l'eau), il y a risque de submersion de la surface, qui peut s'accompagner d'un colmatage de points jusqu'alors conducteurs, et déterminer ainsi l'extension des zones de faible perméabilité.

On voit donc que la dégradation structurale superficielle résulte d'un mécanisme où interviennent l'agressivité des pluies, et la perméabilité des couches sous-jacentes. A ce titre, notre travail permet de conforter, mais dans un contexte différent, les observations de BOIFFIN (1984) sur le réarrangement des particules à la surface du sol : l'imperméabilisation est à la fois une cause et une conséquence de la dégradation structurale superficielle.

Les propriétés de la surface et des couches sous-jacentes sont donc instables au cours du temps, et ces modifications sont à l'origine d'une diversité de régimes de ruissellement.

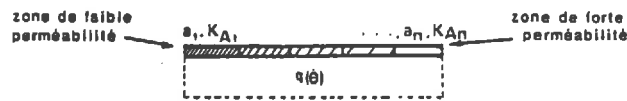
## I.3. MODIFICATION DU REGIME DE RUISELLEMENT AU COURS DU TEMPS.

L'état structural superficiel n'est jamais fixe au cours d'un itinéraire cultural. Si l'infiltrabilité d'un sol travaillé est au départ supérieure à l'infiltrabilité d'un sol non travaillé, elle lui devient rapidement inférieure au fur et à mesure de l'extension des zones à agrégats associés et des zones de dépôts. Nos résultats montrent à ce sujet que la cinétique de dégradation de la surface dépend de la configuration superficielle initiale, étant donné qu'il faut développer un travail d'autant plus important pour dégrader une surface que

planche 2

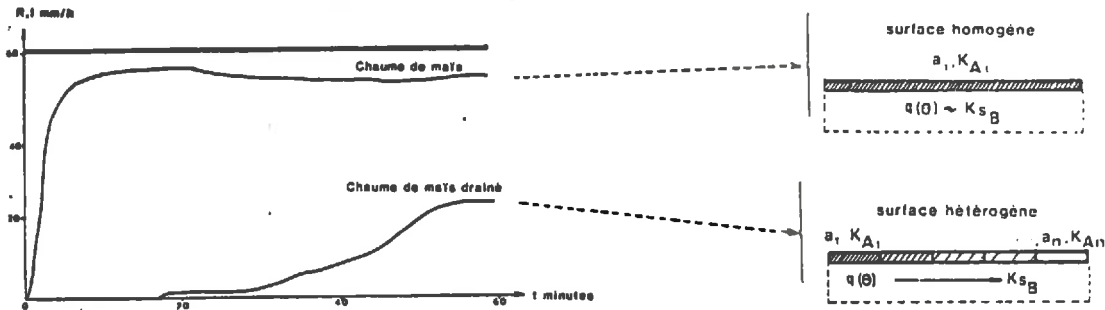
Interdépendance des propriétés de l'interface et du compartiment sous jacent

Le régime de ruissellement dépend des propriétés hydrauliques de l'interface sol-air (surface relative  $a$  et conductivité  $K_A$  des zones superficielles) et de celles du compartiment sous-jacent; notamment celle de son débit d'infiltration  $q$ , déterminé par sa conductivité hydraulique  $K_B = f(\theta)$



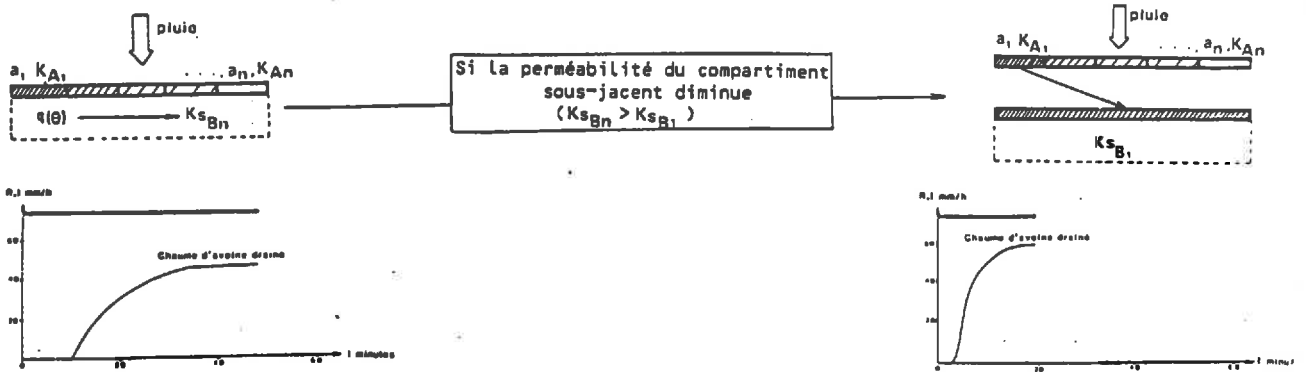
Les propriétés de ces deux compartiments sont dépendantes les unes des autres

LA BATTANCE LIMITE L'ENTREE DE L'EAU DANS LE SOL ET LA SORTIE DE L'AIR



Le ruissellement est d'autant plus intense que la surface est battue et homogénéisée

DE MEME, LA PERMEABILITE  $K_B$  DU COMPARTIMENT SOUS-JACENT DETERMINE L'EXTENSION DES ZONES DE FAIBLE PERMEABILITE



La limitation des flux verticaux par un horizon relativement imperméable (semelle de labour, horizon B) détermine la formation d'une nappe perchée, dont l'écoulement latéral (variant selon la conductivité latérale et la pente hydraulique de la nappe) représente une part majeure du débit infiltré

La comparaison de deux mesures de  $R$  permet d'évaluer les parts respectives de l'écoulement hypodermique latéral et de la percolation profonde: pour les sols étudiés, sous une averse de 75 mm/h, l'écoulement hypodermique latéral représente 60 à 80% du débit infiltré



celle-ci est initialement peu dégradée. Mais la cinétique de dégradation demeure toutefois relativement rapide : on observe ainsi, dans le cas d'un blé d'hiver, que la surface est déjà très évoluée au terme d'une période de trois mois succédant au semis. Cependant ces processus ne sont pas irréversibles : l'activité biologique et/ou l'alternance humectation - dessiccation, en rompant la continuité des pellicules superficielles, élaborent des orifices ou des fentes de retrait qui constituent autant de zones de forte perméabilité. Ainsi au cours d'un itinéraire cultural, l'infiltrabilité d'un blé d'hiver n'est que de 2 ou 3 mm/h en période hivernale, alors qu'elle varie entre 20 et 50 mm/h en période estivale.

Le rôle de la dégradation structurale superficielle est prépondérant dans l'altération du comportement hydrique du sol, mais, on ne peut faire abstraction des propriétés hydrauliques des couches sous-jacentes, qui, d'une part, contrôlent le flux d'eau traversant les pellicules superficielles, et d'autre part, interviennent dans le processus de dégradation structurale lui-même. C'est au cours des périodes d'excès d'eau, telle la période hivernale, que l'altération du comportement hydrique du sol est la plus prononcée, car l'engorgement en sous-sol participe à la diminution de l'infiltrabilité de la surface, d'où la fréquence et l'intensité de ruissellement.

## II - ETUDE DE L'EXPORTATION DES MATERIAUX PAR LE RUISSellement

L'étude de l'exportation des matériaux au cours de pluies simulées répond au souci de caractériser la réaction du sol vis-à-vis de l'agressivité de la pluie dans différents types d'utilisation agricole. Elle a surtout porté, à notre connaissance, sur la description de la dynamique d'exportation. Celle-ci résulte du transport simultané ou non de particules provenant à la fois de l'effet du "splash", du stock de particules disponibles antérieures à la pluie, et de l'effet abrasif du ruissellement. Selon l'importance de ces composantes, l'exportation des matériaux est plus ou moins intense ou brutale. En phase de régime permanent de ruissellement, dans le cas de petites parcelles de mesure, on admet que l'intensité d'exportation dépend essentiellement de l'effet splash.

Sur les sols limoneux testés, nos mesures montrent que l'intensité du splash est d'autant plus faible que la surface est couverte ou battue. Mais pour un même effet splash, l'intensité de ruissellement est également déterminante. Ceci nous a conduit à rechercher quel est le mécanisme fondamental qui permet de relier ces différentes variables entre elles et, ce faisant, nous proposons une première modélisation de la dynamique de décharge des matériaux au cours d'une pluie.



## II.1. MECANISMES CONDITIONNANT LA DECHARGE DE MATERIAUX AU COURS D'UNE PLUIE.

Au cours d'une pluie, le flux de décharge de particules dépend d'un ensemble de phénomènes qui ont lieu à la surface du sol : la libération de particules sous l'effet du splash ou sous l'effet de l'humectation si ces particules sont préalablement libérées, et le transport de tout ou partie de ces particules par la lame d'eau de ruissellement.

La libération des particules dépend alors :

- . de l'énergie d'impact de la pluie ;
- . du couvert végétal qui intercepte l'énergie d'impact ;
- . de la sensibilité intrinsèque du matériau, mais également de l'état structural superficiel (rugosité de la surface, etc...).

Le transport des particules dépend lui-même de :

- . l'énergie cinétique du ruissellement, qui est fonction de l'intensité de ruissellement et de caractéristiques topographiques ;
- . la mobilité des particules qui dépend de la taille de celles-ci, du nombre et de la forme des obstacles que rencontrent les particules au cours de leur transport. Celui-ci est aisé si la surface n'est pas couverte ou si elle est lissée par la dégradation structurale superficielle. Pour tenir compte de ce phénomène, on introduit un coefficient de mobilité des particules, qui est d'autant plus fort que le transport est aisé.

Le phénomène de décharge des matériaux dépend ainsi d'un nombre élevé de facteurs, mais sa propriété fondamentale est qu'il existe une relation inverse entre la sensibilité au splash et la mobilité des particules, soit sous l'effet de la dégradation structurale superficielle, soit sous l'effet de l'augmentation de l'intensité de ruissellement. Lorsque les variations inverses de ces deux propriétés se compensent, on peut proposer une équation qui permet de définir le flux massique de décharge en fonction de l'intensité de ruissellement. Dans cette équation figurent des paramètres qui prennent en compte les valeurs des facteurs intensité de ruissellement, sensibilité au splash, énergie de la pluie, etc... Elle permet de vérifier que le flux de décharge est d'autant plus faible que la surface est plus battue et que le ruissellement est moins intense.

## II.2. SENSIBILITE A L'EROSION DE DIFFERENTES SITUATIONS CULTURALES.

Si le flux de décharge est faible dans le cas de surfaces battues, l'exportation totale de matériaux est cependant forte au cours d'une période pluvieuse car le ruissellement est précoce sur de telles surfaces et souvent intense. Ce sont donc en fait les surfaces battues qui présentent de forts risques érosifs.

Cette étude, dont les résultats peuvent être extrapolés à l'ensemble des terres limoneuses de la marge occidentale du Bassin Parisien, montre que le fonctionnement hydrique et l'érodibilité des sols sont dépendants du comportement hydrique et mécanique de leur surface.

Il s'avère que des risques érosifs existent dès que l'intensité des averses naturelles, aussi faibles soient-elles, sont importantes vis-à-vis de la capacité d'absorption d'une surface de sol déstructurée. Dans un tel contexte, certaines techniques usuelles représentent déjà en soi des solutions anti-érosives efficaces. Par exemple : le drainage, qui contribue à maintenir une stabilité structurale superficielle en asséchant le profil du sol ; le déchaumage, qui d'une part, "efface" la dégradation superficielle antérieure et, d'autre part, élabore une rugosité importante qui limitera les développements des pellicules de bat-tance au cours de la période de reconstitution des réserves.

### III - PERSPECTIVES D'ETUDE A ENVISAGER

Cette étude montre que le modèle prédictif de pertes en terre de WISCHMEIER et SMITH (1959), dont le succès est établi dans différentes régions du globe, voit ici ses limites d'application, dans la mesure où les phénomènes érosifs résultent aussi des changements d'états structuraux superficiels, phénomènes transitoires qui n'étaient pas directement pris en considération. Dans une optique prédictive de l'érosion, il faut ici envisager d'élaborer un modèle fondé à la fois sur les comportements hydrique et mécanique de l'ensemble du sol. Ce modèle doit tenir compte des modalités de réarrangement des particules à la surface du sol et conduire à définir, à chaque instant du processus de dégradation structurale superficielle, l'aire et la perméabilité des différentes zones d'une surface de sol. On pourra alors préciser le comportement hydrique du sol au cours d'une averse, en confrontant les propriétés hydrauliques de la surface du sol (acquises au cours de l'averse en fonction de l'évolution de sa configuration) aux propriétés hydrauliques du compartiment sous-jacent. Il devra également définir le comportement mécanique de la configuration superficielle, et notamment son impact sur la sensibilité au splash du matériau et sur la mobilité des particules émises.

On voit que le champ d'investigation est largement ouvert, car le réarrangement des particules à la surface du sol et les propriétés hydriques et mécaniques qu'il confère au matériau, sont dépendants des propriétés intrinsèques du matériau, ainsi que du contexte climatique et biologique dans lequel il se situe.

Le simulateur de pluie peut s'avérer fort utile dans cette étude, mais à condition que l'on sache valoriser les informations qu'il nous fournit. Il faut en effet tirer meilleur parti de l'information contenue dans l'hydrogramme de ruissellement et le turbidigramme. En prenant garde d'apporter des pluies de faible intensité (permettant d'apprécier les étapes évolutives de la surface du sol), une exploitation méthodique des régimes de ruissellement, visant à mieux comprendre la mobilité, la forme, l'extension et la hauteur de la lame d'eau ruisselante, nous renseignera sur les propriétés hydriques et mécaniques de la configuration superficielle, ainsi que sur sa dynamique d'évolution. Ce n'est qu'à partir du moment où on sera capable de reconnaître l'impact de l'évolution superficielle sur le régime de ruissellement, que le simulateur de pluie aura sa pleine efficacité ; celle d'accélérer l'acquisition des paramètres destinés à modéliser l'évolution des comportements hydriques et mécaniques de la surface du sol.

## ***BIBLIOGRAPHIE***

## BIBLIOGRAPHIE

- ASSELINE J. & VALENTIN C. (1977) - Construction et mise au point d'un infiltromètre à aspersion. *Rapport interne - ORSTOM, Adio-podoumé*, 34 p.
- AUDRY P., COMBEAU A., HUMBEL F.X., ROOSE E., VIZIER J.F. (1973) - Essai sur les études de dynamique actuelle des sols. *Bull. ORSTOM*, n° 2, 126 p. + Annexes.
- BILLOT J.F. (1982) - Les applications agronomiques de la pénétrométrie à l'étude de la structure des sols travaillés. *Sci. Sol* (3), pp. 187-203.
- BOIFFIN J. (1976) - Histoire hydrique et stabilité structurale de la terre. *Ann. Agron.*, vol. 27, n° 4, pp. 447-463.
- BOIFFIN J. (1984) - La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies. *Thèse, Paris, tome 1*, 316 p. II : 100 p.
- BOIFFIN J. & SEBILLOTTE M. (1976) - Climat, stabilité structurale et bat-tance, essai d'analyse d'un comportement du sol au champ. *Ann. Agro.* vol. 27, n° 3, pp. 295-327.
- BOLLINE A. (1979) - L'érosion en région limoneuse ; ses causes, ses consé-quences. *Colloque sur l'érosion agricole des sols en milieu tempéré non méditerranéen. Strasbourg*, p. 95.
- BOLLINE A. (1982) - Etude et prévision de l'érosion des sols limoneux cul-tivés en moyenne Belgique. *Thèse de Doctorat en Sciences Géog-raphiques. Université de Liège*, 355 p.
- BRETHES A. (1973) - Mode d'altération et différenciation pédogénétique sur leucogranites du Massif du Morvan. Comparaison avec le Massif Vosgien. *Thèse spéci. Univ. Nancy I.*
- BRYAN R.B. & DE PLOEY J. (1984) - Comparability erosion measurements simu-lators. *Supp. Catena*, n°4, p. 23.
- BUI HUU TRI, MONNIER G. (1973) - Etude quantitative de la granulation des sols sous prairie de graminée. II. Les paramètres de granula-tion en relation avec la constitution physique du sol et le système racinaire. *Ann. Agro.* vol. 24, n° 6, pp. 651-679.
- CASENAVE A. (1981) - Etude des crues décennales des petits bassins fores-tiers en Afrique tropicale. *Rapport final ORSTOM-CIEH, Abidjan*, 65 p.

- CHARTON P. (1975) - Contribution à l'étude de l'action érosive de l'eau sur le sol. *Mémoire D.E.A., I.N.A.*, 59 p.
- CHEVALLIER P. (1981) - Simulation de pluie sur deux bassins versants sahéliens. *Rapport interne ORSTOM Adiopodoumé*, 55 p.
- COLLINET J. & VALENTIN C. (1976) - Un schéma des interrelations hydrodynamiques dans les milieux naturels et cultivés : valorisation des données morphologiques. *Rapport interne, ORSTOM, Adiopodoumé*, 23 p.
- COLLINET J. & VALENTIN C. (1979) - Analyse des différents facteurs intervenant sur l'hydrodynamique superficielle. Nouvelles perspectives. Applications agronomiques. *Cah. ORSTOM, sér. Pédo.*, 17(4), pp. 283-328.
- COLLINET J. & LAFFORGE A. (1978) - Mesures de ruissellement et de l'érosion sous pluies simulées pour quelques types de sols de Haute Volta. *ORSTOM, Abidjan*, 129 p. + 123 p.
- CONCARET J. (1981) - Drainage agricole. *Théorie et pratique. Chambre Régionale d'Agriculture*. 509 p.
- CONCARET J., DE CRECY J. et PERREY C. (1984) - Fonctionnement hydraulique de parcelles drainées en liaison avec la dynamique structurale. Essai d'interprétation. *Agronomie* 4(8), pp. 749-761.
- CORDONNIER P. (1982) - Aspects économiques des céréales à paille en France. *Ministère de l'Agriculture - l'I.N.R.A. et les céréales à pailles*.
- COULON E. (1985) - Contribution à l'étude de l'état structural et du comportement hydrique de sols sableux en contexte légumier du Val de Loire. *Mémoire D.E.A., Univ. d'Orléans*, ?? p. + Annexes.
- DAGNELIE P. (1980) - Théorie et méthodes statistiques. Vol. 2, Ed. *les Presses agronomiques de Gembloux*, 378 p.
- DAJOZ R. (1971) - Précis d'écologie. Ed. *Dunod, Paris*, 2ème Ed., 434 p.
- DANGLER E.W., EL SWAIFY S.A., AHUJA L.R., BARNETT A.P. (1976) - Erodibility of selected Hawai soils by rainfall simulation. *Agr. res. servi.*, W-35, 113 p.
- DE LEENHER L. (1977) - Structure et fertilité de sols limoneux sur fermes mécanisées. *Fac. Sci. Agron. Univ. de Gand*, 817 p.
- DELPHIN J.E., COSNEA A.P. (1979) - Evolution de la matière organique du sol d'un essai rotation, irrigation, restitution des pailles, dans la plaine de la Hardht. I. Etat des réserves organiques. *Ann. Agron.*, vol. 30, n° 2, pp. 109-216.
- DE PLOEY J. (1979) - A consistency index and the predicting of surface crusting on Belgian loamy soils. *Colloque sur l'érosion agricole des sols en milieu tempéré non méditerranéen. Strasbourg* pp. 133-137.

- DESBORDES J.M., VALADAS B. (1979) - L'érosion agricole en milieu cristallin : processus, conséquences et dimension historique du phénomène. *Colloque sur l'Erosion agricole des sols en milieu tempéré non méditerranéen*, 251 p.
- DE SOUMAGNAT M. (1975) - L'intérêt économique de l'irrigation. *Bulletin climatologique mensuel du département du Loiret, n° spécial*, pp. 271-274.
- DUCHAUFOR P. & SOUCHIER B. (1977) - Pédologie. *Tome I. Ed. Masson*, 477 p.
- ELLISON W.D. (1947) - Soil erosion studies. *Agr. Eng.*, 28, I, pp. 145-146.
- FEODOROFF A. (1970) - Une méthode pour l'étude de l'infiltration au champ. *Sci. du Sol (1)*, pp. 19-31.
- FEODOROFF A. (1972) - Hydrologie du sol. *Document C.N.R.A. Versailles*, 169 p.
- GIFFORD G.F. (1976) - Applicability of some infiltration formulae to rangeland infiltrometer data. *Jour. of Hydrology*, 28, 1 + 6, pp. 1-11.
- GIGOU J. (1973) - Etude de la pluviosité en Côte d'Ivoire. Application à la riziculture pluvide. *L'Agronomie Tropicale*, vol. 28, n° 9, pp. 858-875.
- GREEN R.E., HANKS R.J., LARSON W.E. (1964) - Estimates of field infiltration by numerical solution of the moisture flow equation. *Soil Sci. Soc. Proc.*, pp. 15-19.
- GUERIF J., FAURE A. (1979) - Rôle de la matière organique sur le comportement des sols au compactage. I. Etude statistique. *Ann. Agro. (5) 30*, pp. 387-401.
- GUERIF J. (1979) - Rôle de la matière organique sur le comportement d'un sol au compactage. II. Matières organiques libres et liées. *Ann. Agro. 30(6)*, pp. 469-584.
- HALL M.J. (1970) - A critique of methods of simulation rainfall. *Water Res. Resea. 6, 4*, pp. 1104-1114.
- HANKS R.J., BOWER S.B. (1962) - Numerical solution of the moisture flow equation for infiltration into layered soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 26*, pp. 530-534.
- HENIN S. (1977) - Cours de physique du sol. Tome II. *ORSTOM. Initiations et documentations techniques n° 29. Ed. Editest*, 221 p.
- HENIN S., GRAS R., MONNIER G. (1969) - Le profil cultural. *Ed. Masson, Paris*.
- HENIN S. & GOBILLOT Th. (1950) - L'érosion par l'eau en France Métropolitaine. *C.R. Acad. Sc.*, 230, pp. 128-130.
- HILLEL D. (1974) - L'eau et le sol. Principes et processus physiques. *Ed. Vander, Paris*. 288 p.

- HILLEL D. & W.R. GARDNER (1969) - Steady infiltration into crustopped profiles. *Soil Sci. vol. 108, n° 2, pp. 137-142.*
- HOOGMOED W.B., BOUMA J. (1980) - A simulation model for predicting infiltration into cracked clay soil. *Soil Sci. Soc. Amer. J., 44(3), pp. 458-461.*
- HOREMANS E. (1980) - Etude fréquentielle du risque de sécheresse appliquée au maïs dans la région centre. *Rapport interne, Chambre Départementale d'Agriculture du Loiret. 36 p.*
- HOREMANS E. (1983) - Etude climatologique fréquentielle appliquée au drainage dans la région centre. *Rapport interne. Service d'Etudes de la Chambre Départementale d'Agriculture du Loiret. 37 p. + annexes.*
- HORTON R.E. (1940) - An approach toward a physical interpolation of infiltration capacity. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 5, pp. 399-417.*
- HUBERT J. (1983) - Climatologie du Loiret. Météorologie Nationale. *Rapport interne. Station météorologique d'Orléans-Bricy. 59 p.*
- HUDSON N.W. (1973) - Soil conservation. *BATSFORD, London, 320 p.*
- Mc INTYRE D.S. (1958) - Soil splash and the formation of soil crustes by raindrop impact. *Soil Science, 85, pp. 261-266.*
- ISAMBERT M. (1984) - Carte Pédologique de France au 1/100.000. Feuille de châteaudun. Notice explicative. *S.E.S.C.P.F. - I.N.R.A.*
- JAMAGNE M. (1973) - Contribution à l'étude pédogénétique des formations loessiques du Nord de la France. *Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Gembloux, 440 p.*
- JUSTE C., MENET M., WILBERT J. (1979) - Expérimentation contre l'érosion éolienne en forêt des landes. *Colloque sur l'érosion agricole des sols en milieu tempéré non méditerranéen. 251 p.*
- KAPFER A. (1983) - Contribution à l'étude de l'influence des techniques culturales sur le ruissellement et l'érosion dans le Faux-Perche au moyen de la simulation de pluie. *Mémoire D.E.A., Univ. Paris-Sud, 68 p.*
- KING C. (1979) - Contribution à l'utilisation des microsondes dans l'étude des sols. *Thèse spécialité, I.N.A. Paris, Grignon.*
- LAFFORGUE A. (1977) - Inventaire et examen des processus élémentaires de ruissellement et d'infiltration sur parcelles. Application à une exploitation méthodique des données obtenues sous pluies simulées. *Cah. ORSTOM, série hydro., 14(41), pp. 299-344.*
- LAFFORGUE A., NAAH E. (1976) - Exemple d'analyse expérimental des facteurs de ruissellement sous pluies simulées. *Cah. ORSTOM, Hydro., 13(3).*

- LALUQUE G. (1978) - Exploitation agrométéorologique des données climatiques de la station de Bricy-Orléans. *Mémoire de fin d'étude. Univ. d'Angers*, 95 p.
- LEGROS J.P. (1973) - Eléments de statistique appliqués à la Science du sol. *S.E.S. n° 214*, 98 p. *I.N.R.A. Montpellier*.
- LESSARD L. (1981) - Caractérisation hydrodynamique in situ d'un sol non saturé et évolution structurale. *Sci. du sol (1)*, pp. 57-73.
- LOBERT A., DAUTY J. (1969) - Détermination des lois de probabilité des intensités et des durées des épisodes pluvieux, des sécheresses et des gelées. *B.T.I. 238*, pp. 286-289.
- MANICHON H. (1982) - L'action des outils sur le sol : appréciation de leurs effets par la méthode du profil cultural. *Sci. du sol (3)*, pp. 203-221.
- MARTY J.R., FIORAMONTI S. (1970) - Comparaison de diverses rotations sur sol limoneux mal structuré, effet améliorant des cultures fourragères. *Ann. Agro.*, 21(3), pp. 269-286.
- MAZURACK A.P., MOSHER P.N. (1970) - Detachment of soil aggregates by simulated rainfall. *S.S.S. Am. Proc.*, pp. 798-800.
- MAZURACK A.P., CHESNIN L., TIARKS A.E. (1975) - Detachment of soil aggregates by simulated rainfall from heavily manured soils in Eastern Nebraska. *S.S.S. Am. Proc.* 39, pp. 732-736.
- MEKIKDJAN C., VIALLE P., TARTES R., MANUELLAN G., HEDON E. (1971) - Etude des épisodes pluvieux. *Rapport interne. Service de l'hydraulique. Ministère de l'Agriculture*, 26 p.
- MERIAUX S. (1973) - Sur le processus de fonctionnement des drains en sol lessivé hydromorphe. *Ann. Agro.*, 24(6), pp. 639-651.
- MOREL-SEYTOUX H.J. (1975) - Pour une théorie modifiée de l'infiltration. 5ème partie : le cas de la pluie. *Cah. ORSTOM. Sér. Hydrol.* 12(4), pp. 227-233.
- MEYER D. (1958) - An investigation of methods for simulating rainfall on standard Runoff plots and a study of the drop size, velocity and kinetic energy of selected spray nozzles. *Agri. Res. Serv.* 43 p., *special report n° 81*.
- MILLER E.E., GARDNER W.H. (1962) - Water infiltration into stratified soil. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* (26), pp. 115-118.
- MUTCHLER C.K., YOUNGS R.A. (1975) - Soil detachment log raindrops. In *Present et prospective technologie for predicting sediment yield and source*, *A.R.S.*, 40, pp. 113-117.
- PALMER R.S. (1963) - The influence of thin water layer on waterdrop impact forces. *Inter. Assoc. Scientific Hydrology*, 65, pp. 141-148.
- PALMER R.S. (1965) - Water impact forces. *Trans. A.S.A.E.*, 44, pp. 69-70 et 72.



- PIHAN J. (1978) - Annuaire des valeurs mensuelles de l'indice d'érosivité R de Wischmeier, relatives aux stations officielles de la Météorologie nationale. 36 p., 24 cartes.
- PIHAN J. (1979) - Risques climatiques d'érosion hydrique des sols en France. *Colloque sur l'érosion agricole des sols en milieu tempéré non méditerranéen*. 13 p.
- POIREE M., OLLIER CH. (1973) - Assainissement agricole. Drainage par tuyaux ou fossés. Aménagement des cours d'eau et émissaires. Ed. Eyrolles, Paris, 507 p.
- POUQUET J. (1967) - L'érosion des sols. *Collection Que sais-je ?* Ed. P.U.F., Paris, 126 p.
- RAHELIARISOA M.A. (1984) - Effets des techniques culturales sur le ruissellement, les transports solides et l'évolution de la structure de surface du sol. *Rapport interne, Univ. d'Orléans, Laboratoire d'Hydropédologie*, 138 p.
- REBOUL C. (1982) - Les jours disponibles pour les façons culturales. Données de base pour le choix des équipements. *Sci. du Sol*(3), pp. 221-225.
- REIMINIERAS G. (1965) - L'hydrologie de l'ingénieur. Ed. Eyrolles. 456 p.
- RICHARD M., MOLLARD D. (1982) - La fatigue des terres à betteraves. *La fatigue des sols. 23ème Colloque de la Soc. Franç. de Phytopath.*, pp. 23-29.
- ROCHE M. (1963) - Hydrologie de surface. Ed. Gauthier-Villards, 451 p.
- ROOSE E. (1975) - Erosion et ruissellement en Afrique de l'Ouest. Vingt années de mesures en petites parcelles expérimentales. *Rapport interne. ORSTOM*, 72 p.
- ROOSE E. (1980) - Dynamique actuelle de sols ferrallitiques et ferrugineux d'Afrique occidentale. *Thèse Doctorat d'Etat. Univ. d'Orléans*. 583 p.
- ROOSE E. & ASSELINE J. (1978) - Mesure des phénomènes d'érosion sous pluies simulées aux cases d'Adiopodoumé. *Cah. ORSTOM, ser. Péd. vol. XVI, n° 1*, pp. 43-72.
- SCHWING J.F. (1979) - Evaluation du poids économique de l'érosion dans le vignoble alsacien. *Colloque sur l'érosion agricole des sols en milieu tempéré non méditerranéen*, 251 p.
- SMILES D.E. (1974) - Infiltration into a swelling material. *Soil Sci.*, 117(3), pp. 140-147.
- SNEDELOR G.W., COCHRAN W.G. (1971) - Méthodes statistiques. *Association de Coordination Technique Agricole, Paris*, 649 p.
- THORNES J.B., GILMAN A. (1983) - Potential and actual erosion around archeological sites in south east Spain. *In supp. Catena n° 4. Rainfall simulation runoff and soil erosion*, pp. 91-114.

- TROUCHE G. (1981) - Aspects agronomiques et hydrodynamiques du drainage des sols à profil différencié du Val de Saône. *Thèse Doc. Ing. Dijon*, 201 p.
- VALENTIN C. (1978) - Problèmes méthodologiques de la simulation de pluie. *Rapport interne, ORSTOM*, 11 p.
- VALENTIN C. (1981) - Organisation pelliculaires superficielles de quelques sols de région subdésertique. Dynamique de formation et conséquences sur l'économie de l'eau. *Thèse, Paris* 213 p.
- VAN ASCH Th. (1980) - Water erosion and landsliding in a Mediterranean landscape. *Utrechtse geografische studies*, n° 20, 240 p.
- VAUCLIN M. (1982) - Méthodes d'étude de la variabilité spatiale des propriétés d'un sol. *Variabilité spatiale des processus de transfert dans les sols ; les colloques de l'I.N.R.A.*, 15 : 9, 43.
- WISCHMEIER W.H. (1959) - A rainfall erosion index for a universal soil-loss equation. *S.S.S. Am. Proc.*, 23, pp. 246-249.
- WISCHMEIER W.H. & SMITH D.D. (1978) - Predicting rainfall erosion losses. *A guide to conservation planning. U.S. Department of Agriculture, Agriculture Handbook*, n° 537, 58 p.
- WOLFS J.L. (1981) - Contribution à l'étude de l'érosion par simulation de pluie. *Mémoire, Univ. de Louvain*, 86 p.

# ***ANNEXES***

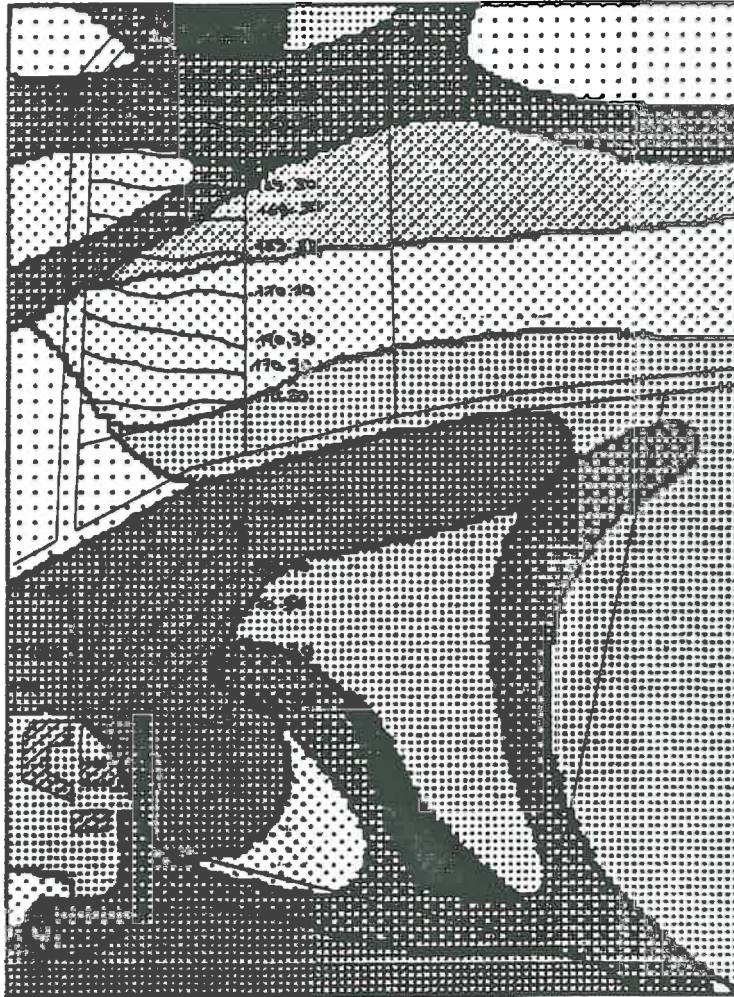
ANNEXES	<i>Pages</i>
ANNEXE 1. Cartographie du site de mesure.	177
ANNEXE 2. Caractéristiques physicochimiques des sols.	181
ANNEXE 3. Porosité et configuration des pores sur un faciès lessivé glossique cultivé.	187
ANNEXE 4. Dispositif de simulation de pluie.	191
ANNEXE 5. Etalonnage du dispositif de mesure de débit.	197
ANNEXE 6. Hydrogrammes de ruissellement.	201
ANNEXE 7. Relevés aspérimétriques.	211
ANNEXE 8. Dispositif de lecture tensiométrique.	215
ANNEXE 9. Fonds topographiques.	219
ANNEXE 10. Caractérisation des semelles de labour.	223



# ***Annexe 1.***

## ***CARTOGRAPHIE DU SITE DE MESURE***

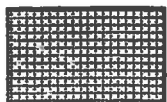
CARTOGRAPHIE DU SITE DE MESURE  
CARTE DES SOLS DE LA SALMONDIERE 41-LE POISLAY



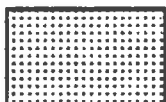
échelle 1/5000

legende

- Figure 1: sol lessivé dégradé glossique/limon > 120cm/argile à silex
- Figure 2: sol lessivé dégradé glossique/limon < 120cm/argile à silex
- Figure 3: sol lessivé dégradé planosolique-départ/limon < 120cm/argile à silex
- Figure 4: sol lessivé dégradé planosolique-accumulation/limon < 120cm/arg. à silex
- Figure 5: sol planosolique-départ/argile à silex
- Figure 6: sol jeune colluvial à pseudogley d'ensemble sans grison
- Figure 7: sol jeune colluvial à pseudogley d'ensemble avec grison



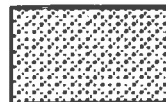
1



2



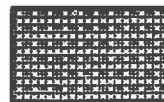
3



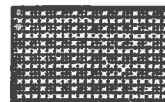
4



5



6



7

Un exemple de description du sol lessivé glossique hydromorphe est donné ci-dessous :

Horizon Ap : (0-25 cm)

limon brun foncé - rarement caillouteux (petits silex brisés et émoussés) - peu organique en général - battance et tassement très fréquents.  
Limite inférieure nette et régulière.

Horizon A<sub>2g</sub> : (25-45 cm)

limon brun jaune pâle à gris clair, peu à très peu organique - généralement sans silex - concrétions et tâches rouille fréquentes - Structure continue ou lamellaire (tassements) - parfois caillouteux (petits silex).  
Limite distincte et ondulée.

Horizon (A α B)<sub>gcn</sub> : (45-55 cm)

limon argileux brun rouille et limon fin gris clair en proportions variables - concrétions et tâches rouille fréquentes - généralement non caillouteux. Structure continue dans le limon gris, passant à une structure polyédrique fine à faces noires dans les zones brunes.  
Limite distincte et ondulée.

Horizon B<sub>tdg</sub> : (55-70 cm)

limon argileux à argile limoneuse brun jaune clair, avec des langues verticales grises de limon fin - généralement sans silex.  
Limite distincte et ondulée.

Horizon B<sub>3gx</sub> : (70-110 cm)

argile limoneuse jaune rougeâtre à jaune brunâtre souvent compacte, à structure horizontale feuilletée ("Fragipan"), créant un niveau imperméable pour l'eau ; présence fréquente d'argile grise et bleue en revêtement sur les faces structurales, créant un colmatage de fentes.  
Limite distincte et ondulée.

Horizon d'argile à silex : (en dessous de 110 cm)

argile à silex variable du point de vue de la granulométrie (argile limoneuse à argile très lourde) et de la couleur (brun jaunâtre à rouge), contenant des quantités variables de gros silex peu brisés, très altérés (épais cortex blancs).

---

## ***Annexe 2.***

***CARACTERISTIQUES PHYSICOCHEMIQUES DES SOLS***









## ***Annexe 3.***

***POROSITE ET CONFIGURATION DES PORES  
SUR UN FACIES LESSIVE GLOSSIQUE CULTIVE***

L'observation de lames minces à un grossissement de 13 nous permet d'observer des pores d'un diamètre au moins égal à 0.008 mm.

L'observation sans quantification est très subjective mais nous permet cependant de caractériser des assemblages de pores et ceci du haut vers le bas du profil. Il faut de même garder à l'esprit l'extrême variabilité des configurations porales induite par, d'une part la technique de préparation des lames, d'autre part une répartition dimensionnelle des fragments très variables au sein d'une même lame.



Fig. 1 - La surface du sol  
position de prélèvement : plaque de battance,  
de 0 à 5 mm.

La situation analysée correspond à une micro-dépression, siège d'une accumulation de particules provenant de massifs d'agrégats avoisinants. Les particules déposées forment un litage dont les différentes strates ont des compositions granulométriques différentes et dont la succession est conforme dans ses grandes lignes à celle de dépôts sédimentaires. La porosité qu'il nous est possible de décrire comporte un petit nombre de vésicules de petite taille. A cette porosité vésiculaire s'ajoute une microporosité subhorizontale, communiquant peu avec la surface, traduisant le litage des sédiments. Cette zone superficielle doit présenter une perméabilité faible à nulle.



Fig. 2 - surface du sol  
Position de prélèvement : à 0,5 cm de la  
surface. A la base du microhorizon précédant,  
on trouve au sein d'une phase fondue, une  
porosité de type essentiellement vésiculaire.  
Cette configuration porale particulière se-  
rait liée à l'emprisonnement de gaz dont le  
dégagement serait bloqué par la couche su-  
périeure de faible diffusité.



Fig. 3 - La masse de l'Ap  
Position de prélèvement : 15 cm

On distingue une porosité de type canaliculaire, n'aboutissant pas à la surface du sol. Les canalicules délimitent des masses d'agrégats subsphériques de taille comprise entre 0,5 et 1,5 cm. A cette structure poreuse s'ajoute une forte porosité vésiculaire, essentiellement localisée au centre des agrégats. Une forte microporosité caractérise ce matériau. On est ici en présence d'un horizon à priori très filtrant.

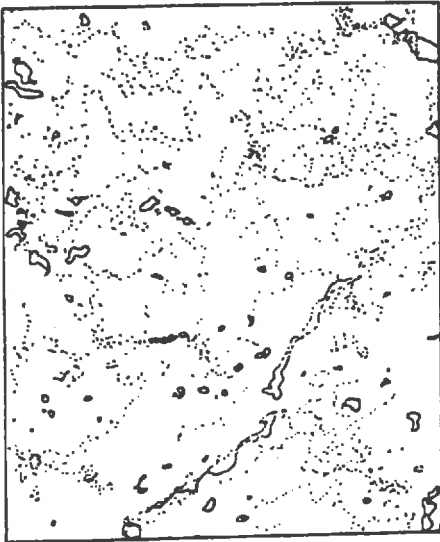


Fig. 4 - La base de l'Ap  
Position de prélèvement : 30 cm

Sur ce dessin on distingue la disparition de la porosité de type canaliculaire précédemment décrite. Certains canalicules semblent néanmoins encore apparaître : leur contour n'est pas précis, leur diamètre est faible, ils sont discontinus. Une porosité de type vésiculaire peut être mise en évidence, répartie de manière homogène au sein du matériau. On distingue également une microporosité assez forte. Ce matériau doit avoir une perméabilité faible à moyenne.



Fig. 5 - Horizon Btdg  
Position de prélèvement : 70 cm

On distingue des canalicules de faible diamètre, au contour anguleux qui traduisent une agrégation de type polyédrique et pluricentimétrique. Quelques rares vésicules sont réparties dans une matrice de forte microporosité. La perméabilité peut être qualifiée de faible à moyenne.

## ***Annexe 4.***

***DISPOSITIF DE SIMULATION DE PLUIE***

Le dispositif de simulation de pluie comporte différents éléments :  
Figure 1.

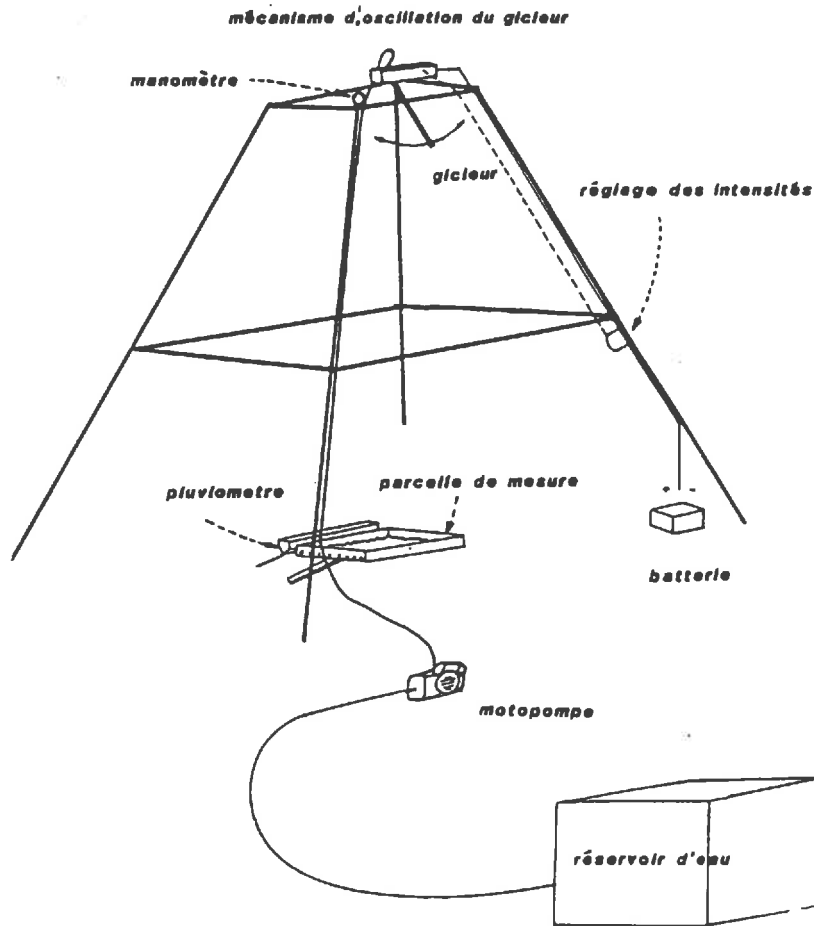


Fig. 1. Vue d'ensemble du dispositif.

- Une structure métallique à quatre pieds permettant une bonne stabilité d'ensemble et supportant un gicleur (modèle TEEJET SS 6560) qui fournit les gouttes sous une pression de 0,4 bars ajustable au moyen d'un manomètre. Le gicleur se trouve à 3,70 m au-dessus du sol.

- Un moteur alimenté par une batterie de 12 V, produit un mouvement alternatif par l'intermédiaire d'un système d'engrenage, à un bras supportant le gicleur. Plus l'angle de balancement de ce bras est important, moins la quantité d'eau reçue par le sol est forte et l'intensité de la pluie est faible. Inversement, si l'angle de balancement est faible, l'intensité de la pluie est forte.



- Un groupe électrogène de 2500 W alimente une pompe à eau qui permet de fournir une pression suffisante en haut du bâti métallique.

- Une case métallique Fig. 2, fichée dans le sol, de profondeur variant entre 10 et 30 cm et limitant une parcelle de mesure à 1 m<sup>2</sup>. Elle présente à l'aval une ligne de trous qu'on amène à la surface du sol afin de permettre le libre écoulement des lames ruisselées. Elles sont recueillies dans une goutte qui, par l'intermédiaire d'un tube, les amène au dispositif de mesure de débit

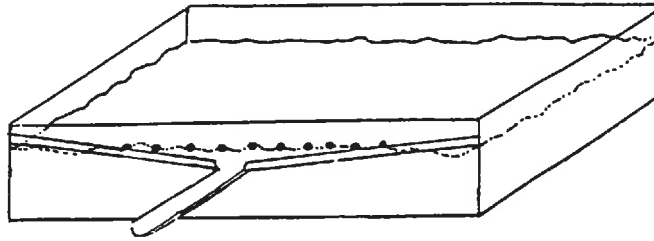


Fig. 2 - Une parcelle de mesure

- Deux pluviomètres linéaires latéraux qui permettent de suivre et de corriger les variations d'intensité de pluie.

- Un parachute permet de protéger la pluie des coups de vent.

Les figures qui suivent comparent deux simulateurs de pluie : un simulateur arrosant de grandes superficies : "SIMULATEUR", un simulateur de petite dimension : "INFILTROMETRE". C'est ce deuxième type d'appareil que nous avons utilisé.

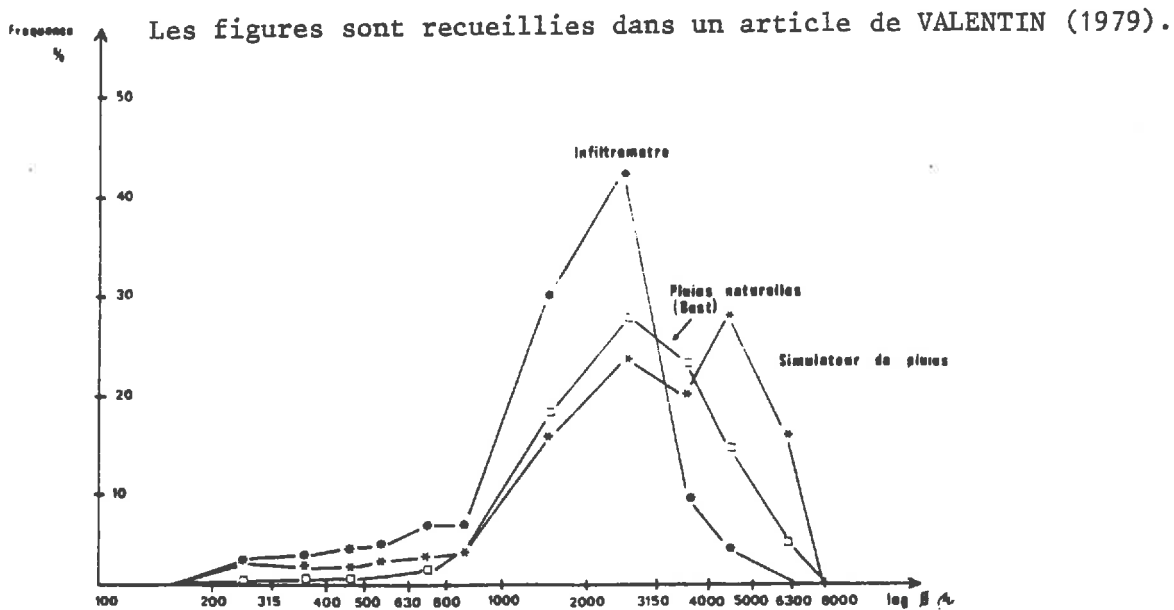


Fig. 3 - Taille des gouttes (intensité de 60 mm/h)

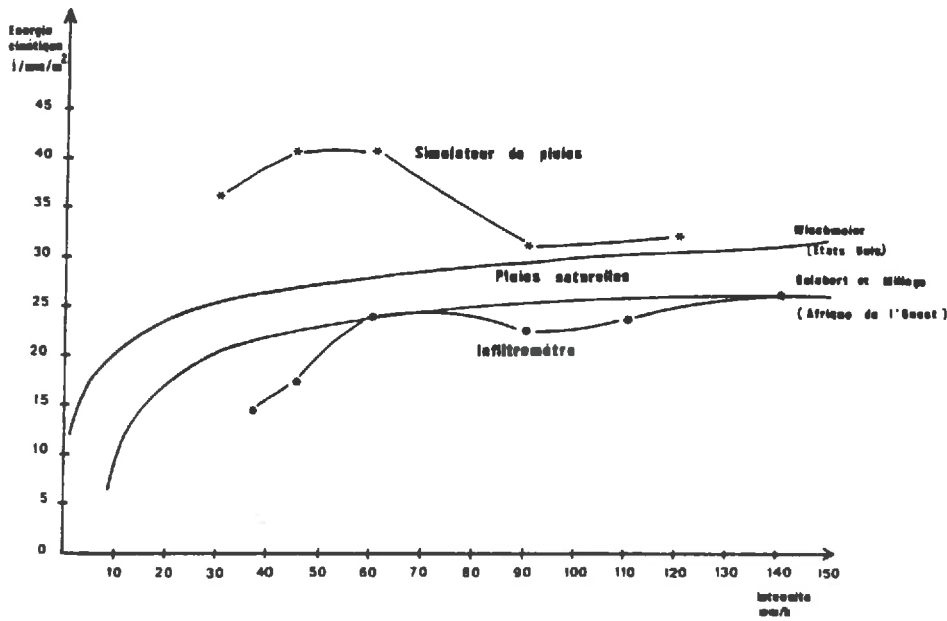


Fig. 4 - Energie cinétique

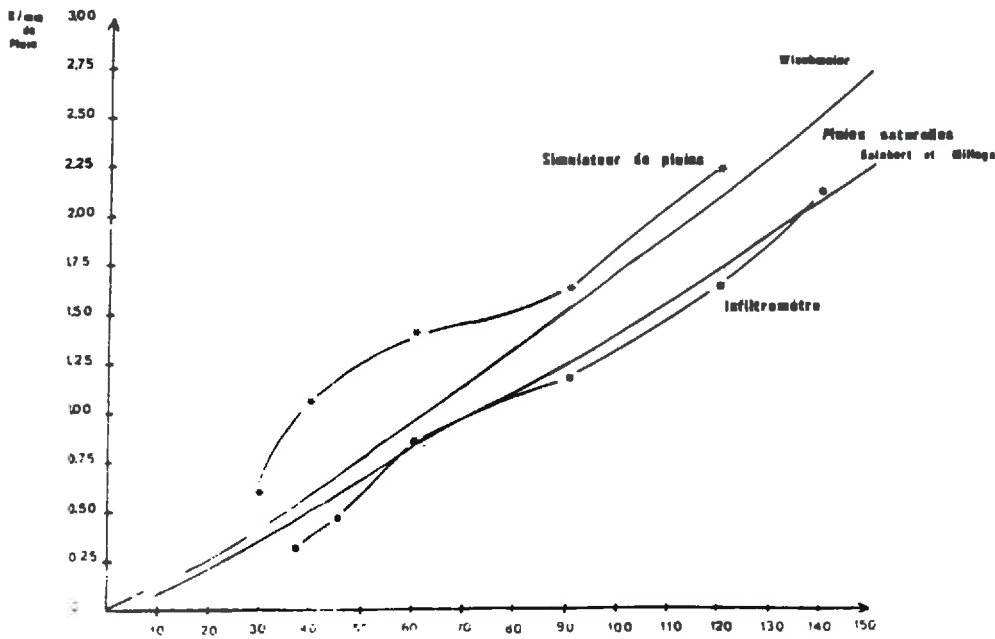


Fig. 5 - Indice d'agressivité climatique : EI (30)

On a construit un limnigraphe afin d'enregistrer les débits des eaux de ruissellement et de l'eau recueillie par les pluviomètres linéaires. Dans le cas d'un réservoir, le débit  $Q$  écoulé à travers un orifice de surface  $S$ , pratiqué dans la paroi, se calcule à l'aide de la formule suivante :

où  $Q$  : débit ( $m^3/sec$ )  $Q = \mu S \sqrt{2 gh}$

$S$  : surface ( $m^2$ )

$g$  :  $9.8 m/sec^2$

$h$  : charge sur le centre de l'orifice (m)

$\mu$  : constante de débit, elle est généralement évaluée à 0.6

L'appareil comporte deux réservoirs séparés :

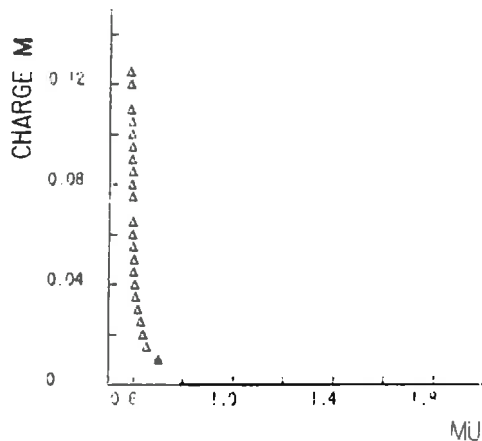
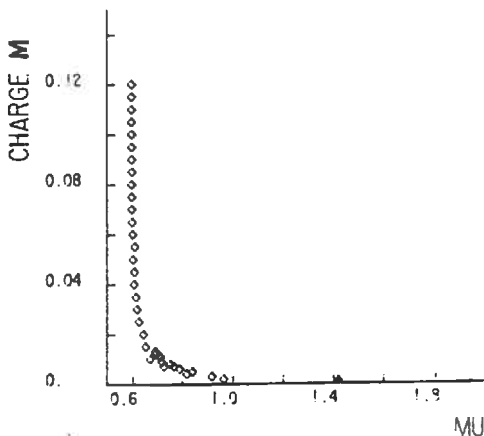
- Un réservoir où l'orifice a un diamètre de 5.4 mm : on y mesure les débits des eaux de ruissellement.

- Un réservoir où l'orifice a un diamètre de 2.8 mm : on y mesure les débits des pluviomètres.

L'étalonnage de l'appareil montre que la constante de débit  $\mu$  varie selon la charge : elle augmente lorsque  $h$  diminue. Cette augmentation traduit des variations dans la vitesse et la contraction des filets d'eau sortant de l'orifice.

$\phi = 5,4 \text{ mm}$

$\phi = 2,80$



La variation de  $\mu$  en fonction de  $h$  peut ainsi s'écrire :

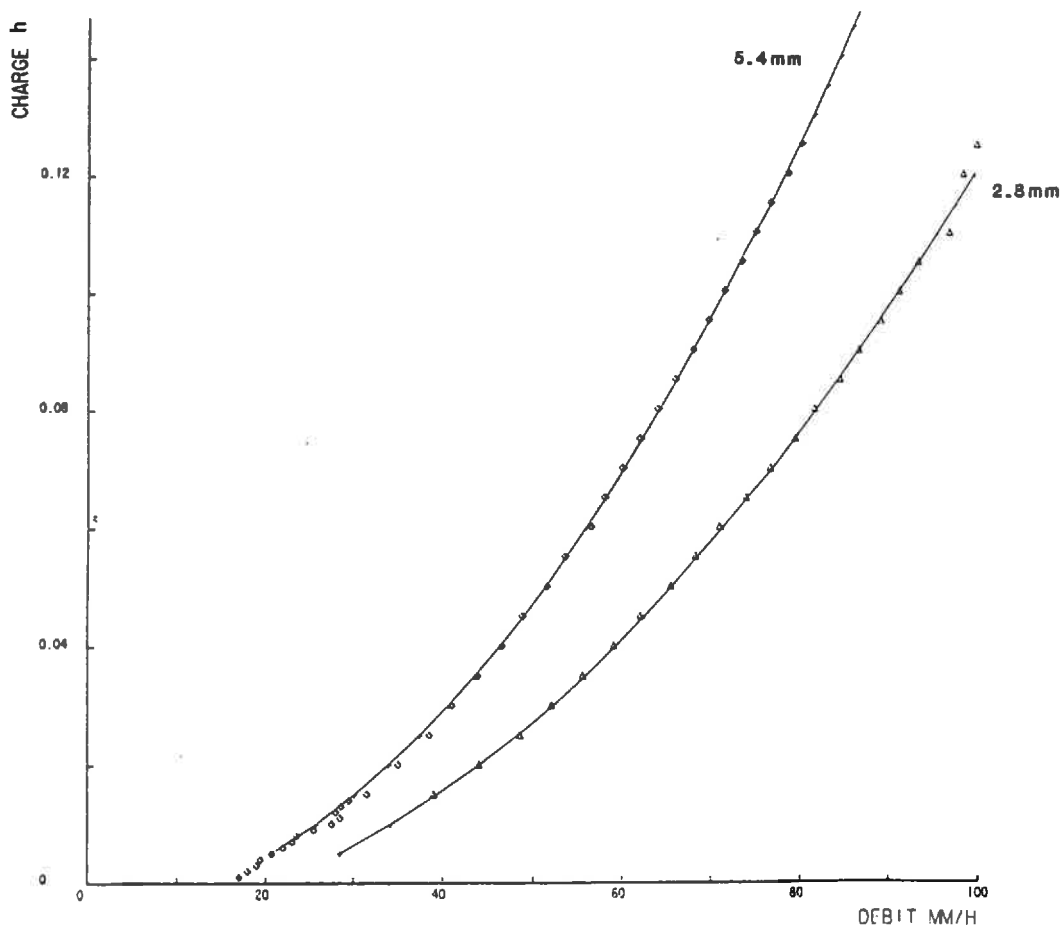
Dans le cas de l'orifice de 5.4 mm :  $\mu = 9.03 \cdot 10^{-4} \left(\frac{1}{h}\right) + 0.6 \quad r = 0.98$

Dans le cas de l'orifice de 2.8 mm :  $\mu = 1.218 \cdot 10^{-3} \left(\frac{1}{h}\right) + 0.57 \quad r = 0.99$

Le débit de ruissellement  $R$  est égal à  $Q$  (5.4) débit enregistré par l'orifice de 5.4 mm).

L'intensité de la pluie est égale à  $I = 5 \times Q$  (2.8) (la surface des pluviomètres est le 1/5ème de la surface de la parcelle de mesure).

L'échelle de lecture est construite à partir des courbes suivantes :



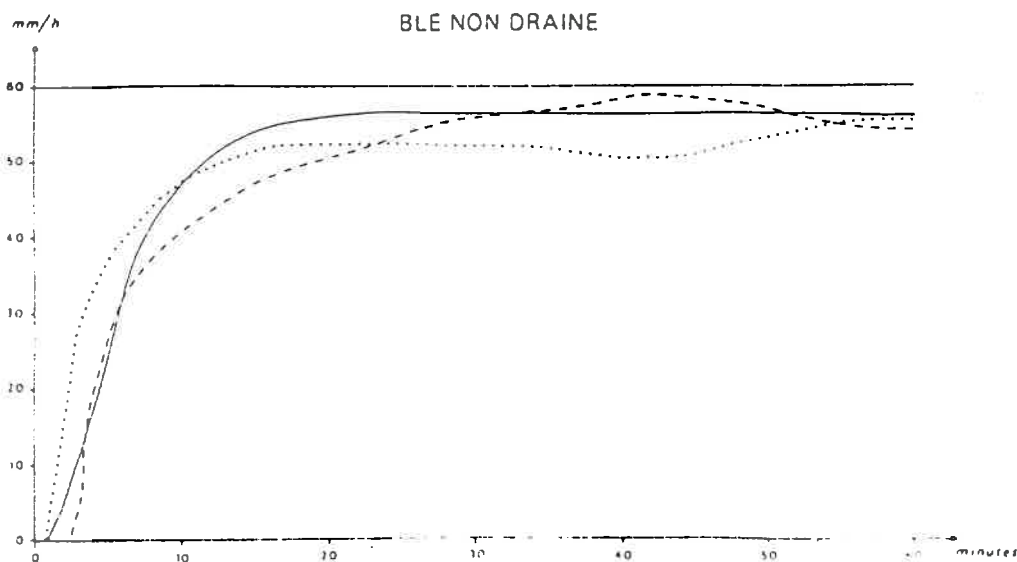
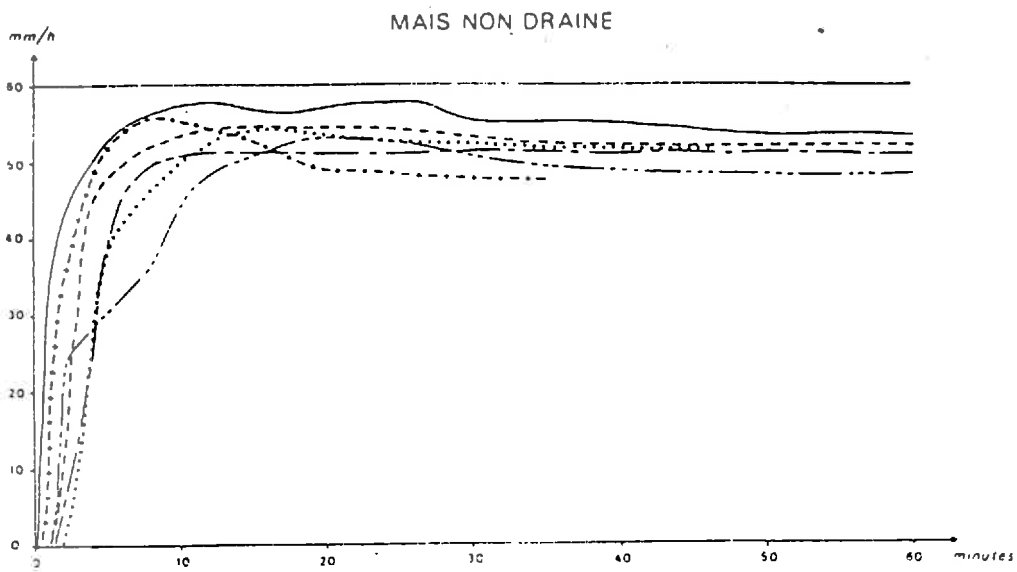
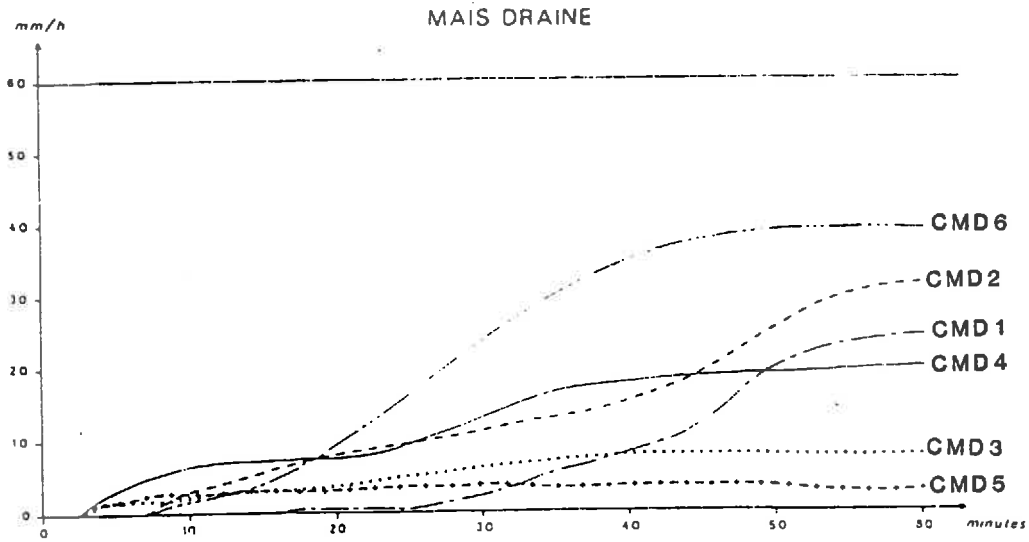
En deçà de 20 mm/h, l'appareil ne peut mesurer correctement les débits, et on mesurera en conséquence les faibles intensités de ruissellement (en début de ruissellement notamment) avec des éprouvettes.

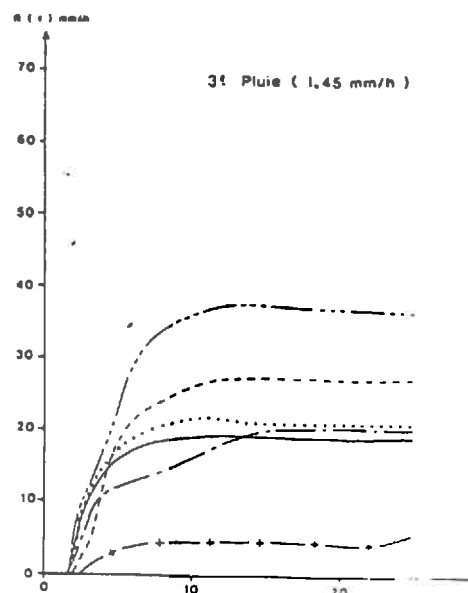
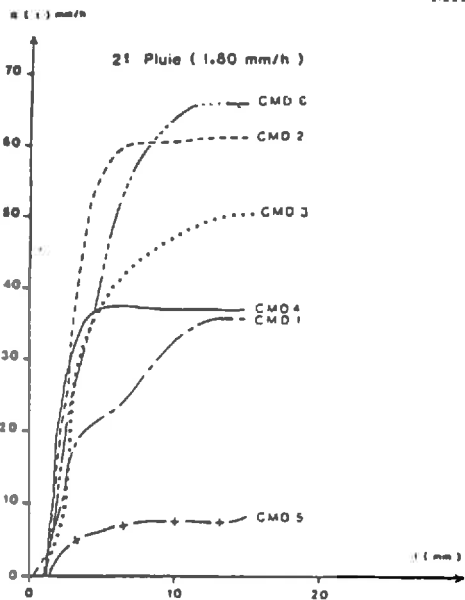
Bibliographie sélective : TROSKOLANSKI A.T. (1962) théorie et pratique des mesures hydrauliques DUNOD Paris pp. 418-422

## ***Annexe 6.***

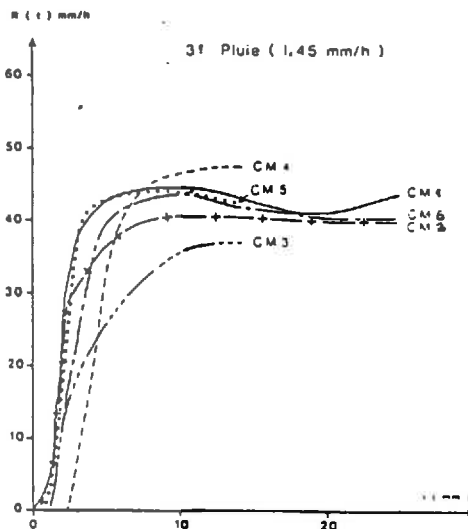
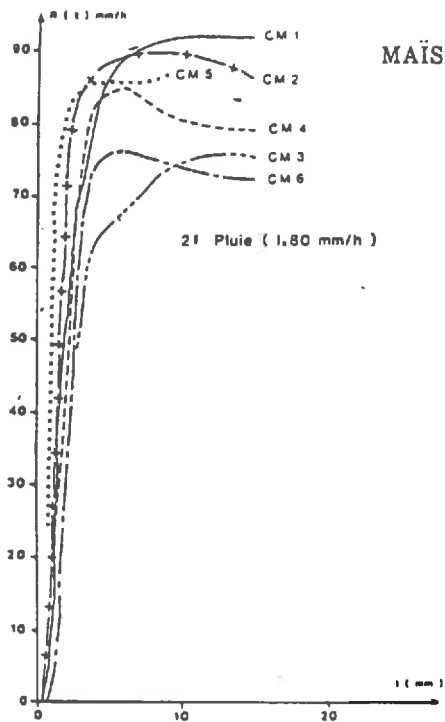
### ***HYDROGRAMMES DE RUISSELLEMENT***

1° PLUIE: I = 60 mm/h

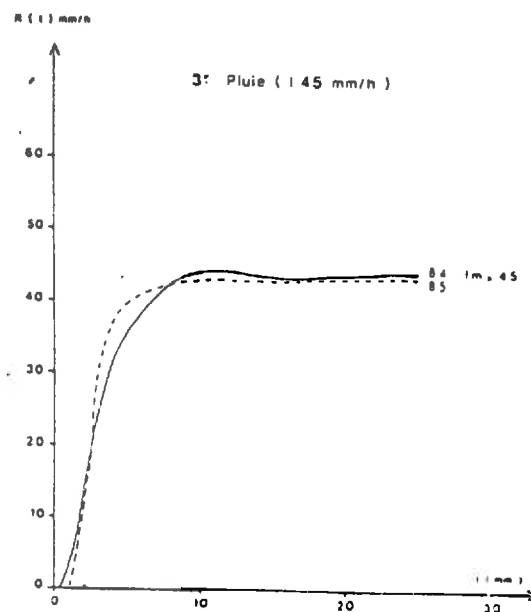
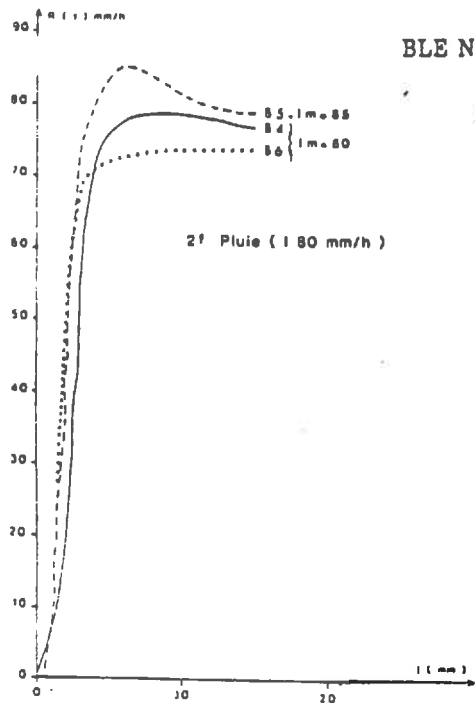




MAÏS NON DRAINE



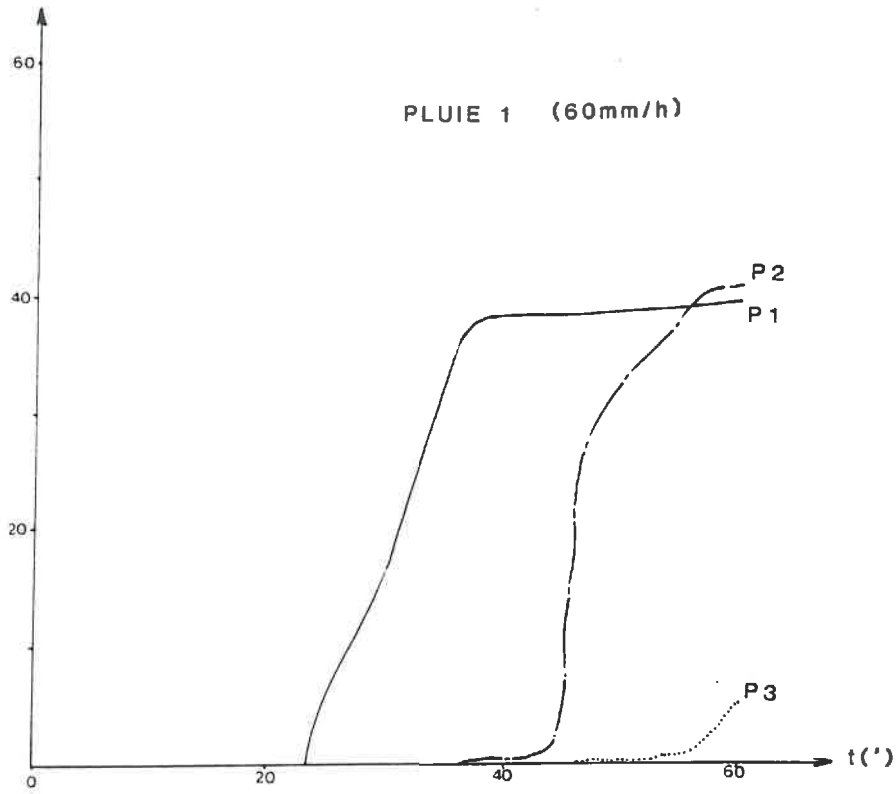
BLE NON DRAINE



# PRAIRIE

R(t) mm/h

PLUIE 1 (60mm/h)

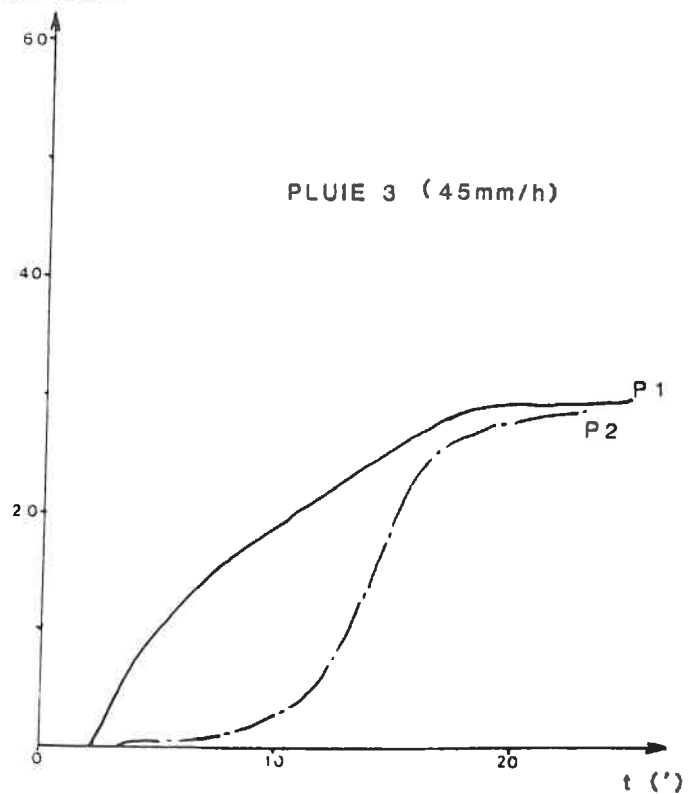
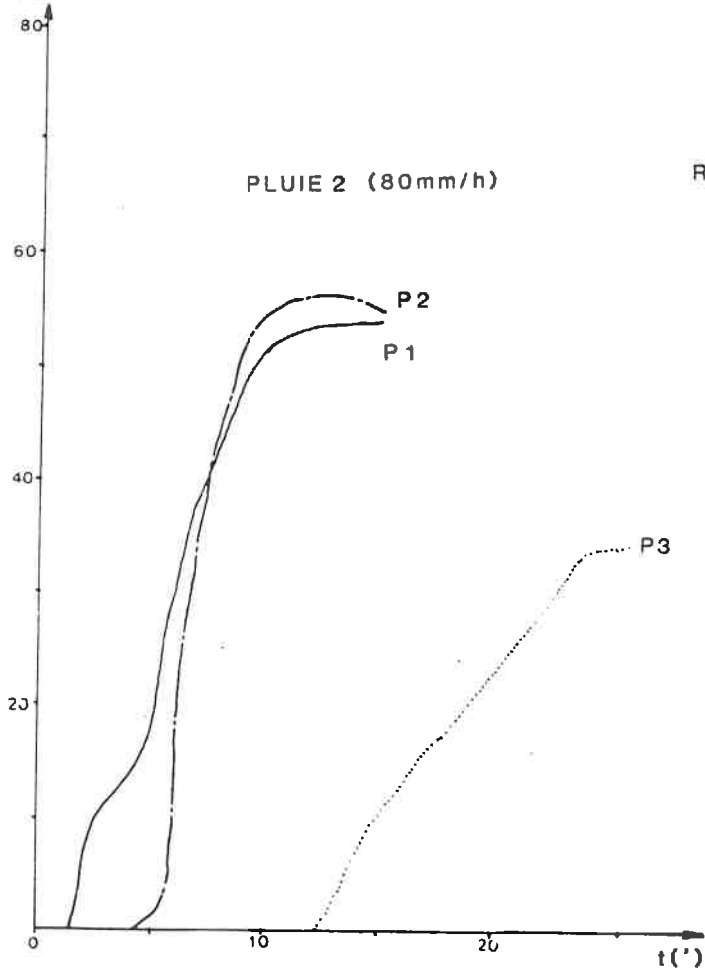


R(t) mm/h

PLUIE 2 (80mm/h)

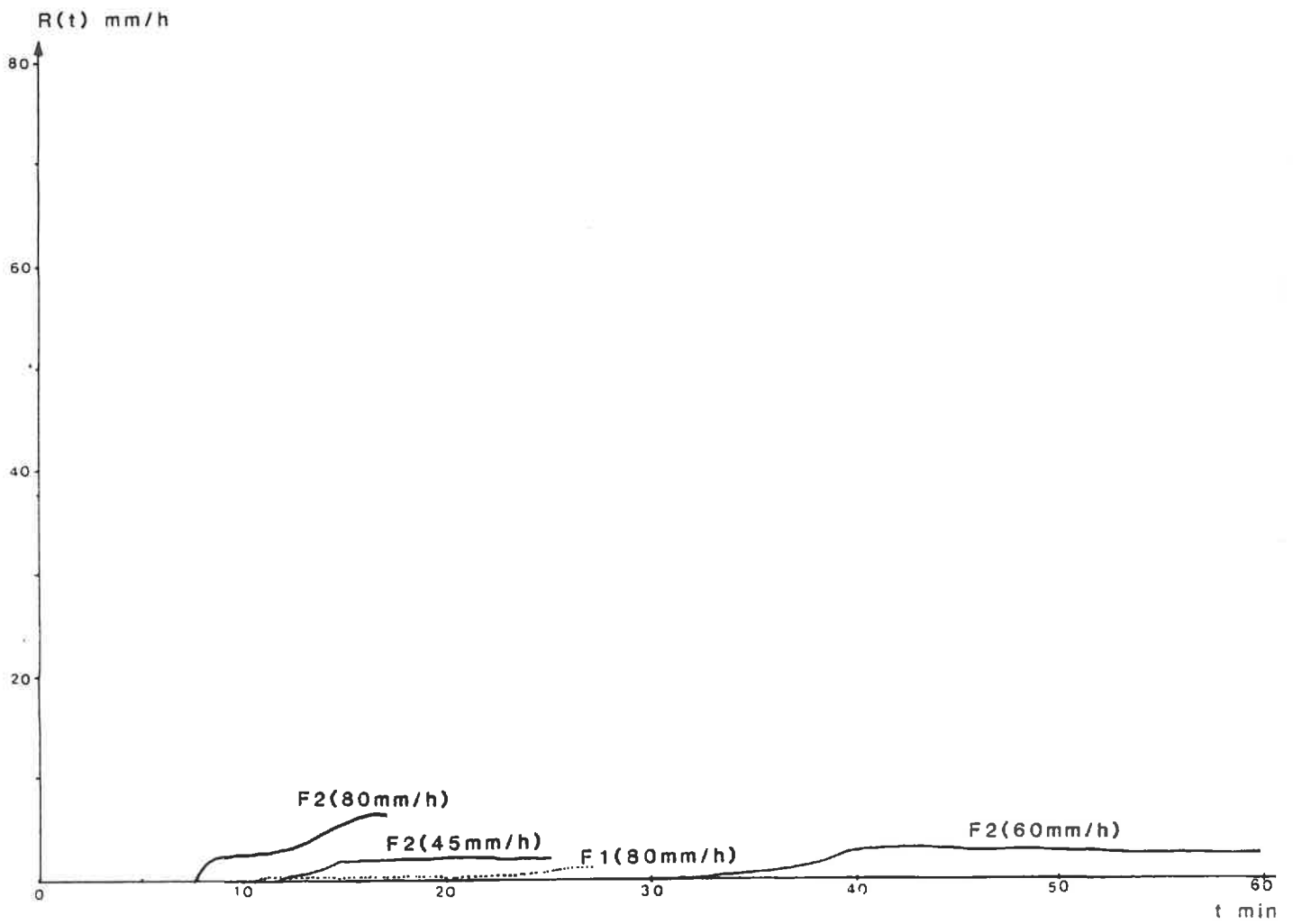
R(t) mm/h

PLUIE 3 (45mm/h)

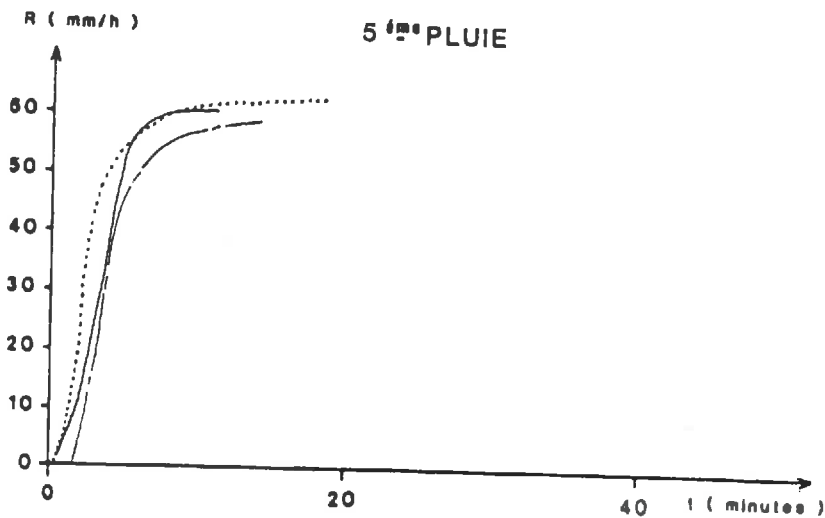
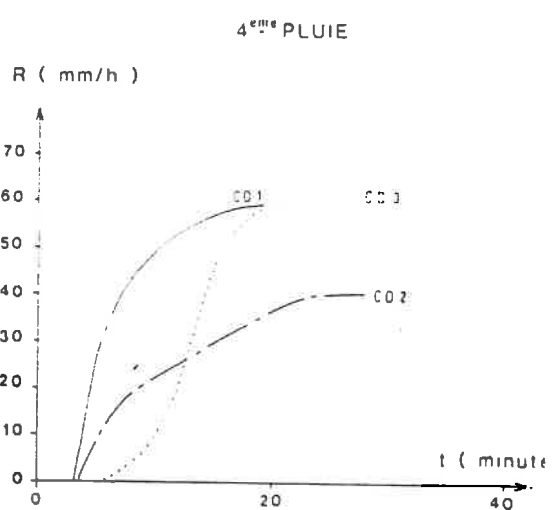
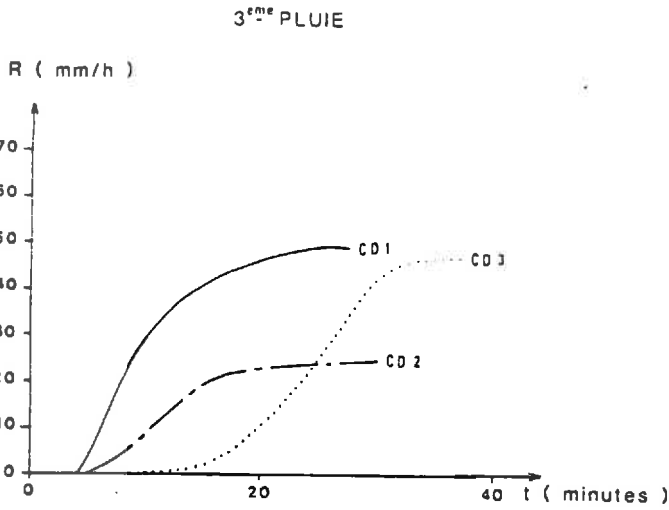
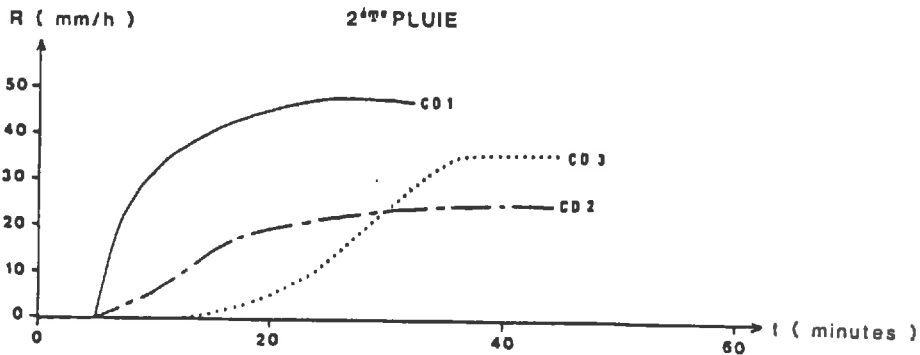
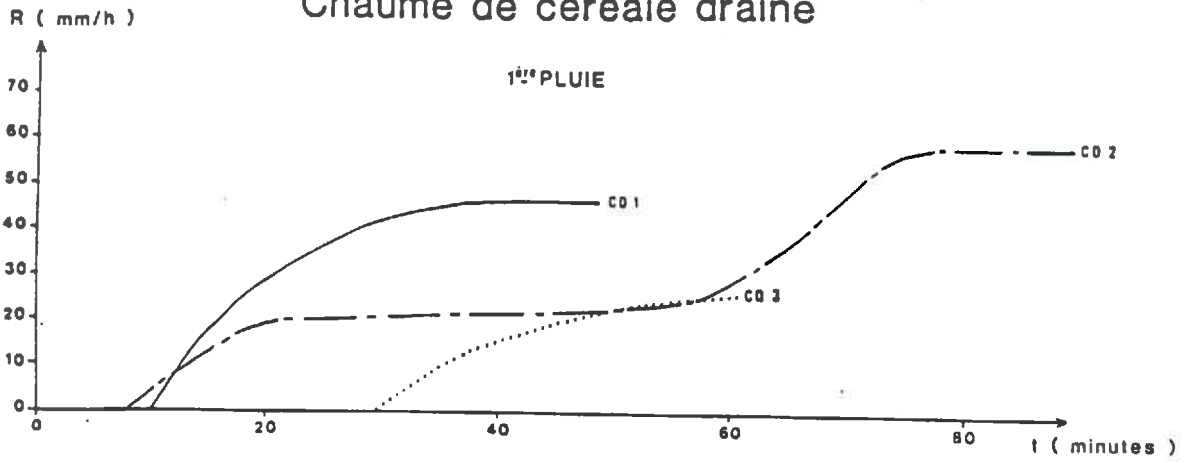




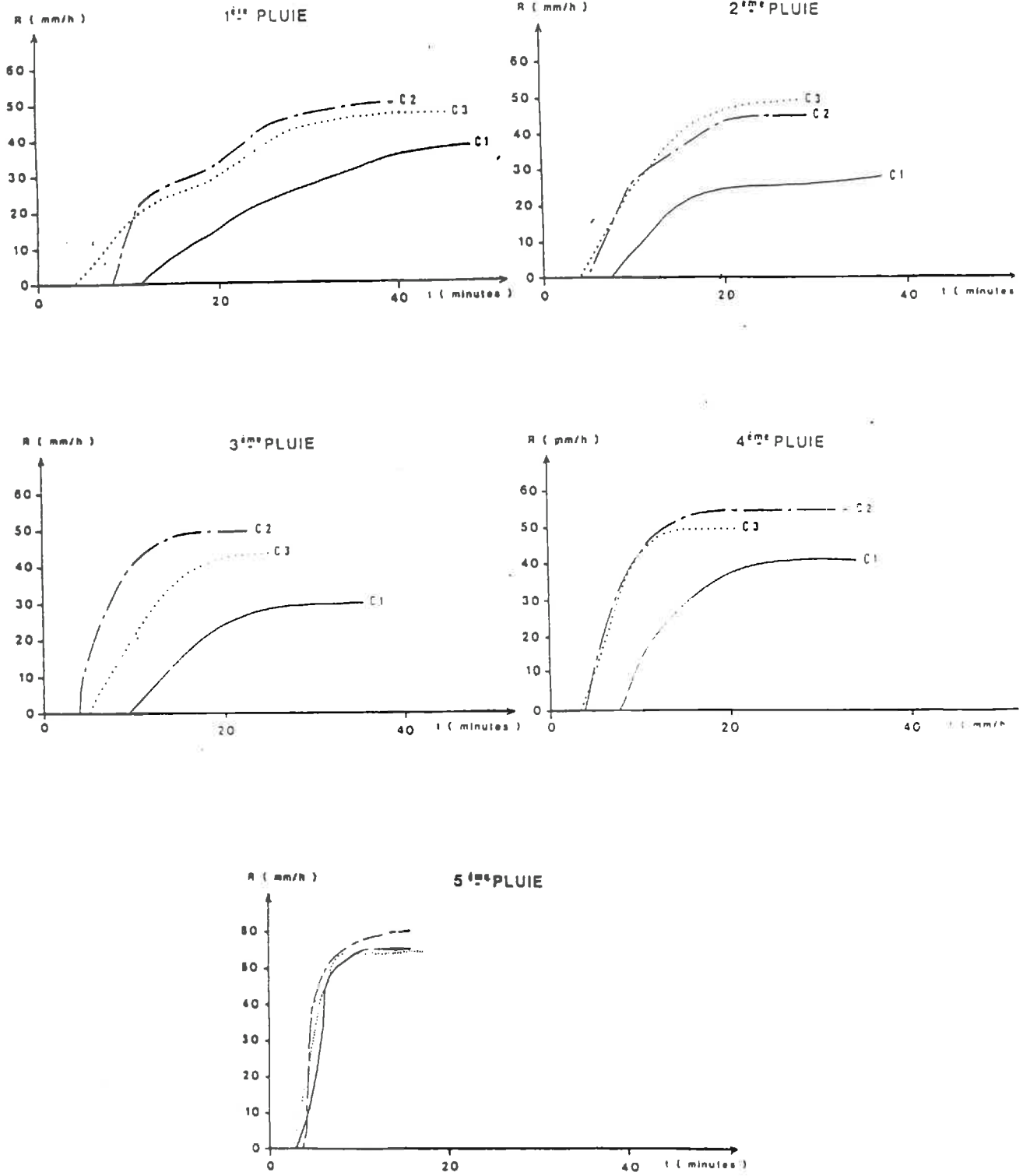
## FORET



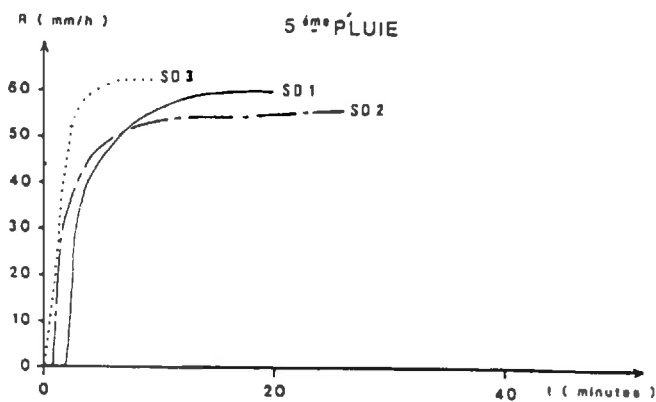
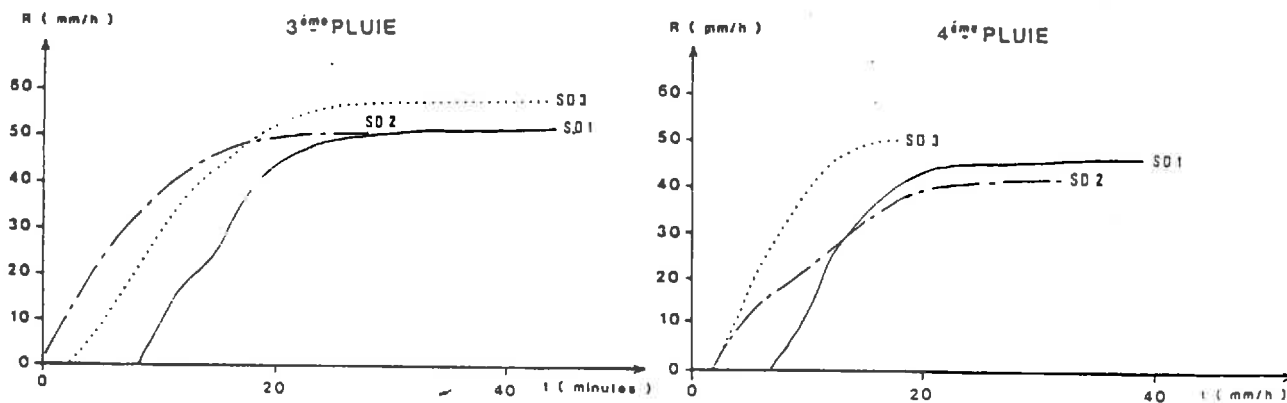
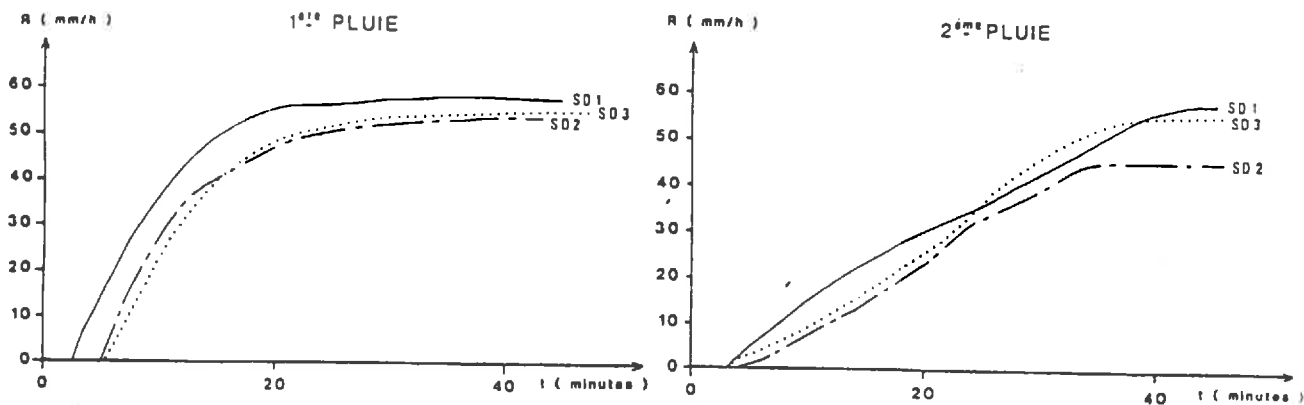
### Chaume de céréale drainé



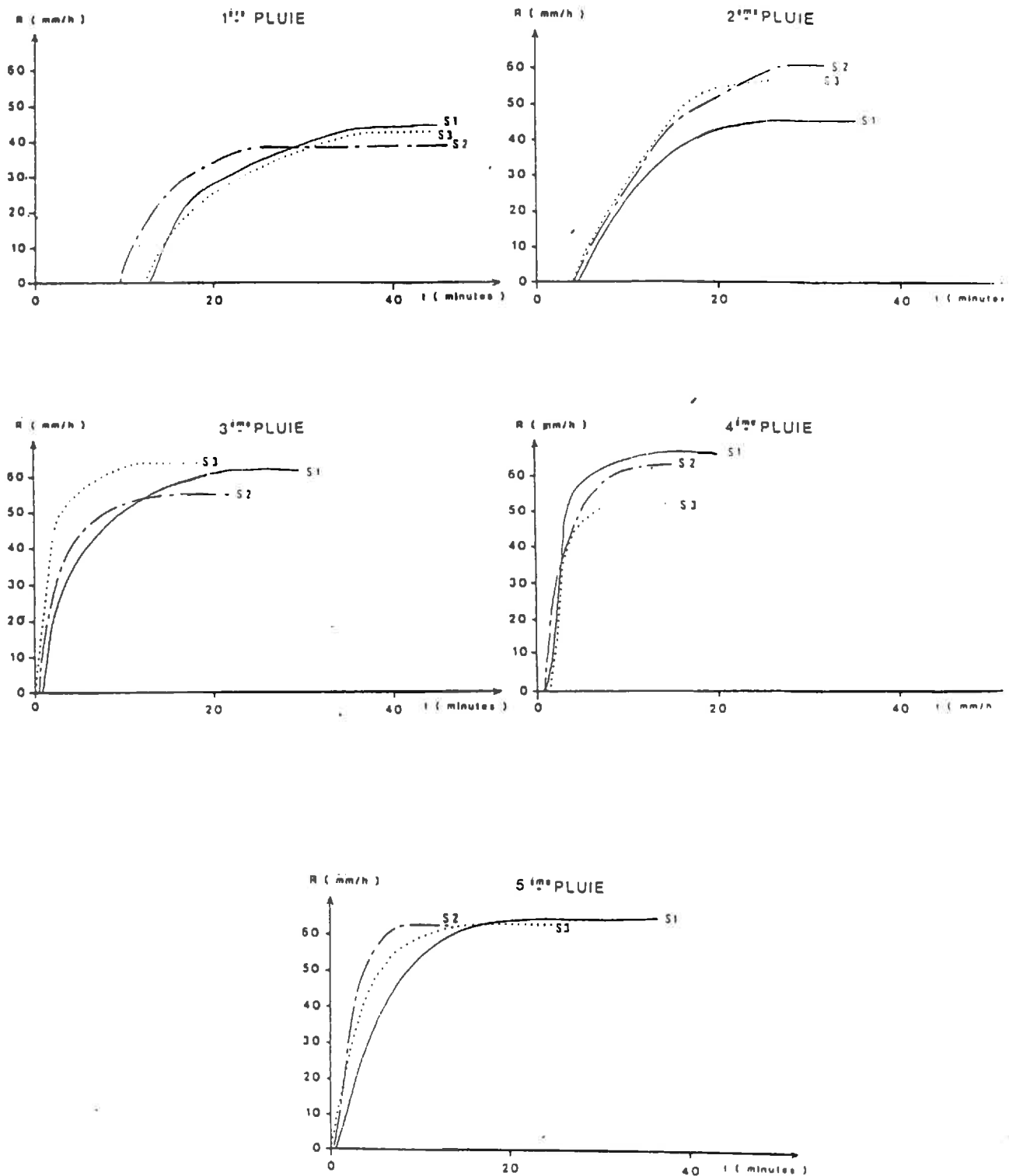
## Chaume de céréale non drainé



# Standard drainé



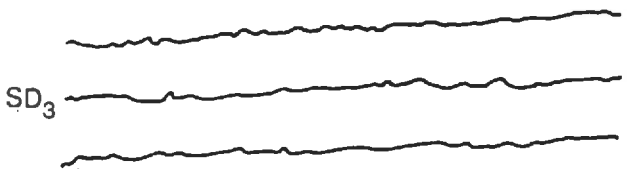
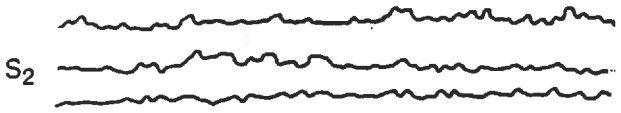
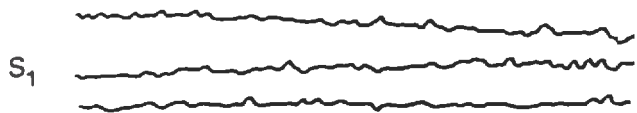
## Standard non drainé



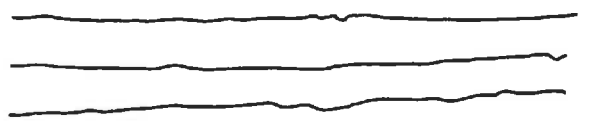
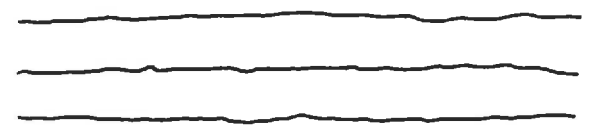
## ***Annexe 7.***

***RELEVES ASPERIMETRIQUES***

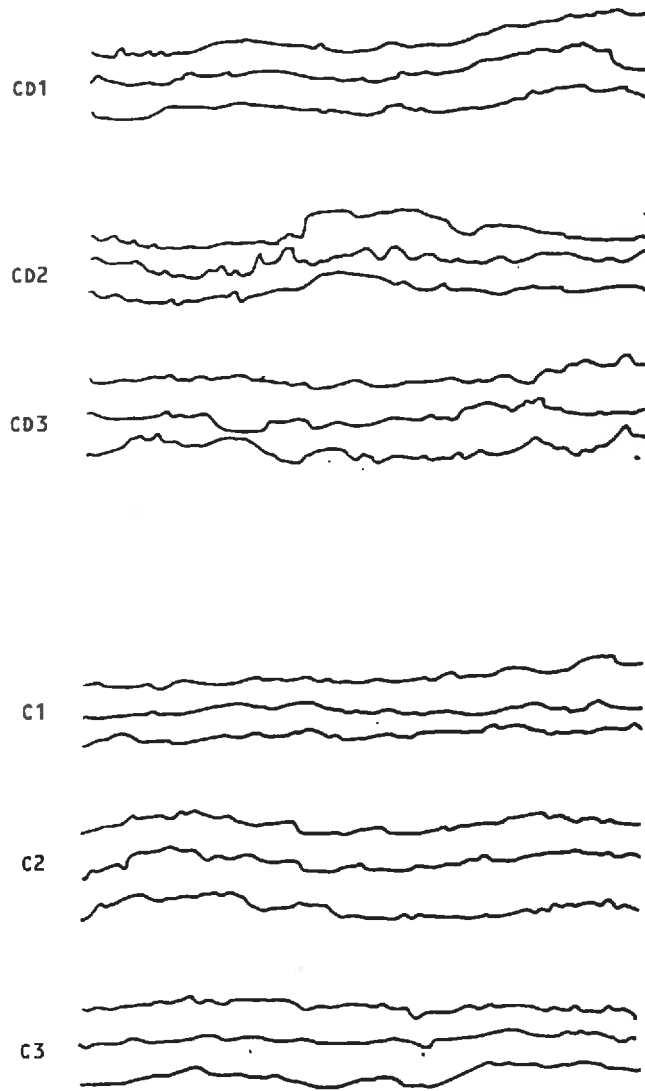
AVANT LA 1<sup>e</sup> PLUIE



AVANT LA 3<sup>e</sup> PLUIE



PARCELLES STANDARD



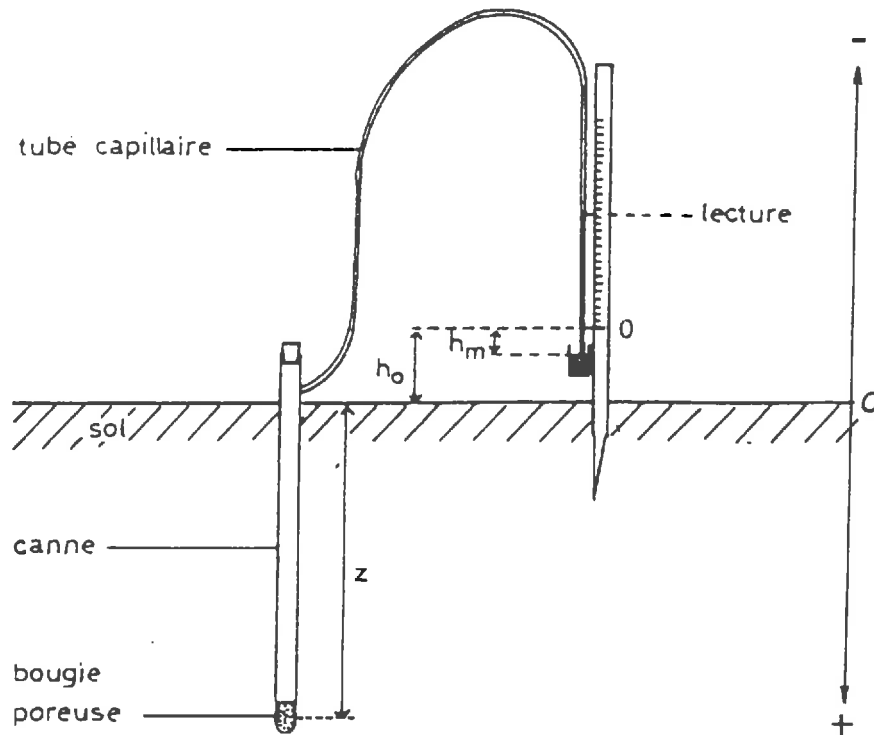
PARCELLES DE CHAUME



## ***Annexe 8.***

***DISPOSITIF DE LECTURE TENSIOMETRIQUE***

La figure suivante donne le schéma d'un système de mesure tensiométrique :



Soit  $\psi$ , la succion à la profondeur  $z$ ,  $h_o$  la cote du zéro de l'échelle manométrique et  $h_m$  la cote du niveau de mercure dans le réservoir par rapport au zéro de l'échelle manométrique, la lecture effectuée sur une échelle graduée en millibars correspond à :

$$L = \psi + ((z + h_o) \times 0.098) + 1.33 h_m$$

avec  $h_o$ ,  $h_m$  et  $z$  en mm

Dans notre étude  $h_o = 0$ ,  $h_m = 0$ , on voit qu'il est facile de lire directement le potentiel total  $H$  :

$$H = L = - (\psi + 0.098 z)$$

Si on exprime les résultats en millimètres d'eau :

$$H = 10.2 L$$

On peut caractériser l'eau en milieu non saturé par son énergie potentielle. Celle-ci résulte de trois termes : le potentiel matriciel, le potentiel gravitationnel, le potentiel osmotique. Généralement le potentiel osmotique est négligé, celui-ci intervenant surtout en présence d'une barrière de diffusion : SAUTER (1980).

- Le potentiel matriciel  $\phi_m$  ou potentiel capillaire :

Il est l'énergie qu'il faut fournir pour extraire une unité de masse d'eau en contact avec des surfaces solides.

En milieu saturé le potentiel matriciel est nul et devient négatif en milieu non saturé. Par commodité, afin de n'avoir que des valeurs positives, on introduit le terme de succion  $\psi$  qui est la valeur absolue du potentiel matriciel.

- Le potentiel gravitationnel  $\phi_g$

Il résulte de l'action de la pesanteur. On l'exprime le plus souvent sous forme de charge gravitationnelle. Il est dans ce cas déterminé par rapport à un niveau de référence et son expression se réduit à l'altitude  $z$  par rapport à ce niveau.

L'énergie potentielle totale de l'eau résulte alors de la somme du potentiel matriciel et du potentiel gravitationnel. En exprimant les potentiels sous forme de charge (H) nous obtenons :

$$H = \phi_m + Z$$

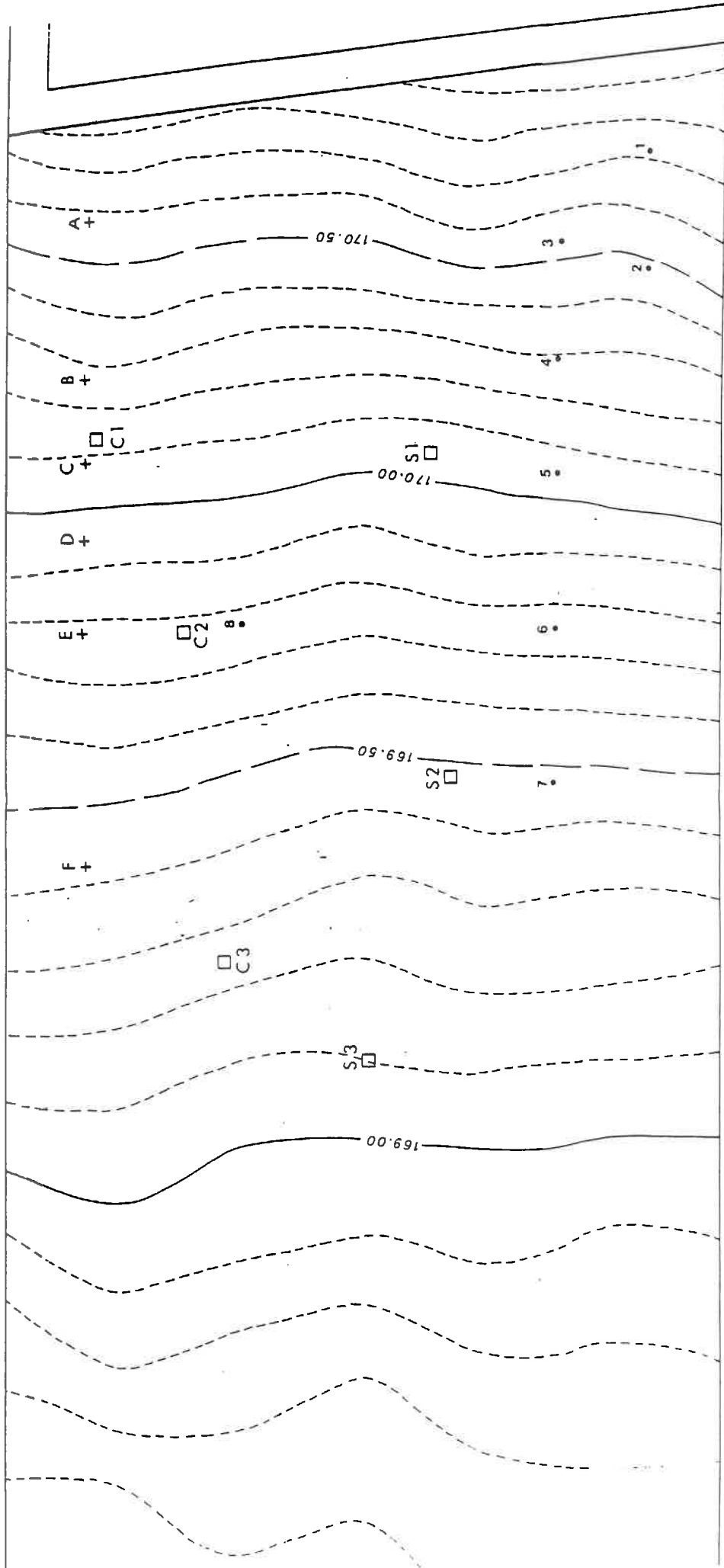
Si le niveau de référence est la surface du sol l'expression du potentiel total devient :

$$H = -\psi - Z$$

## ***Annexe 9.***

***FONDS TOPOGRAPHIQUES***

# CHAUME DE CEREALE NON DRAINE



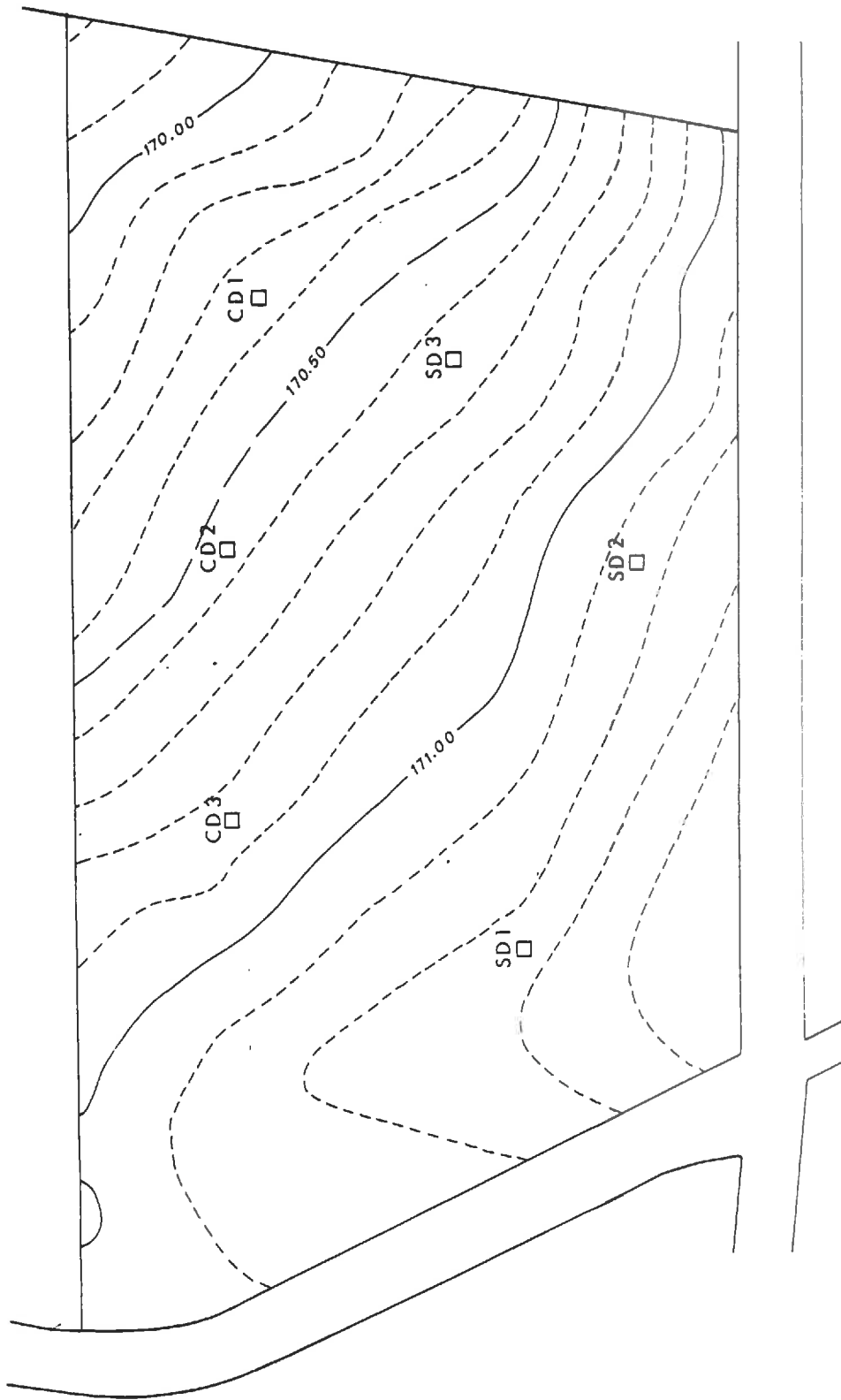
10 mètres

□ - Parcelle de mesure

+ - Essais pénétrométriques

• - Porosité de fond de labour

# CHAUME DE CEREALE DRAINE



— 10 mètres

□ . Parcelle de mesure

COURBES : Equidistance 10 mètres

## ***Annexe 10.***

***CARACTERISATION DES SEMELLES DE LABOUR***

L'utilisation d'une case longue montre l'importance des migrations latérales au-dessus de la semelle de labour. Cette barrière de perméabilité est donc intéressante à caractériser.

Deux techniques de caractérisation ont été utilisées :

- la pénétrométrie,
- la détermination des porosités à la base du labour.

#### \* Pénétrométrie

Le test pénétrométrique, consiste à déterminer la résistance à l'enfoncement d'une pointe et celle-ci est couramment exprimée par un indice R, qui s'obtient en appliquant la formule empirique des "Hollandais" : citée par (Concaret, 1981) :

$$R = \frac{P^2 H}{2 (P + p) SE} \quad (\text{kg/cm}^2)$$

P : poids du mouton (kg/cm<sup>2</sup>)

p : poids du reste de l'appareil (kg/cm<sup>2</sup>)

S : section de la pointe (cm<sup>2</sup>)

H : hauteur de chute du mouton (cm)

E : enfoncement par choc (cm).

L'utilisation d'un pénétromètre :

- doit être faite en fonction de l'hétérogénéité à mettre en évidence : nous avons utilisé une pointe de 1 cm de diamètre.

- doit être effectuée dans des conditions d'humidité contrôlées. Comme le recommande BILLOT (1982), les relevés sont effectués lorsque le profil cultural est à la capacité au champ.

Nous avons effectué 6 relevés pénétrométriques, avec trois répétitions à chacun des sites de mesure (A, B, C, D, E, F). Leur position est donnée sur le plan d'expérimentation du chaume de céréale non drainé (ANNEXE 9).

La technique de représentation des données fait appel à un procédé de visualisation de différentes classes de résistance à l'enfoncement. Les résultats bruts sont donnés en fin d'annexe.



La description des grandes lignes de ces graphes fait ressortir différents niveaux de compacité du sol :

- dans la tranche de 0 à 30 cm, on note généralement de faibles valeurs de résistance à l'enfoncement (compris entre 0.5 à 2 kg/cm<sup>2</sup>). Au sein de cette couche, entre 10 et 20 cm, on observe des zones de plus grande compacité (comprise entre 2 et 5 kg/cm<sup>2</sup>). Elles correspondent, dans ce cas, à une semelle temporaire de "déchaumage" qui avait eu lieu quelque temps auparavant les mesures.

- entre 30 et 40 cm, on observe une augmentation importante de la résistance à l'enfoncement (R généralement supérieure à 7 kg/cm<sup>2</sup>).

- au-delà de 40 cm, on observe une baisse de la résistance à l'enfoncement qui remonte ensuite progressivement avec la profondeur.

C'est à partir du niveau 30 cm (base du labour) que doit être suspectée une semelle de labour permanente, élaborée par l'action répétée des labours et des reprises de travail. On constate d'ailleurs au vu de la dispersion des résultats sur l'ensemble des répétitions, de la forte hétérogénéité de cette semelle, tant du point de vue de sa résistance à l'enfoncement moyenne que de son épaisseur.

Il convient donc de quantifier la répartition spatiale de ces semelles de labour.

Nous avons tenté de caractériser cette répartition en conjuguant les deux caractéristiques :

- épaisseur du tassement  $e$
- valeur moyenne de la résistance  $R$  à l'enfoncement sur cette épaisseur.

Un indice moyen à trois répétitions ( $i = e \times R$ ) nous permet de qualifier le tassement de fond de labour de chacun des sites de relevé (cf. tableau ci-dessous) :

SITE	RELEVE	e (cm)	R moyen kg/cm <sup>2</sup>	i	i moyen
A	1	4.4	5.66	24.9	31.10
	2	4.8	7.7	36.96	
	3	5	6.29	31.45	
B	4	0.8	7	5.6	13.23
	5	0.4	7	2.8	
	6	4.4	7.12	31.3	
C	7	4	8.07	32.28	17
	8	1.2	6.33	7.59	
	9	1.6	6.96	11.13	
D	10	3.4	8.16	27.67	42.50
	11	5	6.96	34.80	
	12	7	8.91	65.04	
E	13	7	6.41	44.87	46.12
	14	7	6.12	42.87	
	15	6	8.44	50.64	
F	16	8	7.88	63.04	56.31
	17	6.4	8.43	53.98	
	18	6.8	7.36	51.92	

On constate que les indices de tassement sont plus faibles en haut de séquence (sites A, B, C) qu'en bas de séquence (sites D, E, F).

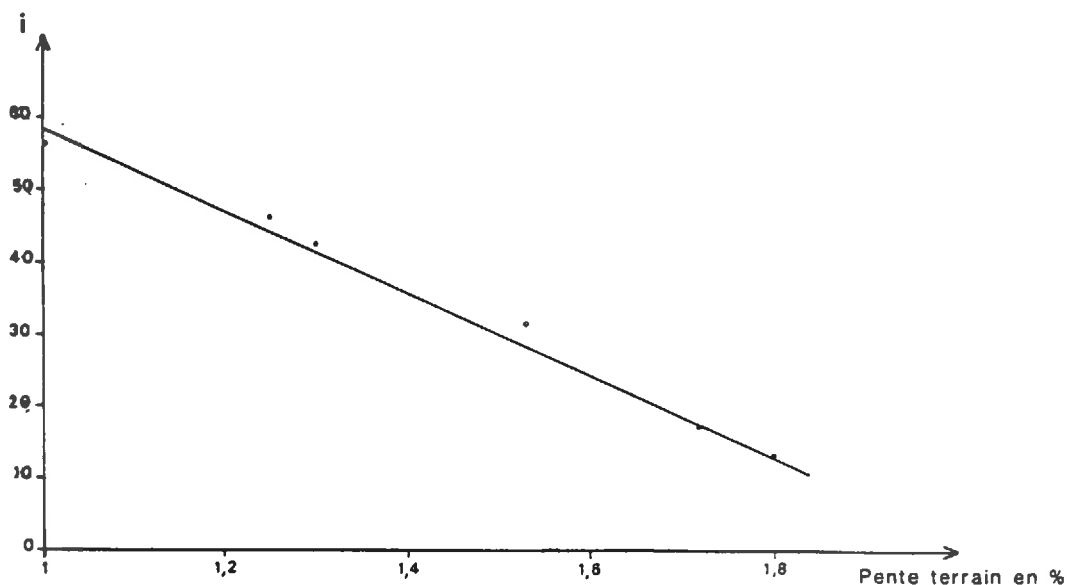
De nombreux facteurs interviennent sur la compaction du labour : pluie, vent, température, évaporation, structure du sol, profondeur du labour, humidité du matériau, relief, précédent cultural, type de machine : REBOUL (1982), HENIN et AL (1969), MANICHON (1982), BILLOT (1982), CONCARET (1981).

Généralement, les parcelles de petite dimension sont travaillées d'un seul bloc et si les conditions de la sole (humidité, portance) permettent le labour dans certaines zones de la toposéquence, ceci n'est pas forcément le cas dans d'autres zones (tels les bas-fonds) où l'humidité de la sole peut être plus élevée. Il peut y avoir ainsi une pro-

gression ralentie de l'engin de traction en conditions humides, favorisant les risques de patinage et un labour plus massif.

Ainsi la variabilité des mesures pénétrométriques observée ici est à relier à un risque plus élevé du bas de séquence à être travaillé dans des conditions défavorables d'humidité.

La figure suivante donne une relation entre l'indice de tassement et la pente du terrain où on été effectués les relevés. Elle confirme ( $r = - 0.98$ ) la présence d'un tassement accusé dans les portions planes moins bien drainées.



Cependant, les mesures pénétrométriques sur lesquelles s'appuie cette relation sont sujettes à des erreurs :

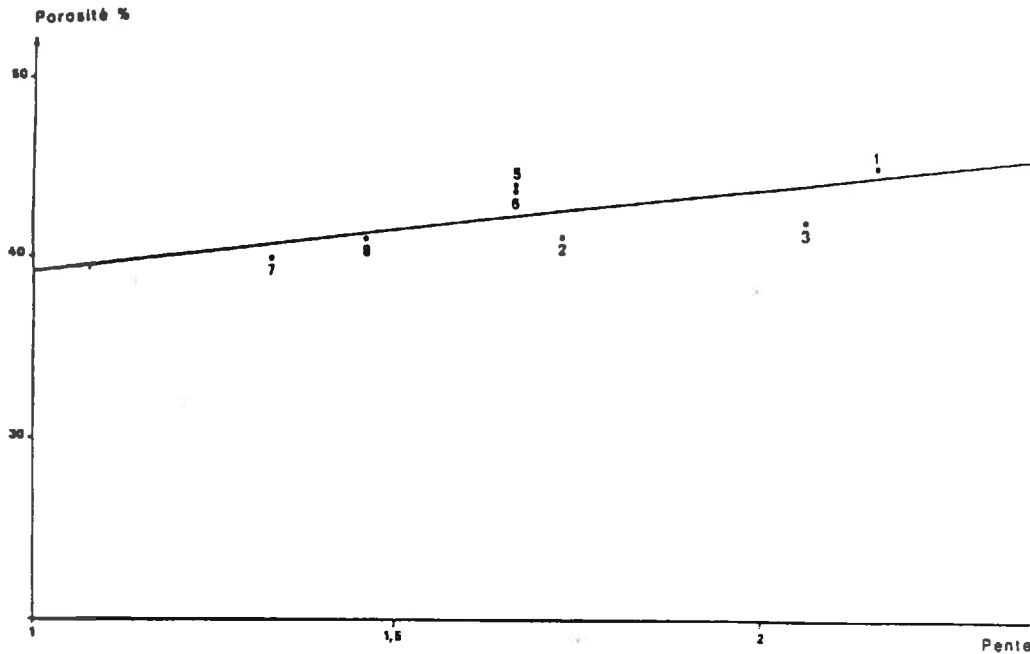
- l'humidité interfère sur toute valeur de résistance à l'enfoncement. Bien que les mesures soient faites dans des conditions d'humidité similaires, les valeurs d'humidité réelles ne sont pas prises en compte ici pour pondérer les résultats de résistance à l'enfoncement.

- Le nombre de répétitions par site de mesure ne permet pas d'avoir une vision globale des caractéristiques des semelles.

Dans le but de lever ces incertitudes, on a effectué différentes déterminations de la densité apparente du fond de labour, traduite en terme de porosité.

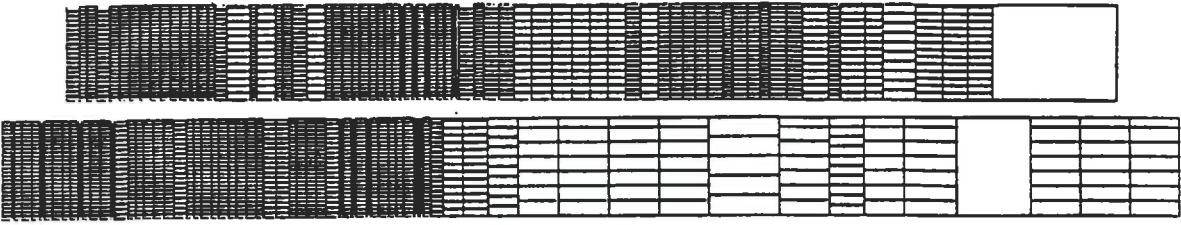
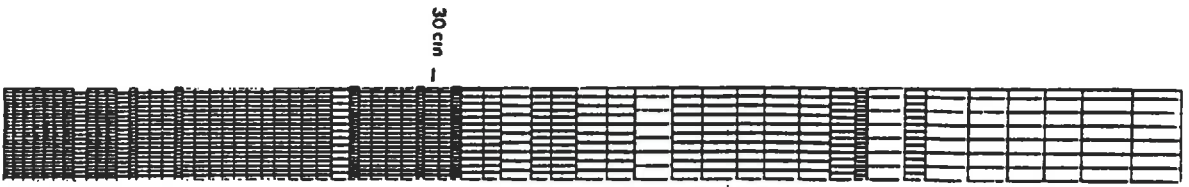
\* Porosité de fond de labour

On a effectué ces mesures par la méthode du cylindre, dans 8 sites différents, à raison de trois répétitions par site. (maille de 30 cm). (leur position numérotée de 1 à 8 est donnée en annexe 9). La figure suivante donne la proportionnalité existant entre la porosité du fond de labour et le relief du terrain (pente topographique).



On note un coefficient d'ajustement de ( $r = 0.77$ ), significatif au seuil de 1 %.

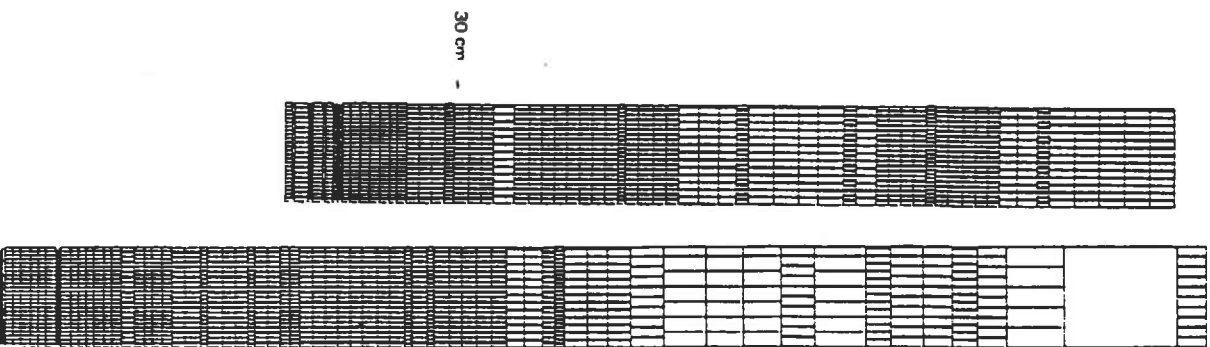
Quoique faible, cette valeur montre bien l'hétérogénéité spatiale de la porosité du fond de labour.



A



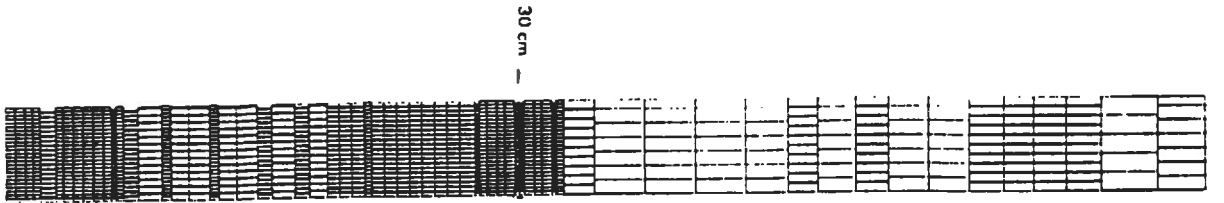
B



C



- R > 10.5 kg/cm<sup>2</sup>
- 5.94 < R < 10.5
- 4.47 < R < 5.94
- 2.68 < R < 4.47
- 1.79 < R < 2.68
- 1.34 < R < 1.79
- 0.89 < R < 1.34
- 0.53 < R < 0.89



D



30 cm



E



30 cm



F



## TABLE DES MATIERES

### PREMIERE PARTIE

#### "Présentation générale de l'étude"

	<i>Pages</i>
INTRODUCTION	9
I. SITUATION DU PROBLEME	9
II. OBJECTIFS DE L'ETUDE	10
III. LES CONNAISSANCES PREALABLES A L'ETUDE	11
III.1. la circulation de l'eau dans une colonne de sol	11
III.2. la circulation de l'eau en plein champ	13
III.2.1. L'infiltration de l'eau au cours d'une pluie	13
III.2.2. Le sol en tant que filtre complexe	14
III.2.2.1. <i>Imperméabilité profonde</i>	14
III.2.2.2. <i>Croûte superficielle</i>	15
III.3. Discussion	16
LE MILIEU D'ETUDE ET LES METHODES	19
I. LE MILIEU D'ETUDE	19
I.1. Climatologie	20
I.1.1. Les températures	20
I.1.2. La pluviosité	20
I.1.3. L'insolation	22
I.2. La couverture pédologique	22
I.2.1. Description de la toposéquence	22
I.2.1.1. <i>Le sol lessivé glossique</i>	22
I.2.1.2. <i>Le sol lessivé glossique à tendance planosolique</i>	22
I.2.1.3. <i>Le sol lessivé glossique d'accumulation</i>	22
I.2.1.4. <i>Remarques</i>	23
I.2.2. Les facteurs de pédogénèse	23
I.2.2.1. <i>Le matériau originel</i>	23
I.2.2.2. <i>Les pentes</i>	23
I.2.3. Les processus pédogénétiques	23
I.2.4. Cartographie du site de mesure	24
I.3. L'utilisation des terres	25
I.3.1. Ses conséquences sur le sol	27
II. LA DEMARCHE EXPERIMENTALE	28
II.1. Les situations culturales testées	29
II.1.1. Caractéristiques physicochimiques	31
II.2. Protocoles opératoires	34
II.2.1. Description du simulateur de pluie	34
II.2.2. Contraintes d'utilisation	36
II.2.2.1. <i>Intensité -durée des averses naturelles</i>	36
II.2.2.2. <i>Adaptation des protocoles aux données naturelles</i>	38
II.2.3. Protocole d'aspersion	39
II.2.3.1. <i>Plan d'expérimentation</i>	41

**DEUXIEME PARTIE**  
**"Comportement hydrodynamique"**

---

<b>I. GENERALITES</b>	47
I.1. Equations du bilan de l'eau au cours d'une pluie	49
<b>II. TRAITEMENTS STATISTIQUES GLOBAUX</b>	51
II.1. Choix de paramètres de caractérisation de l'hydrogramme de ruissellement	51
II.2. Analyse globale des résultats	52
II.3. Analyse des variabilités de réponse	53
II.3.1. Distribution de Pi et Kr	54
II.3.2. Liaisons occupations du sol - log Pi	55
II.3.3. Liaisons occupations du sol - log Kr	57
II.4. Discussion	58
<b>III. RESULTATS DE LA CAMPAGNE HIVERNALE</b>	58
III.1. Rappels	58
III.2. Analyse des résultats concernant la phase d'imbibition	59
III.2.1. Influence de l'humidité initiale	59
III.2.2. Influence de l'occupation du sol	61
III.2.3. Discussion	62
III.3. Analyse des résultats concernant la phase de régime permanent	64
III.3.1. Modalités de la submersion sous pluie simulée	64
III.3.2. Etude des relations liant l'intensité minimale d'infiltration à l'intensité de la pluie	66
III.3.2.1. Cas du blé d'hiver non drainé	66
III.3.2.2. Cas du chaume de maïs non drainé	67
III.3.2.3. Cas du chaume de maïs drainé	68
III.3.2.3.1. Fonctionnement d'un réseau de drainage	69
III.3.2.3.2. Cas des parcelles CMD2, CMD3, CMD6	71
III.3.2.3.3. Cas des parcelles CMD1, CMD4, CMD5	71
III.3.2.4. Cas du système prairial drainé	73
III.3.2.5. Cas du système forestier	75
III.4. Discussion	76
III.4.1. Conditions d'évolution de la surface	77
III.4.1.1. Etat initial du lit de semence	77
III.4.1.2. Régime hydrique du sol	77
III.4.2. Stade d'évolution superficielle	77
III.4.3. Sensibilité au ruissellement	79
III.4.3.1. Hauteur d'imbibition	81
III.4.3.2. Intensité de ruissellement maximal	81
<b>IV. ANALYSE DES RESULTATS DE LA CAMPAGNE ESTIVALE</b>	82
IV.1. Rappels	82
IV.2. Caractérisation aspérimétrique de la surface	84
IV.2.1. Remarques	85
IV.3. Analyse des résultats concernant la phase d'imbibition	85
IV.3.1. Variation théorique de Pi en fonction du déficit initial	85
IV.3.2. Cas des parcelles standards non drainées	86
IV.3.3. Cas des parcelles standards drainées	87
IV.3.4. Cas des parcelles sous chaume de blé (C) et d'avoine (CD)	89
IV.3.5. Discussion	91



IV.4. Analyse des résultats concernant la phase de régime permanent	91
IV.4.1. Cas des parcelles standard	91
IV.4.1.1. Parcelles standard drainées	92
IV.4.1.2. Parcelles standard non drainées	94
IV.4.2. Cas des parcelles de chaume (C) et (CD)	98
IV.4.2.1. Présentation des faits	98
IV.4.2.2. Hypothèses explicatives	100
IV.4.2.3. Rôle de la stratification verticale du profil sur l'infiltrabilité	101
IV.4.2.3.1. Résultats expérimentaux	102
IV.4.2.3.2. Discussion	106
IV.4.2.4. Rôle des migrations latérales sur l'infiltrabilité	107
IV.4.2.5. Rôle de la dégradation superficielle sur l'infiltrabilité	110
IV.4.2.6. Discussion	111
V. CONCLUSION A LA DEUXIEME PARTIE	112

### TROISIEME PARTIE

#### Exportation des matériaux au cours d'une pluie

I. REMARQUES GENERALES	117
I.1. Composante de turbidité au cours d'une pluie, notion de turbidigramme	117
I.2. Facteurs influençant les composantes de turbidité	119
II. ANALYSE DE L'EXPORTATION DE MATERIAUX EN PHASE DE REGIME PERMANENT DE RUISSELLEMENT	121
II.1. Cas de la campagne hivernale	121
II.1.1. Influence de I, Rx et Lr sur l'exportation	122
II.1.2. Analyse de la décharge des matériaux	125
II.1.2.1. Flux de décharge	125
II.1.2.2. Analyse théorique	127
II.1.2.3. Confrontation aux données d'observation	130
II.2. Cas de la campagne estivale	136
II.2.1. Parcelles dénudées et bêchées	136
II.2.2. Parcelles couvertes	138
II.3. Discussion	140
III. ANALYSE DE L'EXPORTATION DE MATERIAUX EN PHASE DE REGIME TRANSITOIRE DE RUISSELLEMENT	140
III.1. Analyse théorique	140
III.2. Confrontation aux données d'observation	143
IV. EXPORTATION DES MATERIAUX AU COURS D'UNE PLUIE DE DUREE DETERMINEE	146
V. CONCLUSION	148
CONCLUSION GENERALE	151

## LISTE DES FIGURES

	<i>Pages</i>	
Fig. 1	Intensité d'infiltration dans un sol initialement sec ou humide.	13
Fig. 2	Flux en surface en fonction du temps dans le cas d'un sable homogène.	14
Fig. 3	Régime d'infiltration dans le cas de colonnes de sols sans croûte et avec croûte, de résistances hydrauliques différentes.	16
Fig. 4	Situation géographique.	19
Fig. 5	Carton pluviométrique de la région du Faux-Perche.	21
Fig. 6	Toposéquence du site de mesure.	21
Fig. 7	Evolution des céréales et des prairies permanentes en fonction de la taille des exploitations. (SAU 1979/SAU 1970).	26
Fig. 8	Diamètre moyen des gouttes et intensité des pluies.	35
Fig. 9	Relations intensité-durée-fréquence des stations météorologiques de TOURS et ORLEANS.	37
Fig. 10	Plan d'expérimentation.	42
Fig. 11	Phases caractéristiques de l'hydrogramme de ruissellement.	47
Fig. 12	Influence des caractéristiques morphologiques de la parcelle sur $D_m$ .	50
Fig. 13	Histogramme des fréquences relatives de $P_i$ .	54
Fig. 13bis	Hauteurs d'imbibition dans le cas de la campagne hivernale.	60
Fig. 14	Variation de $V$ en fonction de $I$ .	62
Fig. 15	Variation de l'intensité d'infiltration FN sur une surface hétérogène, en fonction de l'intensité d'arrosage.	65

Fig. 16	Relation FN(I) dans le cas du blé d'hiver.	66
Fig. 17	Relation FN(I) dans le cas du chaume de maïs non drainé.	67
Fig. 18	Relation FN(I) dans le cas du chaume de maïs drainé.	68
Fig. 19	Forme théorique des nappes en fonction de l'écartement des drains.	69
Fig. 20	Relations FN(I) dans le cas du système prairial.	73
Fig. 21	Relations FN(I) dans le cas du système forestier.	75
Fig. 22	Relations FN(I) dans le cas de quatre surfaces hypothétiques.	80
Fig. 23	Hauteurs d'imbibition dans le cas des parcelles standards non drainées.	86
Fig. 24	Hauteurs d'imbibition en fonction des déficits de saturation initiaux.	87
Fig. 25	Liaisons entre la hauteur d'imbibition et le déficit de saturation initial.	89
Fig. 26	Variation de FN dans le cas des parcelles standards drainées.	93
Fig. 27	Variation de FN dans le cas des parcelles standards non drainées.	94
Fig. 28	Variation de FN dans le cas des parcelles de chaume drainées et non drainées.	99
Fig. 29	Dispositif de mesures tensiométrique et humidimétrique.	101
Fig. 30	Intensités d'infiltration au cours du train d'averses.	102
Fig. 31	Relevés de charge hydraulique H au cours des pluies.	103
Fig. 32	Variation de l'humidité volumique au cours des pluies simulées.	105
Fig. 33	Hydrogramme de ruissellement et turbidigramme correspondant.	118
Fig. 34	Exportation de matériaux au cours du train d'averse dans le cas d'une parcelle de blé d'hiver.	122
Fig. 35	Variation de la turbidité Cs en fonction de l'intensité de la pluie.	126
Fig. 36	Variation de la turbidité Cs en fonction de l'intensité du ruissellement maximal.	126

Fig. 37	Solidigrammes dans le cas d'une parcelle de blé d'hiver.	127
Fig. 38	Relations $QS = aRx^b$ dans le cas de la campagne hivernale.	132
Fig. 39	Relations $QS = aRx^b$ dans le cas du chaume de maïs drainé.	134
Fig. 40	Variation de QS en fonction de Rx dans le cas des parcelles standards.	136
Fig. 41	Flux de décharge dans le cas des parcelles couvertes.	139
Fig. 42	Variations du flux de décharge en fonction de l'intensité de ruissellement maximal, selon l'évolution des propriétés mécaniques de surface.	139
Fig. 43	Flux de décharge en phase transitoire du régime de ruissellement.	144
Fig. 44	Exportation cumulée des matériaux au cours d'une pluie de durée déterminée.	147



**LISTE DES TABLEAUX**

	<i>Pages</i>	
Tab. 1	Analyse granulométrique.	32
Tab. 2	Caractéristiques analytiques.	33
Tab. 3	Protocole hivernal.	40
Tab. 4	Protocole estival.	40
Tab. 5	Caractéristiques des parcelles de mesure.	43
Tab. 6	Valeurs moyennes et caractéristiques de dispersion de $P_i$ et $K_r$ .	52
Tab. 7	Résultats des tests F et t campagne hivernale ( $P_i$ )	55
Tab. 8	Résultats des tests F et t campagne estivale ( $P_i$ )	56
Tab. 9	Résultats des tests F et t campagne hivernale ( $K_r$ )	57
Tab. 10	Résultats des tests F et t campagne estivale ( $K_r$ )	57
Tab. 11	Valeurs du déficit de saturation des différentes parcelles de mesure avant la première pluie.	61
Tab. 12	Ecartement par rapport au drain des parcelles de mesure.	70
Tab. 13	Incertitudes absolues sur I, $R_x$ et $F_n$ .	71
Tab. 14	Caractéristiques hydrauliques de la surface et pluie d'imbibition des situations culturales testées.	78
Tab. 15	Indice de rugosité moyen des parcelles de mesure.	84
Tab. 16	Profondeur humectée et stock d'eau superficiel au temps d'imbibition.	90
Tab. 17	Intensité minimale d'infiltration et indice d'aplanissement, paramètres de régression.	97
Tab. 18	Caractéristiques des averses.	102
Tab. 19	Etat hydrique du sol au cours des trois pluies.	104
Tab. 20	Infiltrabilité minimale en cases superficielles et profonde. Débits latéraux.	108

Tab. 21	Perte d'infiltrabilité au cours d'averses successives, rugosité initiale et stockage superficiel du temps d'imbibition.	110
Tab. 22	Turbidité Cs du palier de ruissellement.	123
Tab. 23	Paramètres d'ajustement.	131
Tab. 24	Intensité de ruissellement maximal et flux de décharge dans le cas de la campagne estivale	133
Tab. 25	Augmentation relative de l'aplanissement évolution de la sensibilité au splash et de la disponibilité des particules, dans le cas des parcelles non drainées.	137
Tab. 26	Variations de la sensibilité au splash et de la disponibilité des particules dans le cas des parcelles couvertes.	138
Tab. 27	Coefficients de décharge en phase de régime transitoire.	143

## RESUME

En contexte limoneux de production céréalière intensive, une dégradation des propriétés physiques du sol peut favoriser le ruissellement superficiel et l'érosion des versants. Pour identifier les mécanismes conditionnant le ruissellement et préciser comment ils peuvent accélérer l'érosion, on a mené une étude expérimentale, sous pluies simulées, de la sensibilité au ruissellement et de la détachabilité de différentes situations culturales.

On mesure au champ, sur des parcelles de 1m<sup>2</sup>, le ruissellement provoqué par des averses artificielles d'intensités contrôlées, de 32 parcelles représentatives de 9 "situations culturales" distinctes. Ce protocole expérimental permet d'apprécier la variabilité spatiale du comportement hydrodynamique au sein de chaque situation, d'évaluer l'influence du traitement agricole et ceci à deux périodes de l'itinéraire cultural (hiver et été).

Le régime de ruissellement dépend de la réaction simultanée à la pluie de la surface du sol, composé de zones d'aire et d'infiltrabilité différentes et des propriétés hydrauliques de la tranche de sol sous-jacente. La dégradation structurale superficielle, qui conduit à l'extension progressive des zones de faible infiltrabilité, est le mécanisme majeur de la sensibilisation du sol au ruissellement. Sa cinétique dépend des conditions climatiques et de travail du sol, mais aussi de l'infiltrabilité du sol, qui, si elle est faible, favorise la submersion et le colmatage des zones superficielles conductrices. L'exportation des matériaux est influencée par l'intensité du splash, l'énergie de charriage du ruissellement et la présence d'obstacles à la surface du sol, susceptibles de contrecarrer le charriage. On montre alors qu'une surface battue, même couverte, et peu sensible au splash, est le siège d'épisodes érosifs fréquents, par suite de la précocité et de l'intensité du ruissellement.

Les résultats apportent une meilleure connaissance du comportement hydrique du sol dans différentes conditions d'utilisation agricole. Ils montrent en outre, que l'agressivité des pluies doit être évaluée en rapport avec l'état structural superficiel pour pouvoir prédire d'une manière optimale, le degré de dégradation des propriétés physiques du sol et le taux d'érosion de ces terres limoneuses.



## MOTS CLES

simulation de pluie, comportement hydrodynamique, ruissellement, érosion hydrique, battance, splash, agriculture intensive, sols limoneux, régime.