

# LE FONCTIONNEMENT HYDRODYNAMIQUE DU BAS DE VERSANT

*Emmanuel Fritsch*<sup>(1)</sup>, *Pierre Chevallier*<sup>(2)</sup> et *Jean-Louis Janeau*<sup>(3)</sup>

- (1) ORSTOM, Antenne auprès du Centre de Pédologie Biologique, 17, rue Notre Dame des Pauvres, BP 5, 54501 Vandoeuvre les Nancy.
- (2) ORSTOM, B.P. 5045, 34032 Montpellier Cedex 1
- (3) ORSTOM, Antenne auprès de l'Institut d'Ecologie, Apartado postal 632, 34100 Durango, DGO, Mexique.

## RESUME

L'étude du fonctionnement hydrique du bas de versant a été entreprise dans l'axe de symétrie d'un thalweg secondaire, zone où la partie éluviale-illuviale du système hydromorphe présente un développement maximal. Les résultats aboutissent aux interprétations suivantes : à l'échelle des versants, les écoulements sont contrôlés par les grandes structures pédologiques. La partie éluviale du système hydromorphe est alimentée à l'aval par le système de dégradation superficielle. Elle constitue le réservoir en eau de la nappe à recharge et vidange rapide. L'extension de ce réservoir est limitée à l'aval de la rupture de pente de mi-versant. Le développement vers l'amont du système hydromorphe est contrôlé à la fois par l'extension sur le versant du système de dégradation superficielle et par des apports pluviométriques excédentaires. De ce fait, la dynamique évolutive des systèmes étudiés n'a pu être réellement perçue qu'à la suite d'une étude statistique régionale des données climatiques.

## INTRODUCTION : STRUCTURES ET FONCTIONNEMENT

A l'exception des travaux de Guehl (1981, 1984), Lucas *et al.* (1986), peu d'études ont traité des relations existant entre les grandes organisations pédologiques telles qu'elles sont perçues ces dernières années par les structuralistes de l'ORSTOM et le fonctionnement hydrodynamique d'unité de paysage (interfluve, bassin versant). L'un des objectifs de cet article est d'établir cette relation en se limitant à la portion aval des versants du bassin de Booro-Borotou. Dans cette optique, la mise en place du dispositif expérimental a été réalisée après la caractérisation structurale du bassin (Fritsch *et al.* 1986). En effet, il convenait d'adapter ce dispositif expérimental à l'échelle des grandes structures des systèmes pédologiques inventoriés à l'aval des versants.

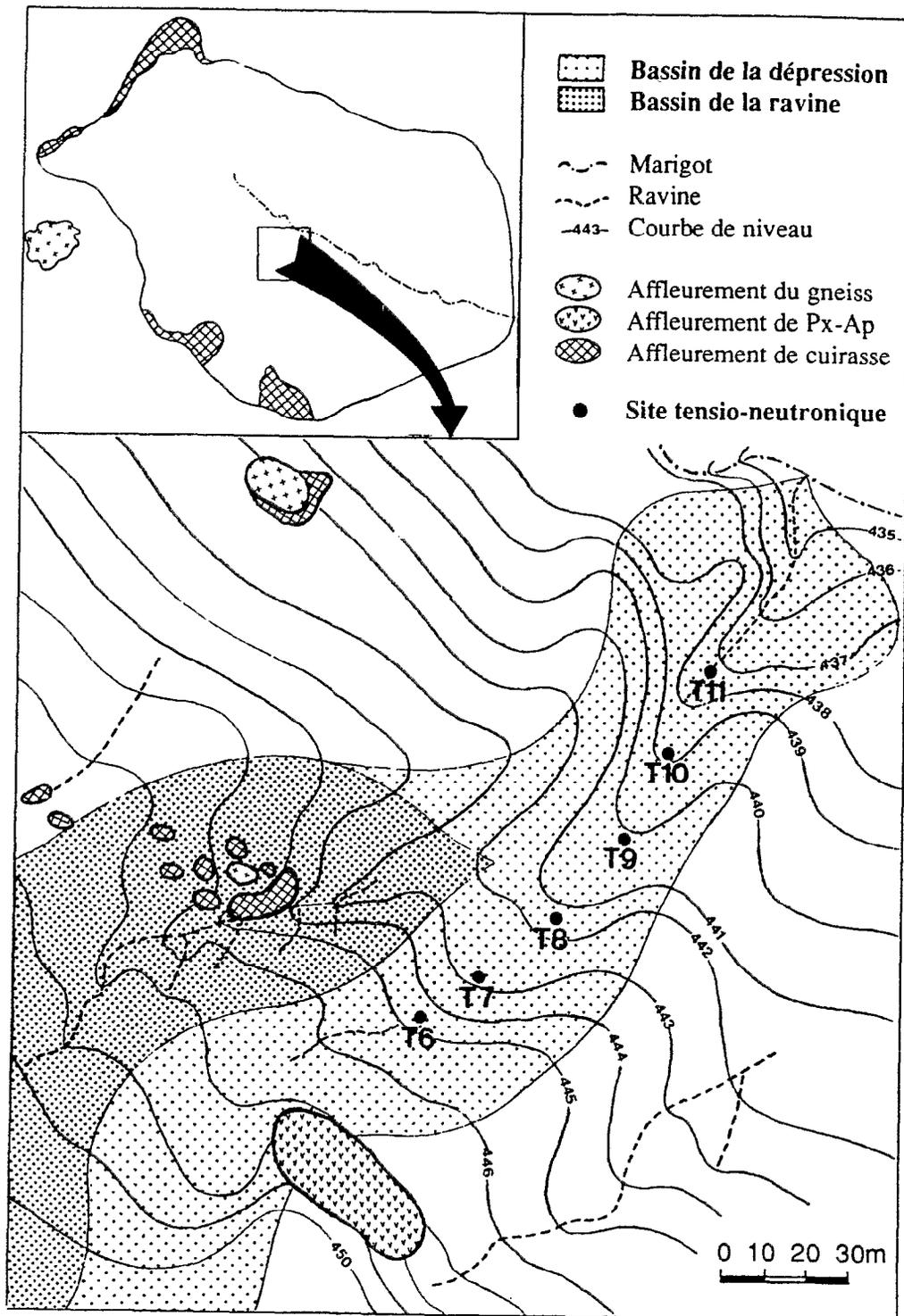


Figure 1. Localisation du site d'étude.

## LOCALISATION DU SITE D'ETUDE

Le site d'étude est situé sur la rive droite du bassin, dans l'un des thalwegs secondaires des bas de versant (fig. 1). Un relevé topographique détaillé a permis d'avoir une meilleure appréciation de la morphologie de ce thalweg.

Ce relevé fait apparaître la présence de deux micro-bassins (fig. 1). Le premier correspond au thalweg secondaire. Il présente à l'aval un axe de drainage superficiel qui est raccordé à l'axe de drainage principal (marigot) du bassin versant de Booro-Borotou. L'axe de drainage de ce thalweg est matérialisé par une très légère incision linéaire (sur moins de 20 cm). Le deuxième micro-bassin collecte les eaux de ruissellement d'une ravine. Il est emboîté à l'amont dans le premier micro-bassin. Le tracé de la ravine est dévié à l'aval vers le thalweg et disparaît dans ce dernier. Cet emboîtement et ce décrochement montrent que la ravine est captée par le thalweg et que la mise en place de la ravine est très probablement postérieure à la mise en place du thalweg.

## MATERIEL ET PROTOCOLE DE MESURE

Le dispositif expérimental a été installé dans l'axe de symétrie ou de drainage du thalweg secondaire (fig. 1). Sur un micro-transect de 125 m de long, six sites tensiométriques (T6, T7, T8, T9, T10, T11), espacés de 25 m chacun, ont été retenus et implantés. Le site T6, le plus amont, est localisé juste à l'aval de la zone d'induration de la mi-versant. Le site T11, le plus aval, est, à l'inverse, situé à l'amont de la petite incision linéaire du thalweg, à 60 m du marigot.

La profondeur des tubes neutroniques est variable (T6, T7 et T10 : 295 cm, T8 : 355 cm, T9 : 315 cm, T11 : 175 cm). Dans la mesure du possible, ces profondeurs recoupent la majeure partie des organisations structurales aval. Les mesures neutroniques (Solo 40), espacées tous les dix centimètres, débutent à 5 cm de profondeur.

L'étalonnage neutronique des tubes a été réalisé par la méthode gravimétrique. La densité apparente a été mesurée à l'aide d'une sonde gamma et contrôlée par des mesures au cylindre. Autour de chaque tube (à 35 cm), une batterie de douze bougies tensiométriques (10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 100, 120, 140, 160 cm), reliées par des capillaires à un manomètre à mercure, ont permis de mesurer les potentiels de charge dans le sol.

Ce dispositif permet donc de raisonner sur des verticales mais aussi et surtout, en reliant latéralement ces verticales, de visualiser sur des coupes les courbes d'isoteneur en eau ou d'isocharge. Seules, les courbes d'isoteneur en eau seront présentées dans le cadre de cet article.

Le protocole de mesure a été adapté au rythme des pluies. Une série de mesures par tube neutronique a été prévue après chaque pluie supérieure à 5 mm. Le pas de temps de mesure est ensuite croissant pendant le ressuyage jusqu'à la prochaine pluie. En pleine saison pluvieuse, ce pas de temps, lié à l'occurrence des précipitations, a atteint parfois un rythme quotidien. En saison sèche, un pas de temps minimal de deux semaines a été imposé. Ce protocole a été appliqué sur une période de deux ans (du 24/04/85 au 18/03/87). Il avait pour objectif une estimation de la recharge en eau du sol et une caractérisation de la cinétique de ressuyage. Dans la mesure où il ne

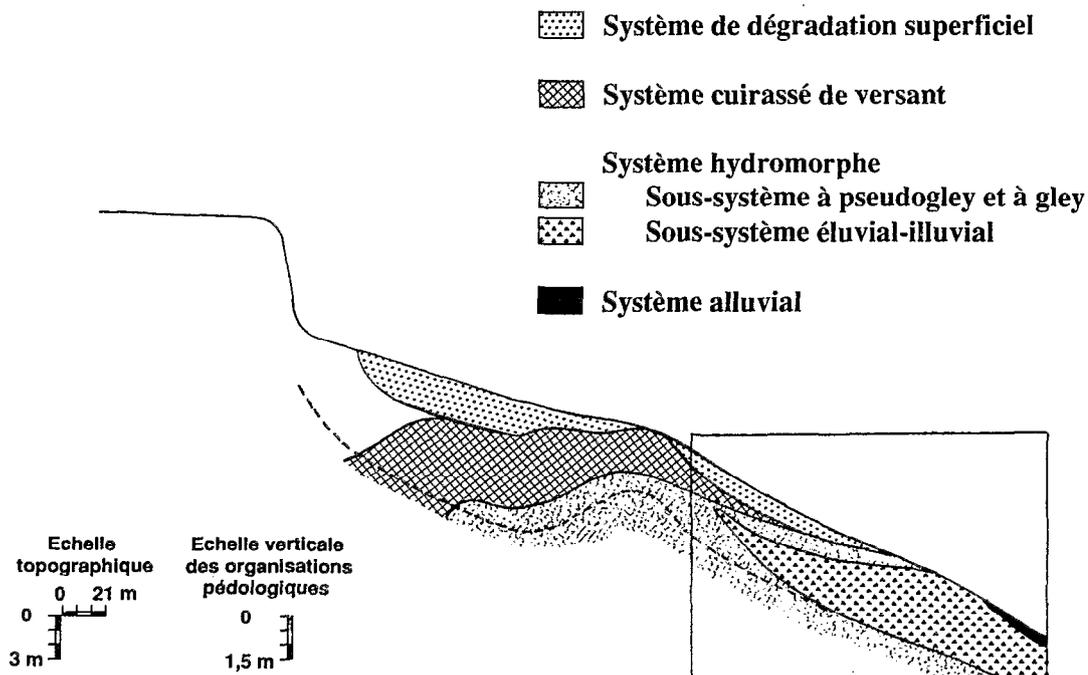


Figure 2. Localisation du micro-transect et délimitation des quatre systèmes sur le versant.

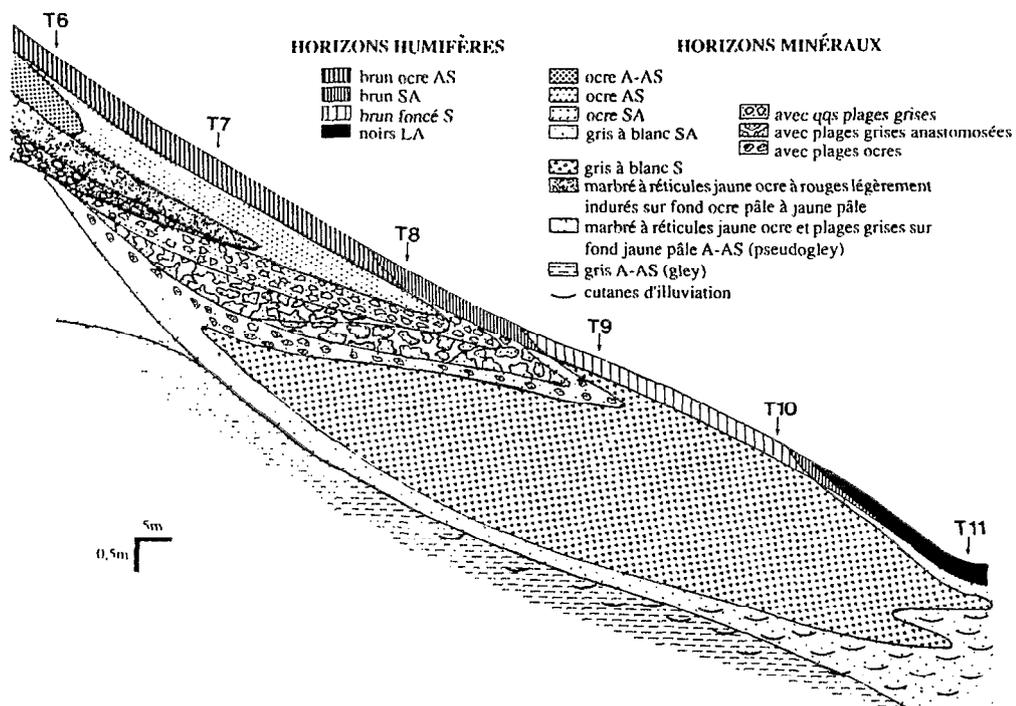


Figure 3. Les organisations pédologiques.

permettait pas une caractérisation fine de la cinétique d'infiltration et de filtration d'eau dans le sol, des mesures tensio-neutroniques sous simulation de pluie ont été réalisées à l'emplacement de chaque tube en novembre 1986.

## LES ORGANISATIONS TEXTURALES ET STRUCTURALES

### Les systèmes et les horizons

Dans un premier temps, il convient de resituer les organisations texturales et structurales du micro-transect étudié à l'échelle du bassin versant. La figure 2 qui ne fait apparaître que les grandes structures montre que ce micro-transect intègre la partie aval du système de dégradation superficielle et du système hydromorphe et la partie amont du système colluvio-alluvial. Seuls, les deux premiers présentent un développement spatial important (plus particulièrement le système hydromorphe) et mériteront de ce fait une plus grande attention.

D'autre part, les données présentées par Fritsch *et al.* (1989b) ont révélé pour le système hydromorphe l'existence de deux sous-systèmes : un sous-système à pseudogley et à gley à l'amont et un sous-système éluvial-illuvial emboîté à l'aval dans le précédent. La figure 2 montre que le micro-transect intègre la totalité du sous-système éluvial-illuvial. Enfin, rappelons (Fritsch *et al.* 1986) que ce sous-système a une forme en "langue" caractéristique, qu'il est généralisé à l'aval des versants (distribution radiale par rapport à l'axe du marigot), qu'il présente un développement optimal (surtout vertical) dans l'axe de symétrie des thalwegs secondaires et qu'il est lui-même à l'origine de la formation de ces thalwegs par simple soutirage.

La figure 3 établit l'inventaire des principales organisations (horizons) du micro-transect et les resitue sur une coupe. L'observation de la coupe révèle une différenciation essentiellement latérale. De l'amont vers l'aval, cette différenciation marque un éclaircissement (progressif à proximité de la surface ou brutal et par plages de plus en plus nombreuses en profondeur) des matrices meubles du sol (baisse des teneurs en fer) et une diminution des teneurs en éléments fins (principalement en argile).

Ces gradients relatifs à la teneur en fer et à la teneur en argile sont confirmés par les résultats des données analytiques (fig. 4 et 5). Ils existent à deux niveaux : dans la partie supérieure de la couverture pédologique (de bas en haut et de l'amont vers l'aval sur environ 60 cm d'épaisseur) et plus en profondeur à l'amont (verticalement vers le bas et vers le haut et de l'amont vers l'aval). Dans ce deuxième cas, le gradient permet de délimiter un vaste réservoir en forme de "langue" qui devient affleurant à l'aval (site T9 et T10) et qui est lui même surmonté tout à fait à l'aval par des dépôts limono-argileux noirs (site T11). Ainsi, ces gradients nous révèlent les trois systèmes du micro-transect : système de dégradation superficielle, système hydromorphe à sous-système éluvial-illuvial, système d'apport colluvio-alluvial. Les deux premiers se rejoignent et se confondent à l'aval dans la mesure où le stade ultime de leur différenciation est le même (horizons humifères brun foncé ou minéraux blancs à gris sableux).

## La porosité

Depuis les travaux de Cambier et Prost (1981), Bruand (1985), il est admis que la porosité du sol est le reflet de son organisation texturale et structurale. D'autre part, les travaux de laboratoire qui ont été présentés par Bruand *et al.* (1990) montrent qu'il est aisé de différencier dans ces sols deux grands types de porosité : une microporosité et une macroporosité. La microporosité est plasmique et relative au mode d'assemblage des constituants fins du sol (argile, oxy-hydroxydes de fer). Dans le micro-transect, la macroporosité est à la fois biologique (surtout dans la partie supérieure du sol) et interstitielle, donc relative au mode d'assemblage entre constituants fins et grossiers (minéraux primaires essentiellement quartzeux) du sol.

Les figures 6 et 7 présentent respectivement sur des coupes la distribution spatiale de cette micro et de cette macroporosité. Suite aux travaux de Bruand *et al.* (1990), la microporosité a été assimilée à la teneur volumique en eau au pF 4,2. Cette dernière est elle-même étroitement corrélée (fig. 8) à la teneur en éléments fins du sol (argile granulométrique + limon fin). D'après les résultats d'analyses effectuées sur certains échantillons (spectrométrie IR, RX, chimie), ces éléments fins englobent la quasi totalité de la teneur en argile minéralogique et en oxy-hydroxyde de fer. Dans la mesure où la teneur en limon fin est relativement constante (6 % en moyenne), la distribution spatiale de cette microporosité est très proche de celle relative à la teneur en argile granulométrique (comparaison des fig. 4 et 6).

La macroporosité est estimée ici en soustrayant la microporosité à la porosité totale du sol. La figure 7 montre globalement que cette macroporosité est d'autant plus élevée que la teneur en éléments fins du sol est plus faible, ce qui corrobore les résultats obtenus par Bruand *et al.* (1990).

Elle augmente à deux niveaux dans le micro-transect : dans la partie supérieure du sol, de l'amont vers l'aval, et en profondeur dans la langue sableuse. Le développement de cette macroporosité doit être relié à la vidange en argile du sol qui accroît la porosité interstitielle (Fritsch *et al.* 1989a). Rappelons que cette perte en éléments fins s'exerce à la fois dans le système de dégradation superficielle et dans la partie éluviale du système hydromorphe.

A l'inverse, la macroporosité décroît fortement à deux niveaux : dans la partie illuviale du système hydromorphe et dans le système colluvio-alluvial argileux aval.

## LE FONCTIONNEMENT HYDRODYNAMIQUE

### Stock hydrique en fin de ressuyage : état de référence

En l'absence de précipitations, nous verrons dans le chapitre IV que le stock hydrique décroît progressivement puis se stabilise au bout d'un certain temps (variable suivant les types d'horizon) à une valeur seuil minimale.

Cet état d'hydratation le plus sec du sol, obtenu en fin de ressuyage bien après l'arrêt des écoulements superficiels dans le marigot, a été atteint le jour de l'installation du matériel tensio-neutronique (le 24/04/85). Il peut être assimilé à un état de référence ou d'équilibre stable dans la mesure où il n'y a plus de circulation d'eau. Cet état de référence est présenté dans la figure 9. Si l'on exclut de cette figure la partie inférieure

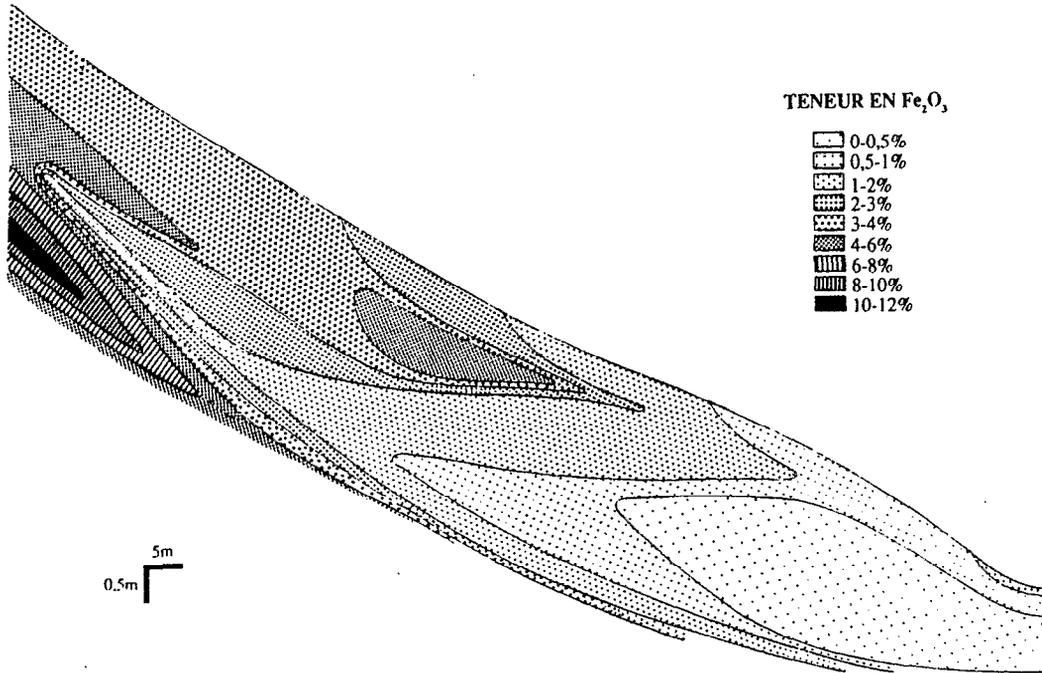


Figure 4. Courbes d'isoteneur en fer.

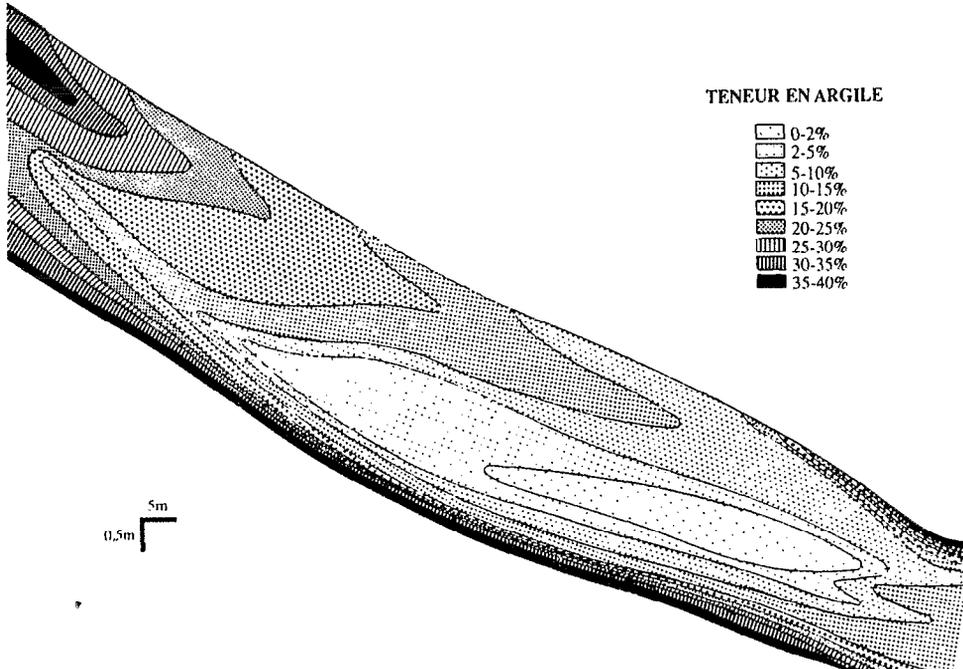


Figure 5. Courbes d'isoteneur en argile.

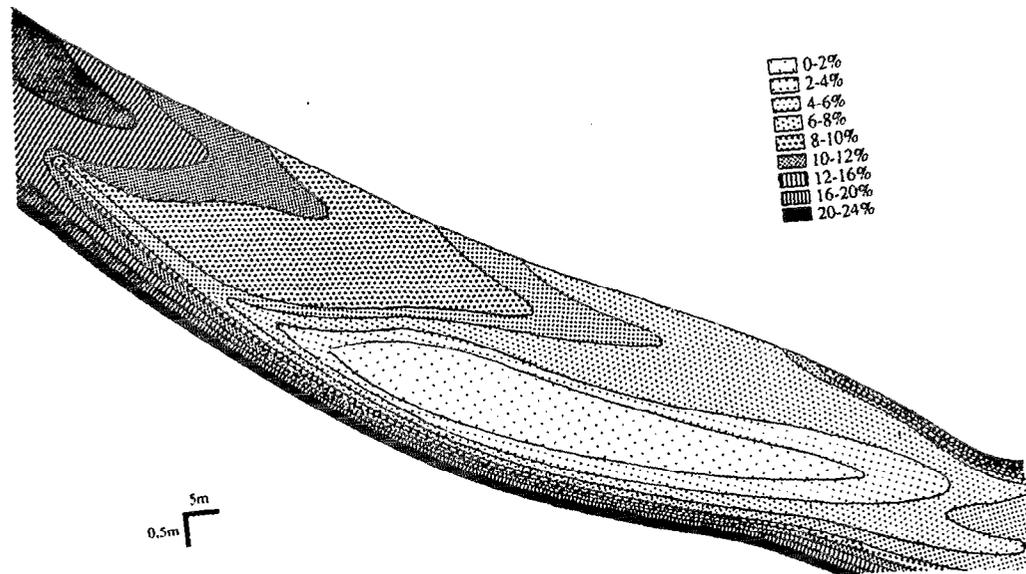


Figure 6. Distribution spatiale de la microporosité ( $\mu P$ ).  
 $(\mu P = W_p (pF4,2) \times da)$

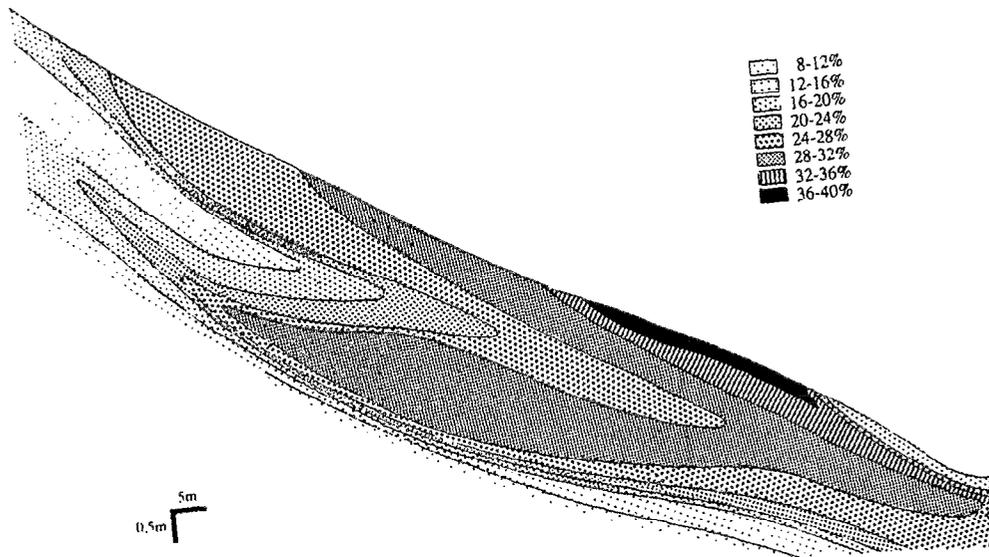


Figure 7. Distribution spatiale de la macroporosité ( $mP$ ).  
 $(mP = P - \mu P)$

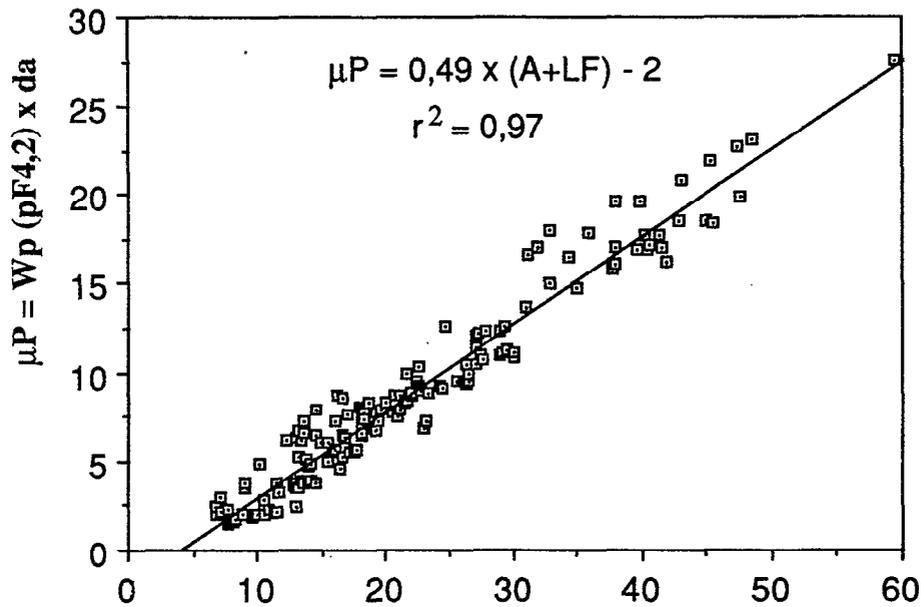


Figure 8. Relation entre microporosité ( $\mu P$ ) et teneur en éléments fins ( $A+LF$ ).

et aval soumise à l'action de la nappe (zone de saturation et d'hydratation par capillarité), les courbes d'isoteneur en eau se confondent pratiquement avec celles relatives à la microporosité (comparaison des figures 6 et 9). La corrélation obtenue entre ces deux paramètres (fig. 10) permet d'assimiler l'état minimal d'hydratation de la zone non saturée à cette microporosité. Nous en déduisons que les circulations d'eau se feront presque exclusivement dans la macroporosité et qu'en fin de ressuyage, l'entrée d'air dans la microporosité entraîne l'arrêt des écoulements. Dans cette microporosité, les seules pertes en eau ne pourront se faire que dans la partie supérieure du sol par évaporation.

### Mise en évidence de deux types de fonctionnement hydrique

Avant de présenter la cinétique de recharge et de vidange en eau à l'aval des versants au cours de l'année 1985-86, il importe de révéler l'existence de deux types de fonctionnement. Cette mise en évidence se fera sur une verticale dans la partie médiane du micro-transect étudié (site T8). Ce site intègre la plupart des phénomènes qui peuvent se produire dans le thalweg secondaire. A ce niveau, le sol comprend sur 0-125 cm un ensemble d'horizons ocres SA, sur 165-285 cm un réservoir blanc sableux et, à partir de 335 cm, un plancher imperméable argileux où aucune variation d'humectation n'a été enregistrée pendant les deux années de mesure.

Au début de la saison des pluies 1985 (du 24/04/85 au 16/07/85), nous constatons (fig. 11a) la quasi-saturation des horizons superficiels et la descente très lente (sur

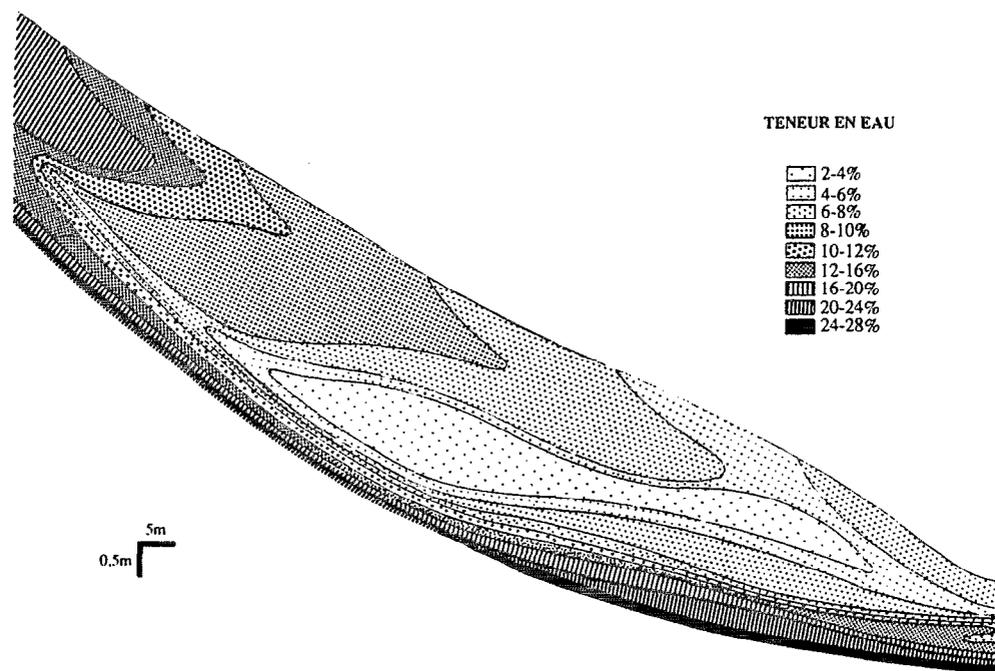


Figure 9. Courbes d'isoteneur en eau ( $W$ ) en fin de saison sèche (le 20/04/85).

environ trois mois) du front d'humectation ("effet piston"). Cette cinétique de percolation correspond au premier type de fonctionnement. Elle est spécifique aux sols ocre et très différente de celle qu'on peut observer à l'amont des versants dans les sols rouges. En effet, pour ces derniers, la descente du front d'humectation se fait à l'échelle de la pluie et non plus de la saison.

A la fin de la saison des pluies 1985 (18/07/85 au 21/08/85), nous constatons (fig. 11b) : d'abord, juste au-dessus du plancher argileux, la saturation très rapide de la base du réservoir sableux ; puis la remontée de la zone de saturation qui atteint 35cm de profondeur à sa cote optimale le 21/08/85. Ce deuxième type de fonctionnement, inverse au précédent puisqu'il est remontant et non plus descendant, correspond à la recharge de la nappe phréatique. Certaines années, la saturation du seul réservoir sableux est très rapide. Ainsi en 1985, elle s'est faite en trois semaines.

Durant un laps de temps relativement court (deux semaines en 1985 pour le site T8), les deux types de fonctionnements (superficiel et profond) apparaissent nettement distincts. D'autre part, lorsque la nappe commence à se mettre en charge, les gains de stocks hydriques sur le profil sont supérieurs aux apports pluviométriques (Chevallier, 1988). L'alimentation de la nappe à son début ne peut donc se faire que latéralement, soit par l'amont, soit par l'aval.

Enfin, les données font apparaître un net décalage dans le temps (quatre mois en 1985 pour le site T8) entre le fonctionnement superficiel et profond. Latéralement, le long du micro-transect étudié, ce décalage important à l'amont tend à s'annuler vers l'aval. Il est de ce fait très probable que les deux types de fonctionnement soient reliés d'un point de vue hydrologique à l'aval. A la suite de ces résultats, il apparaît plus

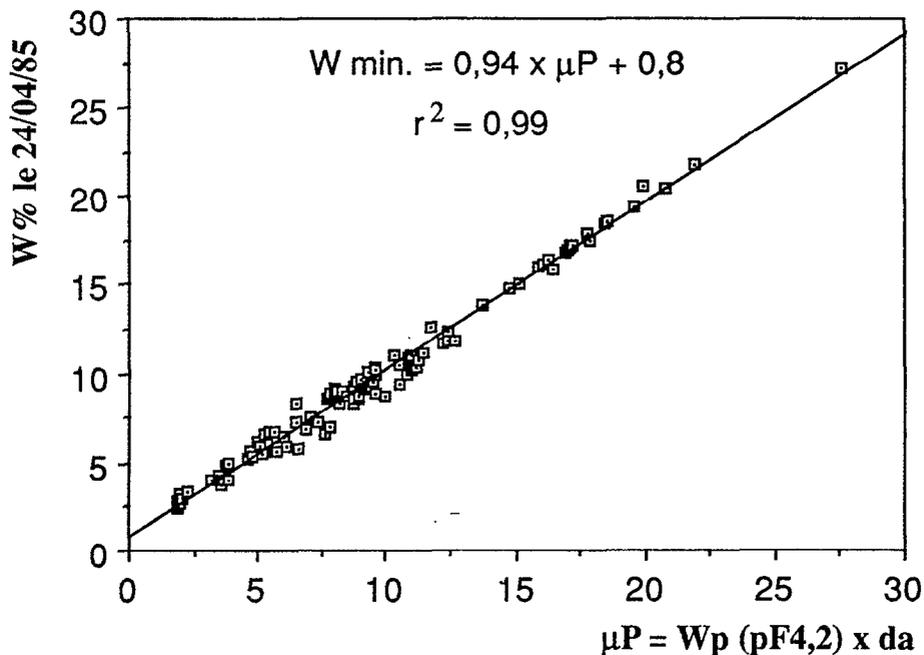


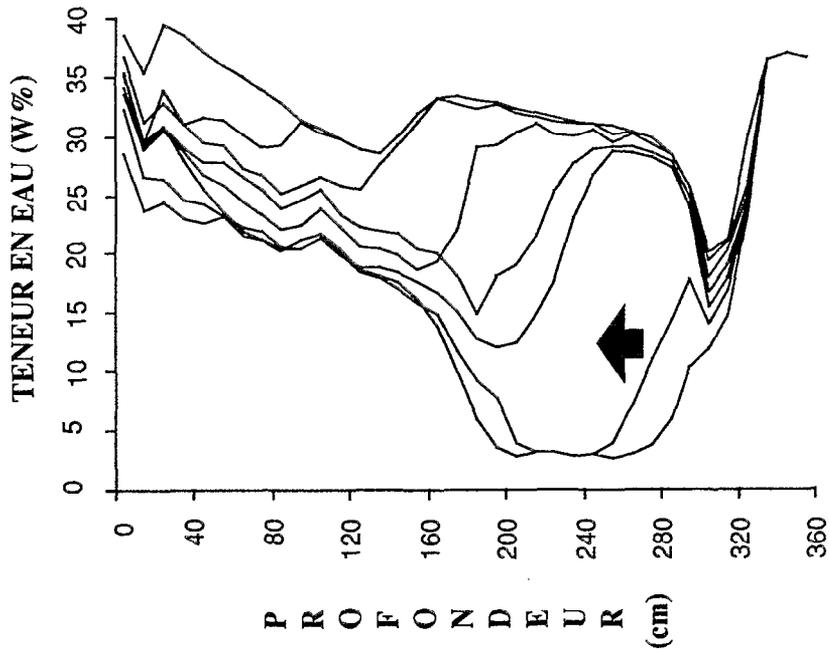
Figure 10. Relation entre la microporosité ( $\mu P$ ) et l'humidité en fin de ressuyage ( $W \text{ min.}$ ).

démonstratif de visualiser sur des coupes la recharge des stocks hydriques au cours de la saison des pluies 1985.

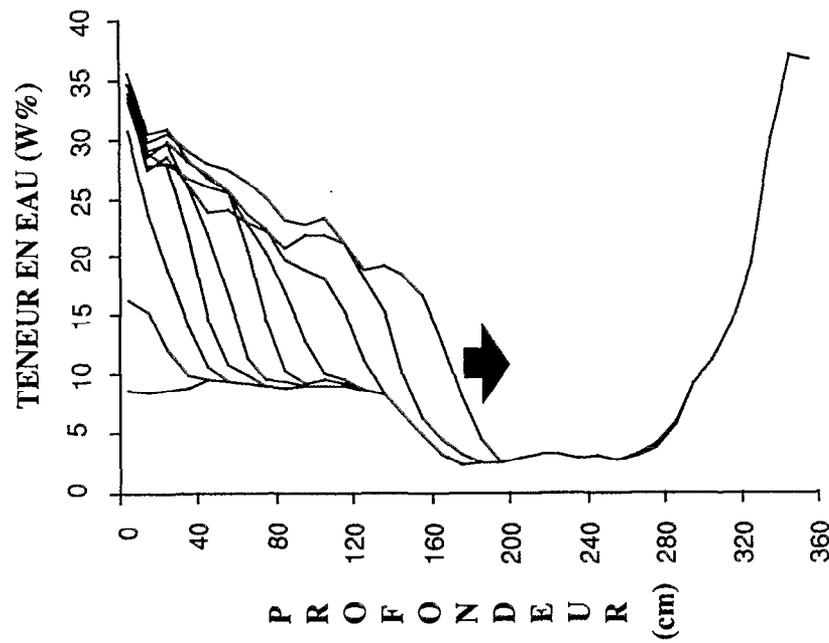
#### Variations de stock hydrique en phase de recharge (saison des pluies 1985)

A un instant  $t$  donné, la recharge en eau a été calculée par différence, par rapport à l'état hydrique le plus sec (cf chapitre I). Ce mode de calcul permet d'estimer la réserve en eau disponible qui est présente dans la macroporosité. En effet, nous avons vu que cette eau était pratiquement la seule à migrer dans le sol. Cinq dates (05/07/85, 16/07/85, 22/07/85, 01/08/85, 21/08/85) ont été retenues pour résumer les modalités de la recharge en eau à l'aval des versants.

Le 05/07/85 (fig. 12), le gain de stock en eau par rapport à l'état hydrique le plus sec ne concerne que la partie supérieure de la couverture pédologique. Le front d'humectation, matérialisé par les zones où les courbes d'isoteneur en eau sont le plus resserrées, est sensiblement parallèle à la surface topographique. Il n'a pas encore rejoint à l'aval le toit de la nappe phréatique (figuré en trait pointillé et renforcé sur la coupe). D'autre part, il apparaît que cette recharge en eau est d'autant plus importante qu'on se rapproche de l'aval. Ceci se traduit à la fois par une plus grande profondeur d'humectation (45 cm au site T6 et 95 cm au site T11) et par des teneurs en eau plus élevées (à l'exclusion du dépôt argileux superficiel aval). Cette tendance va se poursuivre tout au long de la saison pluvieuse. Elle peut être attribuée, comme la simulation de pluie l'a montré à l'emplacement des tubes neutroniques, à



a) CINÉTIQUE DE PERCOLATION  
(DU 24/04/85 AU 16/07/85)



b) RECHARGE DE LA NAPPE  
(DU 18/07/85 AU 21/08/85)

Figure 11 : Cinétique de recharge des stocks en eau au site T8

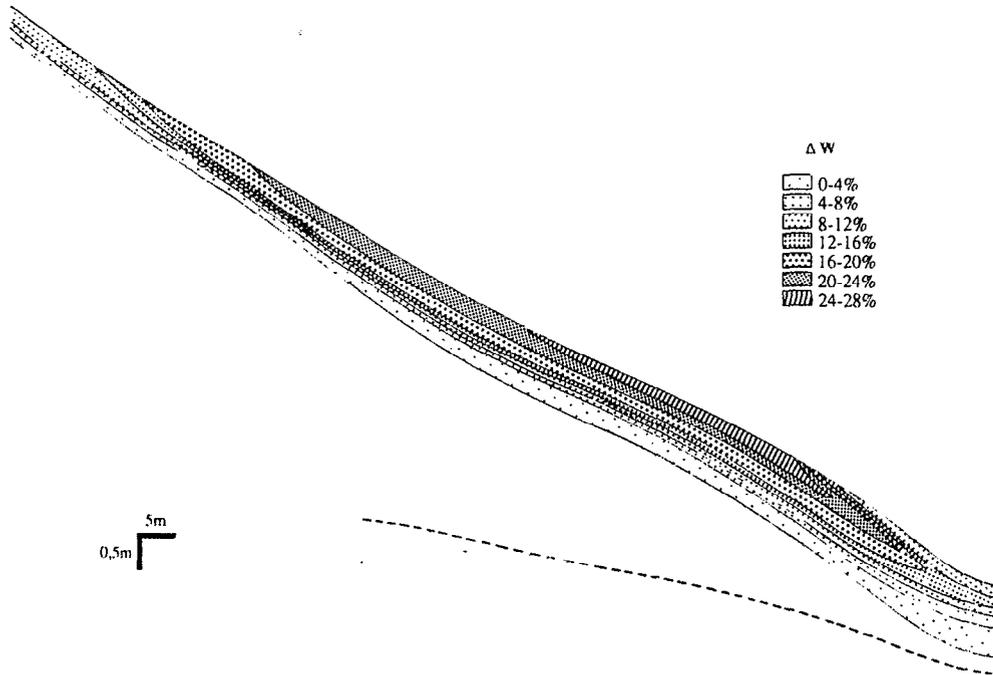


Figure 12. Accroissement du stock hydrique - par rapport à l'état le plus sec. Le 05/07/85).

l'augmentation progressive de l'infiltrabilité de l'amont vers l'aval mais aussi à une cinétique de percolation à la fois verticale et latérale. Comme nous l'avons vu, ce drainage latéral vers l'aval est induit par un drainage vertical déficient.

Le 16/07/85 (fig. 13), le front d'humectation plus diffus (les courbes d'isoteueur en eau étant plus espacées) a rejoint la zone de saturation de la nappe. Il s'ensuit une recharge de la nappe par les eaux de percolation à l'aval. Cette recharge augmente le volume en eau disponible de la nappe qui se développe à la fois verticalement du bas vers le haut mais aussi latéralement de l'aval vers l'amont. Ce volume épouse la base aval du réservoir sableux et acquiert comme ce dernier une forme en langue caractéristique. Le toit de la nappe présente une très légère pente mais reste encore assez proche de l'horizontal. Cette coupe révèle ainsi les deux types de fonctionnement (l'un superficiel, l'autre plus profond) présentés dans le chapitre précédent et montre bien que la zone de la nappe mise en charge est alimentée à l'aval et qu'elle "remonte" dans le versant.

Le 22/07/85 (fig. 14) et le 01/08/85 (fig. 15), la cinétique de percolation par le haut et de recharge de la nappe vers la surface et vers l'amont se poursuit. Ces deux cinétiques se rejoignent progressivement (de l'aval vers l'amont) au fur et à mesure de l'état d'avancement de la saison des pluies. En se mettant en charge, la nappe acquiert une plus forte pente et finit pratiquement par épouser l'ensemble du réservoir sableux le 01/08/85 (fig. 15).

Le 21/08/85 (fig. 16), la coupe situe l'état de recharge optimal en eau atteint l'année 1985. Cette coupe montre que la zone de saturation déborde largement sur la structure en langue du réservoir sableux. Il en résulte, dans la zone de saturation, une similitude

entre les courbes obtenues et celles relatives à la macroporosité (comparaison des fig. 7 et 16).

### **Variations de stock hydrique en phase de vidange (saison sèche 1985-86)**

Nous présenterons d'abord la cinétique de ressuyage à l'emplacement du tube T8 puis nous comparerons les différents sites entre eux en calculant la réserve en eau disponible sur l'ensemble du profil. Toutefois, pour éviter d'intégrer, en fin de ressuyage du sol, la recharge en eau de la partie supérieure de la couverture pédologique au début de la nouvelle saison pluvieuse (1986), nous avons éliminé des calculs la réserve en eau disponible des 55 cm supérieurs du sol.

A l'emplacement du tube T8, le ressuyage à une profondeur déterminée se fait de façon exponentielle (fig. 17a) et s'étale sur une période de trois à six mois. Ce ressuyage débute en surface et progresse avec le temps en profondeur (fig. 17a : comparaison des différentes profondeurs et fig. 17b). Il est lent et progressif dans les horizons ocres

SA (fig. 17b sur 0-125 cm). A l'inverse, il devient plus rapide et brutal dans le réservoir sableux (fig. 17b sur 165-285 cm). Les mesures piézométriques confirment que cette cinétique est associée à la vidange de la nappe. En terme de bilan (fig. 18a : site T8), la décroissance de la réserve en eau disponible est pratiquement linéaire et étalée, pour l'année 1985-86, sur sept mois et demi.

Cette cinétique est pratiquement la même sur l'ensemble des six sites d'étude. Toutefois, pour les trois sites amont qui ne sont pas saturés en eau dès la surface en début de ressuyage, nous constatons (fig. 18a) :

- que la réserve en eau disponible et que la vitesse de ressuyage (estimée ici par la pente de la droite) augmentent du site T6 au site T8,
- qu'ils commencent à se ressuyer pratiquement en même temps, mais que la fin du ressuyage est d'autant plus tardive qu'on se situe plus à l'aval du versant.

A l'inverse, pour les trois sites aval, saturés dès la surface en début de ressuyage, nous constatons (fig. 18b) :

- que la réserve en eau disponible et la vitesse de ressuyage décroissent du site T9 au site T11,
- que le début du ressuyage est nettement décalé dans le temps, celui-ci étant d'autant plus tardif qu'on est plus proche du marigot,
- que le stock hydrique en fin de ressuyage (année 1986) est supérieur à celui obtenu en 1985 et que l'écart entre les deux valeurs minimales est d'autant plus important qu'on se rapproche de l'aval.

Nous en déduisons que le ressuyage du sol est contrôlé par la vidange de la nappe. La partie supérieure et amont du versant se ressuyent en premier. Tant que la partie aval sableuse (T9, T10) reste saturée jusqu'en surface (période de trois mois et demi en 1985-86), les écoulements latéraux de nappe vers le marigot restent très superficiels. D'autre part, il apparaît également que la réserve en eau disponible et la vitesse de

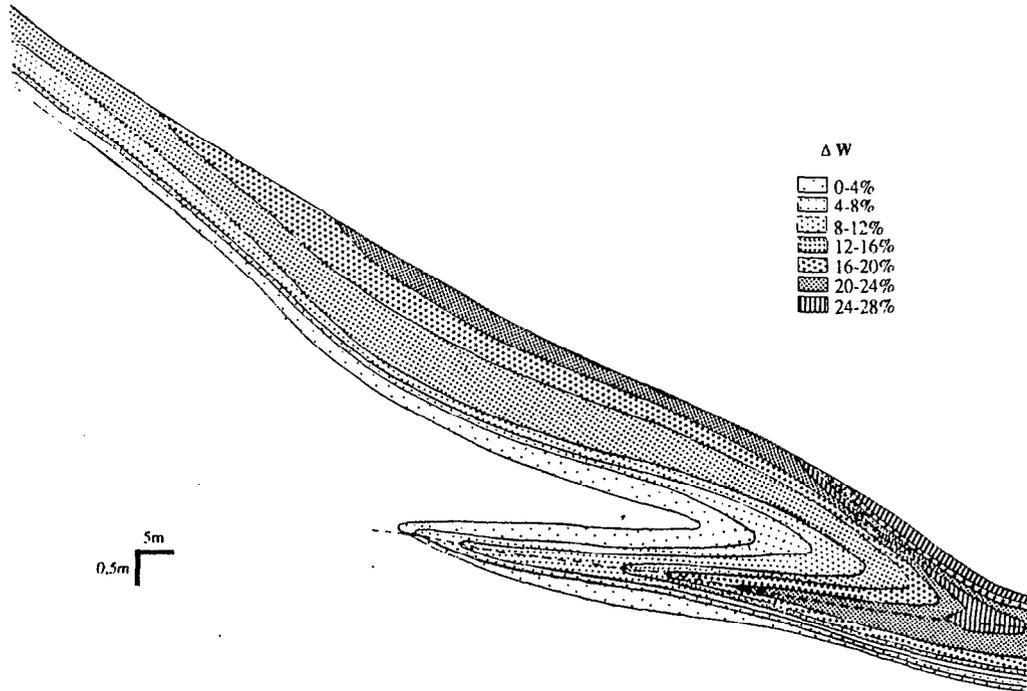


Figure 13. Accroissement du stock hydrique - par rapport à l'état le plus sec. Le 17/07/85.

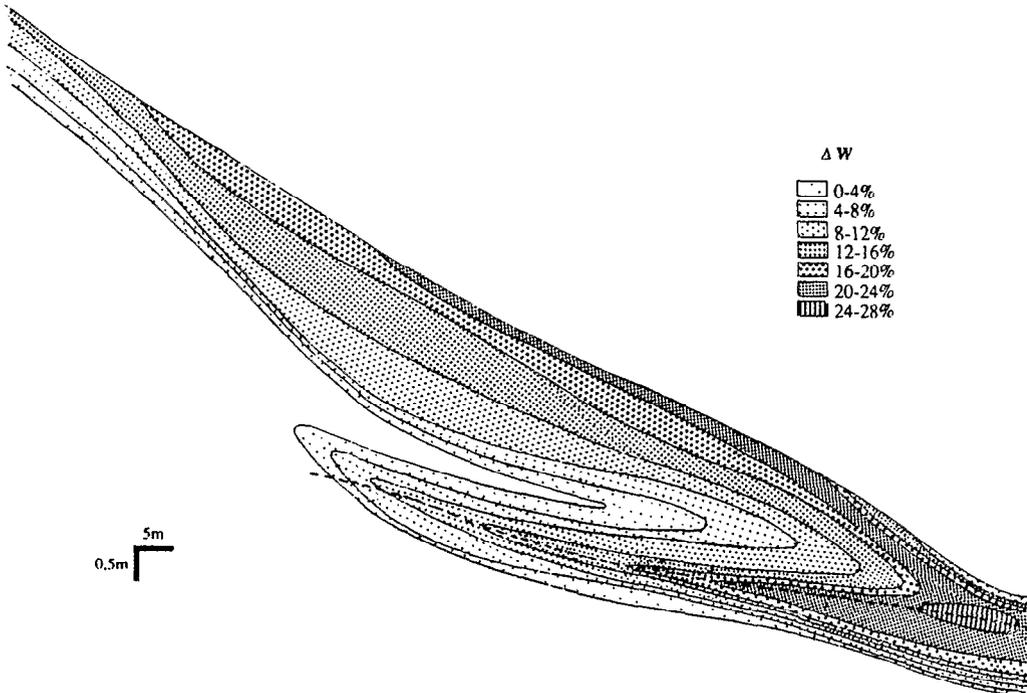


Figure 14. Accroissement du stock hydrique - par rapport à l'état le plus sec. Le 22/07/85.

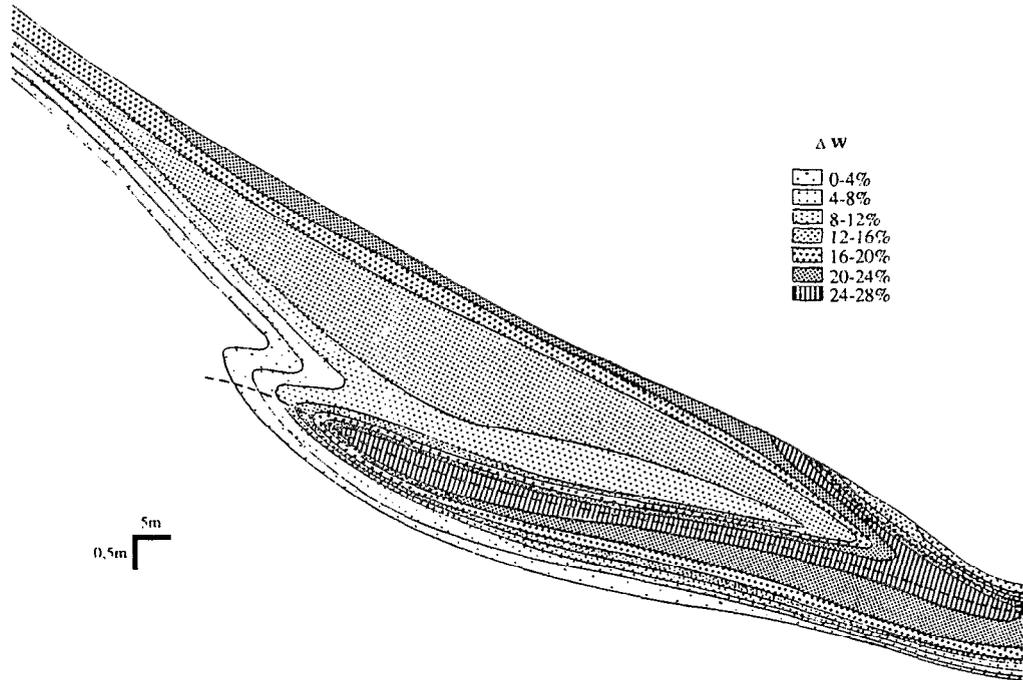


Figure 15. Accroissement du stock hydrique - par rapport à l'état le plus sec. Le 01/08/85.

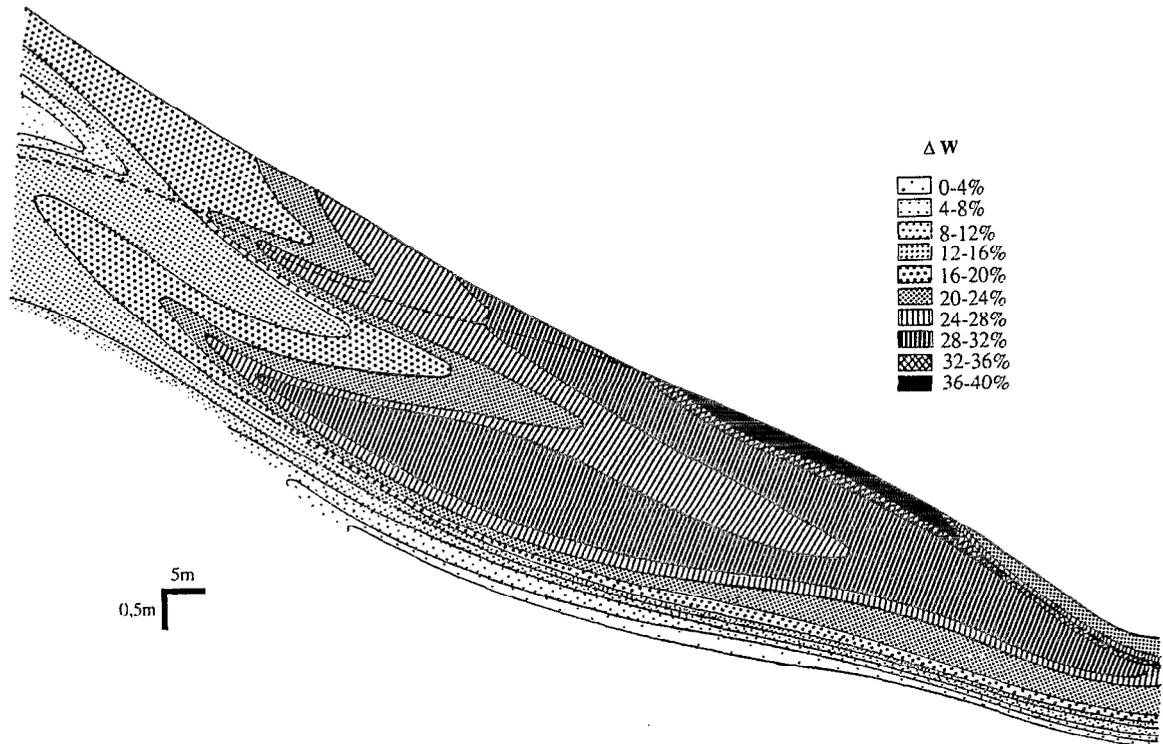


Figure 16. Accroissement du stock hydrique - par rapport à l'état le plus sec. Le 21/08/85.

ressuyage sont contrôlées en grande partie par l'épaisseur du réservoir sableux. Ces deux paramètres sont d'autant plus élevés que ce réservoir est plus épais.

### Variations interannuelles

Une étude statistique régionale des données climatiques (Kouame, 1986, 1987 ; Chevallier, 1988) a permis de préciser l'importance relative des apports pluviométriques durant les deux années de mesures. Cette étude montre qu'en termes d'apport annuel, l'année 1985 a été nettement excédentaire (1.530 mm : récurrence 5 années humides) et, qu'à l'inverse, l'année 1986 a été largement déficitaire (1.072 mm : récurrence entre 10 et 20 années sèches).

En 1986, l'état de recharge optimale en eau a été atteint le 06/11/86. Il est proche de celui qui a été obtenu le 22/07/85 (fig. 14) et montre de ce fait que la saturation totale du réservoir sableux n'a pas été atteinte cette année-là. Nous en déduisons que la zone de stockage maximal en eau de la nappe dépasse le volume du réservoir sableux en année excédentaire et, à l'inverse, qu'elle n'exploite pas tout ce volume en année déficitaire.

### DISCUSSION GENERALE

La discussion sera scindée en deux parties. Dans la première partie, nous traiterons de la différenciation spatiale des sols et du fonctionnement hydrique actuel à l'aval des versants. La discussion sera orientée autour de trois thèmes : relations entre structures et fonctionnement ; relations entre hydrodynamique superficielle et interne et répercussion qu'à le fonctionnement hydrique sur la différenciation aval des versants. Dans la seconde partie, nous entamerons une réflexion sur la genèse des systèmes et sur leur évolution dans l'espace et dans le temps (à l'échelle du bassin de l'aval vers l'amont et à l'échelle de l'Afrique de l'ouest du nord vers le sud).

A l'échelle des bas de versant, la différenciation verticale et latérale du sol est essentiellement liée à la perte en éléments fins. Celle-ci s'observe à la fois à proximité de la surface (système de dégradation superficielle) et en profondeur (réservoir sableux du sous-système éluvial-illuvial du système hydromorphe). Ces deux appauvrissements se rejoignent à l'aval. Ils modifient la géométrie de l'espace poral en développant une macroporosité interstitielle au détriment d'une microporosité plasmique presque toujours en état de saturation. Ces organisations texturales et structurales canalisent les écoulements et montrent de ce fait qu'elles conditionnent l'ensemble du fonctionnement hydrique.

D'autre part, il apparaît nettement que le système de dégradation superficielle sert d'impluvium au système hydromorphe. L'alimentation du système de nappe se fait par le haut, surtout à l'aval des thalwegs secondaires. Il y a alors une remontée du bas vers le haut et de l'aval vers l'amont de la zone de saturation qui épouse plus ou moins complètement les structures en langues du système hydromorphe.

Enfin, l'alimentation du système de nappe dépend des conditions bioclimatiques externes. En année pluvieuse excédentaire, la zone de saturation déborde sur les structures éluviales du système hydromorphe. Ceci permet la dissolution partielle des constituants fins du sol et, en phase de vidange de la nappe, leur mobilisation et leur

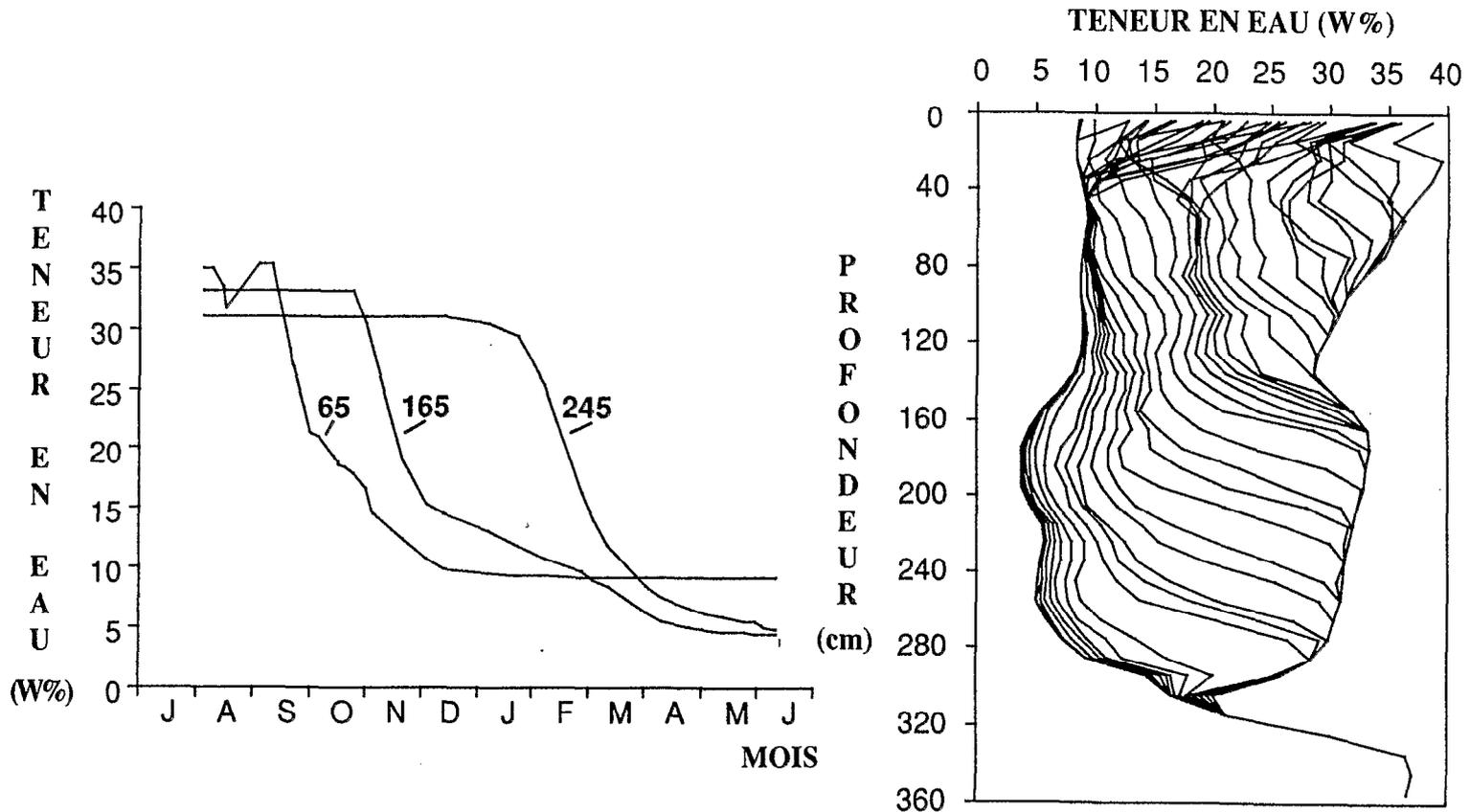


Figure 17 : Cinétique de ressuyage au site T8

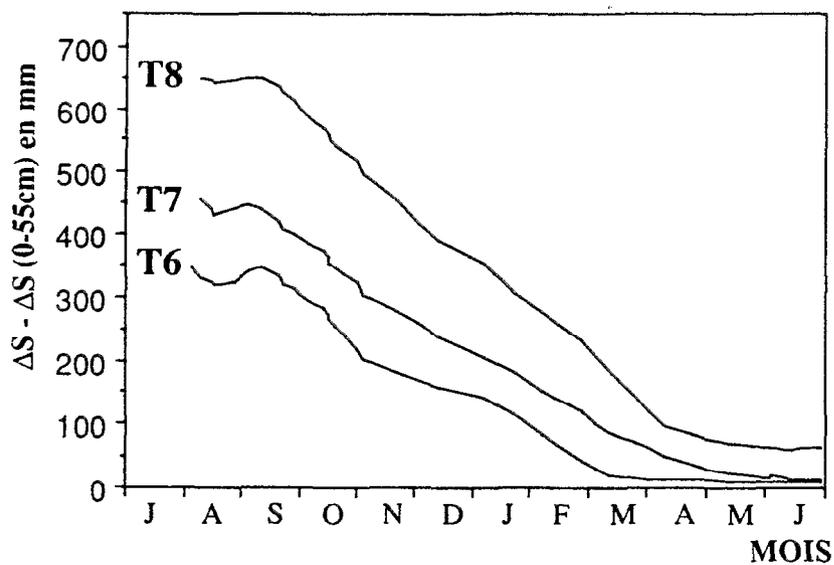
migration vers l'aval. Précisons que les eaux de drainage interne mais aussi superficiel sont très chargées en saison des pluies (couleur blanc laiteux). D'après les analyses, ces eaux sont sursaturées (par rapport au quartz) en silice (20 à 50 ppm) et chargées en colloïdes, notamment en kaolinite. Par débordement de la nappe, ces constituants sont exportés hors du bassin versant. Lorsque les débits deviennent plus faibles, ces constituants décantent et alimentent par le haut le système colluvio-alluvial du bas-fond. De même, ils alimentent en argile la partie inférieure et aval des horizons sableux c'est à dire la partie illuviale du système hydromorphe. Il en résulte un véritable colmatage des sols dans le bas-fond. Ce colmatage limite les écoulements internes vers le marigot et favorise, à la nouvelle saison pluvieuse, la mise en charge de la nappe dans le versant et son éventuel débordement à l'aval.

D'un point de vue géochimique, les deux principaux systèmes (système de dégradation superficielle, système hydromorphe) ne sont actifs qu'en année pluvieuse excédentaire. Dans de telles conditions, nous constatons l'accroissement vers l'amont du bassin des zones soumises à l'hydromorphie. Vers l'amont, le débordement de ces zones dans les organisations ferrallitiques normalement drainées crée un déséquilibre propice à une dynamique latérale remontante des systèmes dans le modelé. Toutefois, cette dynamique évolutive est elle-même dépendante des grandes structures lithologiques (Fritsch *et al.*, 1986, 1989b). Ceci se traduit par une altération différentielle du socle qui canalise le développement des systèmes pédologiques. Ainsi le sous-système éluvial-illuvial du système hydromorphe a un développement spatial accru à l'aval des versants dans les zones de surcreusement du socle. Sa dynamique latérale remontante est limitée à la mi-versant par une remontée du socle et du manteau d'altération surmonté lui-même par le système cuirassé (Fritsch *et al.*, 1986). En activant l'érosion interne, ce sous-système crée la rupture de pente de mi-versant et les thalwegs secondaires. Avec le temps, ces thalwegs peuvent, eux-mêmes, être considérées comme des précurseurs de bas-fond. Il en résulte un accroissement des zones de bas-fond à l'aval et, à l'inverse, une régression des reliques du domaine ferrallitique à l'amont des versants.

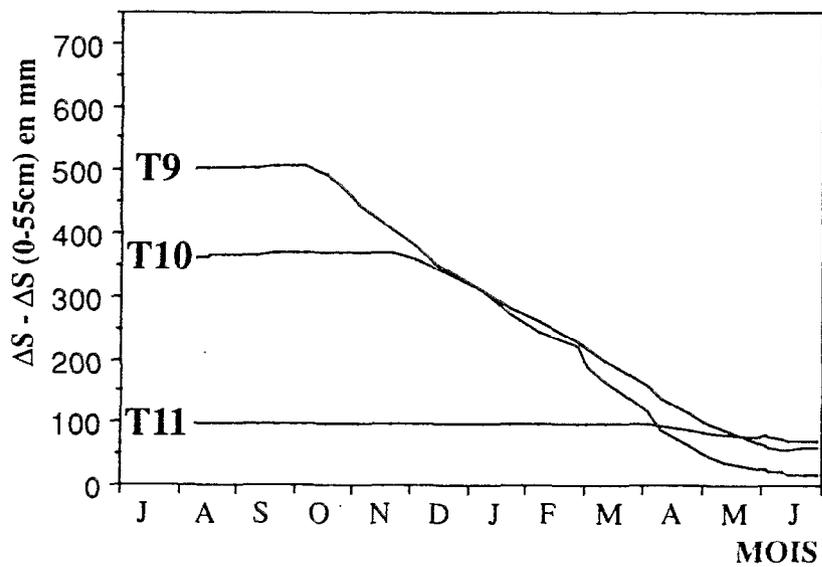
Enfin, nous avons montré l'interconnection des deux principaux systèmes à l'aval des versants. On est alors en droit de se demander si le développement du sous-système éluvial-illuvial au sein du système hydromorphe n'est pas étroitement corrélé à l'extension du système de dégradation superficielle dans la couverture ferrallitique initiale. Deux arguments tendraient à confirmer cette hypothèse :

- à l'échelle de l'Afrique de l'ouest, l'extension du système de dégradation superficielle du sud vers le nord dans la couverture pédologique est relayée par celle du sous-système éluvial-illuvial (Boulet, 1974 ; Bocquier, 1971). Au stade ultime de cette évolution (Bocquier, 1971), le système éluvial-illuvial devient affleurant et quasi exclusif sur l'ensemble de la couverture pédologique. Ceci sous-entend non seulement la disparition de la relique ferrallitique, mais aussi du système de dégradation superficielle,
- à conditions bioclimatiques identiques (par exemple celles de Booro-Borotou), le changement de roche mère (par exemple passage du granite : Booro-Borotou aux schistes : IGUE 1985) entraîne une nette régression du système de dégradation superficielle et la quasi disparition du sous-système éluvial-illuvial.

Il semble bien de ce fait exister une relation d'antériorité de l'un par rapport à l'autre. D'autre part, nous avons montré l'antériorité des systèmes cuirassés par rapport



a) SUR LES TROIS SITES AMONT (T6, T7, T8)



b) SUR LES TROIS SITES AVAL (T9, T10, T11)

Figure 18 : Stock en eau disponible en phase de ressuyage  
(période : 21/08/85 - 26/06/86)

au sous-système éluvial-illuvial. En résumé, ce sous-système correspondrait à la portion du bassin versant de Booro-Borotou la plus récente et la plus active d'un point de vue géochimique. En Afrique de l'ouest, il commencerait à avoir un développement important dans la zone de transition du domaine ferrallitique et ferrugineux. Au nord, son développement accru, dans les zones arides et sèches, et la baisse des apports pluviométriques posent le problème de son fonctionnement actuel.

## CONCLUSION

L'étude montre que les grandes structures pédologiques à l'aval des versants conditionnent toute l'hydrodynamique superficielle et interne, qu'on soit en phase de recharge ou de vidange en eau de cette partie de la couverture pédologique. D'autre part, les systèmes pédologiques inventoriés à l'aval ne peuvent avoir une dynamique latérale remontante dans le versant et dans le temps qu'en année pluvieuse excédentaire. Cette dynamique évolutive est de ce fait contrôlée par les conditions bioclimatiques externes mais aussi par les grandes structures lithologiques. Elle a pour conséquence un accroissement des zones soumises à l'hydromorphie.

A travers un exemple, nous constatons également que la caractérisation texturale et structurale d'un site d'étude permet de prédire le sens des écoulements mais non de les quantifier en l'absence de mesure. Ainsi, les écoulements se feront suivant les gradients de plus forte différenciation. Dans la mesure où ces derniers sont essentiellement latéraux sur le versant du bassin de Booro-Borotou, l'hydrodynamique interne sera, elle-même, surtout latérale.

## REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient Mrs J. C. Burgaud et N. Silvera du Laboratoire des Radioisotopes d'Adiopodoumé (Côte d'Ivoire) pour leur collaboration et leur contribution à l'installation, l'étalonnage et la maintenance du matériel tensio-neutronique ainsi que Mrs Yao Thomas N'guessan et Yao Kouakou qui ont effectué la plupart des mesures sur le terrain.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Bocquier (G.)**, 1971. Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique. *Thèse*, Paris, 364 p.
- Boulet (R.)**, 1974. Toposéquences de sols tropicaux en Haute-Volta. Equilibres dynamiques et bioclimatiques. *Thèse Sci.* Strasbourg, *Mém. ORSTOM*, 85, 272 p.
- Bruand (A.)**, 1985. Contribution à l'étude de la dynamique de l'organisation de matériaux gonflants. Application à un matériau provenant d'un sol argilo-limoneux de l'Auxerrois. *Thèse 3ème cycle*. Paris VII, 225 p.
- Bruand (A.)**, **Braudeau (E.)**, **Fritsch (E.)**. 1990. Evolution de la géométrie de l'espace poral des sols lors du passage du domaine ferrallitique au domaine ferrugineux et hydromorphe : Exemple du bassin de Booro-Borotou (Côte d'Ivoire). Cet ouvrage.

- Cambier (Ph.), Prost (R.), 1981.** Etude des associations argile-oxyde : organisation des constituants d'un matériau ferrallitique. *Agronomie*, 1, 713-722.
- Chevallier (P.), 1988.** Complexité hydrologique du petit bassin versant. Exemple en savane humide, Booro-Borotou (Côte d'Ivoire). Thèse, Montpellier, 329 p.
- Fritsch (E.), Planchon (O.), Boa. (D.), 1986.** Les transformations d'un paysage cuirassé au Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire sur formations gneisso-migmatitiques. in : Séminaire Régional sur les latérites. ORSTOM, Paris, *Coll. Colloques et Séminaires*, 12 p. 11 fig.
- Fritsch (E.), Herbillon (A.), Jeanroy (E.), Pillon (P.), Barres (O.), 1989a.** Variations minéralogiques et structurales accompagnant le passage "sols rouges-sols jaunes" dans un bassin versant caractéristique de la zone de contact forêt-savane de l'Afrique occidentale (Booro-Borotou, Côte d'Ivoire). à paraître dans *Sciences Géologiques*.
- Fritsch (E.), Valentin (C.), Morel (P.), Leblond (P.), 1989b.** La couverture pédologique : interactions avec les roches, le modelé et les formes de dégradation superficielles. Cet ouvrage.
- Guehl (J.M.), 1981.** Dynamique de l'eau dans le sol en forêt tropicale humide Guyanaise. Influence de la couverture pédologique. *Bulletin de liaison ECEREX n°4*, ORSTOM Cayenne : 52-60.
- Guehl (J.M.), 1984.** Utilisation des méthodes tensio-neutroniques pour l'étude des transferts hydriques dans le sol en milieu ferrallitique Guyanais. *Science du Sol*, 1984 (1) : 35-50.
- Igue (M.), 1985.** Analyse structurale et représentation cartographique (1/2.500) d'une couverture ferrallitique d'un bassin versant sur formations schisteuses à Lokpasso (Sous-préfecture de Tiéningboué au centre Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire). Rapport Elève 2<sup>ème</sup> année, Adiopodoumé, 140 p.
- Kouame (B.), 1986.** Analyse et traitement des observations des postes pluviométriques de Touba et Bouna. Rapport de stage intégré. ENSTP-ENIT, Yamoussoukro, 28 p.
- Kouame (B.), 1987.** Formes des averses, variabilité spatiale et temporelle au nord-ouest de la Côte d'Ivoire. *Mémoire de DEA*, USTL Montpellier, 110 p.
- Lucas (Y.), Boulet (R.), Andrieux (P.), 1986.** Différenciation aval d'une couverture pédologique en Guyane Française. Organisation en système et fonctionnement hydrodynamique. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, XXII, 1 : 3-16.