4.4 LE BILAN D'EAU DU SOL

4.4.1 Introduction

Qu'est-ce que c'est le bilan d'eau? Le bilan d'eau, c'est l'ensemble de tous les processus qui contribuent à la variation du stock d'eau dans le sol. Quels sont les processus qui interviennent pendant une saison des pluies, donc pendant un cycle végétatif? Les premières pluies humidifient la couche superficielle du sol. Souvent une partie des pluies se perd par ruissellement; l'autre partie infiltrée dans le sol continue à se redistribuer dans des couches profondes sèches. Quand l'humidité du sol diminue, la tension de l'eau augmente et la redistribution s'arrête quand la tension arrive à la valeur qui correspond à la capacité au champ.

L'eau qui humidifie le sol est d'abord absorbée par les racines des plantes, puis transportée dans les feuilles, et ensuite transpirée pendant la photosynthèse. A côté l'eau peut s'évaporer de la surface du sol.

Cette évaporation dépend des conditions atmosphériques, comme la radiation, la température, l'humidité de l'air et la vitesse du vent et de la tension d'eau dans le sol. Ces conditions entraînent une montée du flux d'eau de la profondeur à la surface.

Quant à la transpiration, elle est fonction de la photosynthèse pendant laquelle les stomates sont ouverts, ce qui entraîne une perte d'eau. Quand il n'y a pas de photosynthèse et les stomates sont bien fermés, il n'y a pas de transpiration. Ceci explique pourquoi la transpiration est liée à la production primaire. Les plantes peuvent absorber l'eau du sol jusqu'à une certaine tension de l'eau. Ce niveau est alors appelé le point de flétrissement.

Le but essentiel de l'étude du bilan d'eau est d'arriver à une compréhension claire de la dynamique de l'eau du sol pendant une saison de croissance, c'est-à-dire l'ordre des quantités qui entrent en jeu au cours des différents processus spécifiques et leur liaison mutuelle. Cela pose la question de savoir, si l'eau est le facteur limitatif de la production primaire ou, si dans des conditions où l'eau existe en quantité suffisante, on peut améliorer la production primaire en améliorant les autres facteurs. Comprendre ce phénomène c'est aussi savoir comment le changement d'un facteur dans l'écosystème sahélien peut influencer le bilan d'eau. Une bonne connaissance de la dynamique du bilan d'eau nous donne aussi assez d'explications sur la dynamique de la végétation. Enfin, le bilan d'eau nous permet de savoir le degré de dégradation ou de désertification du milieu sahélien et d'indiquer des options pour l'amélioration du milieu physique de l'écosystème.

4.4.2 Les processus

4.4.2.1 L'infiltration de l'eau dans le sol

L'infiltration de l'eau dans le sol est le processus clé du bilan d'eau. L'eau entre dans le sol sous l'action de 2 forces, une de gravité et une d'absorption pratiquée par les pores du sol. Cette dernière force de matrice est grande si le sol est sec et diminue jusqu'à zéro si le sol devient saturé. Donc la vitesse d'infiltration de l'eau dans un sol

n'est pas une valeur constante, mais variable dans le temps, car grande au début d'une pluie, elle diminue dans le temps.

L'infiltration est facile à comprendre si le sol est uniforme, c'est-à-dire si le sol possède les mêmes caractères physiques en surface qu'en profondeur. Mais la compréhension et la description théorique deviennent difficiles si une telle homogénéité est absente et si une croûte est présente à la surface (voir partie 3.3.3). Dans le cas où cette croûte existe (sur des sols sablonneux-limoneux ou limono-sablonneux), l'infiltration de l'eau est beaucoup influencée par elle tandis que sa détermination au terrain est difficile. Cela a été illustré par les mesures faites aux champs d'expérimentation à Niono. Des mesures, avec un anneau d'eau en 1976 (Stroosnijder, 1977) donnaient des valeurs pour l'infiltration 10x plus élevées qu'elles le sont en réalité. En effet l'installation de l'anneau dans le sol casse la croûte et avec d'autres conditions exceptionnelles (comme la hauteur de l'eau libre à la surface et l'humidification d'une petite surface seulement) de mesurer le caractère du sous-sol et pu voir ainsi le caractère primordial de la croûte.

Pour mieux comprendre ce qui se passe dans le sol pendant l'infiltration, surtout dans un sol avec une croûte, il faut aborder alors la théorie de l'infiltration.

Pour la plupart des sols vraiment sablonneux dans la partie nord du Sahel, on peut les considérer comme étant assez uniformes. Les profils d'humidification peuvent donc être présentés avec ceux correspondant au potentiel d'eau, comme dans la fig. 4.4.1. Le quadrant droit représente les profils d'humidification. La surface du sol est saturée. Celui de gauche représente les profils du potentiel d'eau, p. Avant humidification, avec $\Theta = \Theta_i$ ce potentiel peut être très négatif. Pour cette raison, l'eau d'une pluie qui atteint la surface du sol avec un potentiel égal à zéro est fortement absorbée par le sol. La vitesse de l'eau dans le sol (le flux) est déterminée par le gradient du potentiel et la conductivité. A partir du sol sec, le gradient du potentiel est très grand, tandis que la conductivité est négligeable. Pour cette raison, l'équation pour le flux d'eau peut être simplifiée et représentée par 2 valeurs caractéristiques (Stroosnijder, 1976). Le flux, i, de l'eau qui coule dans le sol (exprimé en cm^3 d'eau par cm^2 de la surface du sol et par unité de temps) est donné par la formule suivante (voir fig. 4.4.1):

$$i = ks \frac{(-p^* + 0)}{d} + ks \qquad \text{(formule 4.4.1)}$$

où d est l'épaisseur de la couche du sol déjà humidifiée et (0) reflète le potentiel égal à zéro à la surface du sol. Le premier terme de la formule 4.4.1 reflète la force d'absorption du sol pour l'eau et le deuxième terme reflète la force de gravité.

La formule 4.4.1 montre que i diminue si d augmente, donc si l'humidification continue. Cela est une conclusion importante parce que cela explique pourquoi il n'y a presque jamais de ruissellement au début d'une pluie mais que le ruissellement commence plus tard, au moment où le flux d'eau dans le sol a beaucoup diminué.

L'intégration de la formule 4.4.1 dans le temps et le réarrangement des termes donnent:

$$I = S\sqrt{t} + ks\ t, \text{ avec } S = \sqrt{(2\ ks\ p^*\ (\Theta_s - \Theta_i))} \qquad \text{(formule 4.4.2)}$$

Fig. 4.4.1. Profils d'humidité et du potentiel d'eau dans un sol sans croûte pour 2 temps d'infiltration (t_1 et t_2) après saturation de la couche supérieure.
θ_i = humidité initiale avant humidification
θ^i = humidité saturée
d^s = profondeur
p = potentiel d'eau; p^* = caractère spécifique de ce potentiel (voir texte); p est toujours négative, c'est-à-dire, moins que la pression atmosphérique.

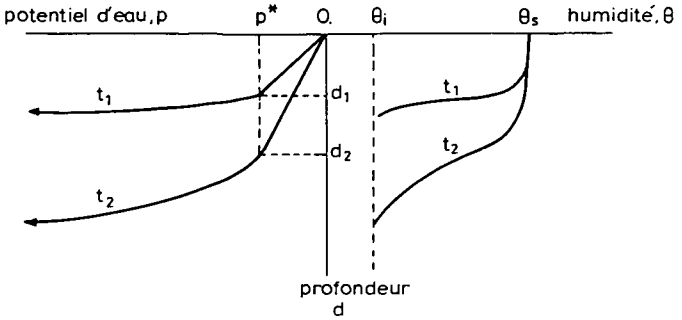


Fig. 4.4.1. Profiles of humidity and of the water potential in a soil without a crust for 2 infiltration periods (t_1 and t_2) after saturation of the upper layer.
θ_i = initial humidity before humification
θ^i = saturated humidity
d^s = depth
p = water potential; p^* = specific value of this potential (see text); p is always negative, i.e. less than the asmospheric pressure.

où I = la quantité cumulative d'eau (mm) qui est infiltrée dans le sol depuis le début (t = 0) de la pluie et S est un caractère du sol qui reflète la capacité d'absorption d'eau.

Pour t petit ($t \leq 30$ min) la contribution du premier terme de la formule 4.4.2 est beaucoup plus grande que la contribution du deuxième terme. Dans ce cas on peut simplifier formule 4.4.2 en:

$$I = S\sqrt{t} \qquad \text{(formule 4.4.3)}$$

On peut mesurer S aux champs en mesurant I dans le temps et ensuite par la construction d'un graphique donnant I en fonction de $\sqrt{t}$ comme dans la fig. 4.4.2. Au début l'infiltration est proportionnelle à $\sqrt{t}$, l'angle de la ligne droite qui représente S.

L'exemple est donné pour un sable grossier sans croûte où la valeur de ks est grande comparée avec S, donc déjà après 4 minutes le deuxième terme de la formule 4.4.2, la contribution de la gravité, devient important. Cependant pour la plupart des autres sols (sols limoneux, argileux, sable-limoneux, sable fin etc.) la simplification de la formule 4.4.3 est utilisable pour au moins 30 min. Vu la durée courte de la pluplart des pluies au Sahel, la formule 4.4.3 peut être utilisée pour calculer l'infiltration de l'eau dans les sols homogènes.

Pour un certain nombre de sols, S a été déterminé et déjà mentionné au tableau 3.3.2 et ensuite aux tableaux 4.4.1 et 4.4.2. Il faut bien se réaliser que ces valeurs concernant un sol sec. Pour un sol déjà mouillé les valeurs de S dépendent de la valeur de l'humidité de la couche supérieure du sol. La formule 4.4.2 permet le calcul d'autres

Fig. 4.4.2. L'infiltration de l'eau (I, cumulative en mm) en fonction de la racine du temps et la capacité d'absorption d'eau, S, pour un sable grossier sans croûte. Les points (.) représentent des observations.

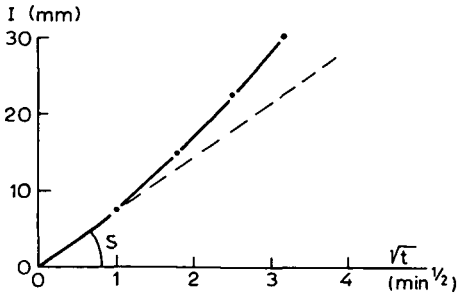


Fig. 4.4.2. The water infiltration (I, cumulative in mm) as a function of the root of the time and the sorptivity, S, for a coarse sand without crust. The dots (.) represent observations.

Tableau 4.4.1. Valeurs de la capacité d'absorption d'eau (le 'sorptivity', S, moyennes saisonnières) pour quelques sols au ranch de Niono.

Unité de sol	Sol presque nu S (mm $min^{-\frac{1}{2}}$)	Avec végétation S (mm $min^{-\frac{1}{2}}$)
Sable S1	0,75	1,50
Sable S2	-	2,25
Argile D1	0,50	-
Limon L	0,65	-
Limon TD	1,00	-

Table 4.4.1. Values of the capacity to absorb water ('sorptivity', S, seasonal means) for some soils on Niono ranch.

valeurs pour S en fonction de Θ_i.

L'infiltration dans des sols avec une croûte est présentée schématiquement dans la fig. 4.4.3. La croûte formée sous l'action des pluies battantes, est compacte (n'a que des pores fins). Quand le sol est saturé sous ces conditions, la conductivité de la croûte devient 10x plus petite que celle de la couche située au dessous.

Dès le début d'une pluie la croûte sera humidifiée jusqu'à saturation. Cela prend peu de temps à cause de la faible épaisseur de la croûte (par exemple 1 mm). Après cette humidification on peut distinguer 2 flux d'eau:
par la croûte

$$i_{croûte} = ks_{croûte} \left(\frac{-p^c + 0}{d_{croûte}}\right) + ks_{croûte} \qquad \text{(formule 4.4.4)}$$

et par le sol au dessous de la croûte

$$i_{sol} = k_{sol} \left(\frac{-p^* + p^c}{d}\right) + k_{sol} \qquad \text{(formule 4.4.5)}$$

Tableau 4.4.2. Le ruissellement annuel (R), exprimé en pourcentage de la pluviosité annuelle mesurée dans différentes conditions. Les valeurs sont des moyennes de 3 répétitions et elles sont faites dans 3 années successives. Les valeurs moyennes de la capacité d'absorption (le 'sorptivity', S) sont aussi présentées.

Localisation au ranch de Niono et condition du terrain	1977		1978		1979	
	S ($mm\ min^{-\frac{1}{2}}$)	R (%)	S ($mm\ min^{-\frac{1}{2}}$)	R (%)	S ($mm\ min^{-\frac{1}{2}}$)	R (%)
Sable S1 (Nord)						
témoin			0,75	40	0,75	47
$CuSO_4$			1,00	34	0,50	54
NONIDET			1,75	22	0,88	44
labouré			1,50	24	-	-
Sable S1 (Sud)						
peu de biomasse			0,75	40	-	-
beaucoup de biomasse	1,50	35	1,50	21	-	-
Sable S2	2,23	21	2,25	18	1,00	36
Argile D1						
plage nue			0,50	52		
beaucoup de biomasse					-	-13
Limon						
témoin			0,65	42	0,75	49
$CuSO_4$			1,50	24	0,68	52
NONIDET			-	-	0,50	55
labouré			4,00	0	-	-
Terrain dégradé						
témoin			1,00	35	0,38	66
$CuSO_4$			1,25	28	0,38	66
NONIDET			-	-	0,50	61

Table 4.4.2. Annual run off (R), expressed in percentage of the annual rainfall measured under different conditions. The values are the means of 3 repetitions and they were done in 3 successive years. The mean values of the absorption capacity ('sorptivity', S) are also presented.

où:

- $ks_{croûte}$ est la conductivité saturée de la croûte;
- p^c est le potentiel d'eau à la transition entre croûte et sous-sol;
- $d_{croûte}$ est l'épaisseur de la croûte;
- k_{sol} est la conductivité non-saturée du sous-sol;
- p^* est le caractère d'absorption non-saturée du sous-sol.

Les 2 flux sont en balance. Toute l'eau qui infiltre dans le sous-sol doit d'abord traverser la croûte. Pour traverser cette croûte, avec sa conductivité faible, un grand gradient de potentiel est nécessaire. Par conséquent l'eau à la transition entre croûte et sous-sol n'a pas un potentiel = 0, comme c'est le cas sans croûte. Donc l'eau n'humidifie pas le sous-sol jusqu'à saturation mais jusqu'à une humidité qui correspond avec le potentiel à la transition. La force d'absorption d'eau du sol p^*, pour cette eau sous tension (= potentiel négatif) est beaucoup plus petite que celle de l'eau libre (potentiel = 0). Donc, l'infiltration de l'eau dans le sous-sol avec une croûte est beaucoup plus

Fig. 4.4.3. Profils d'humidité et du potentiel d'eau dans un sol avec une croûte à la surface. Pour une explication des symboles voir fig. 4.4.1 et le texte.

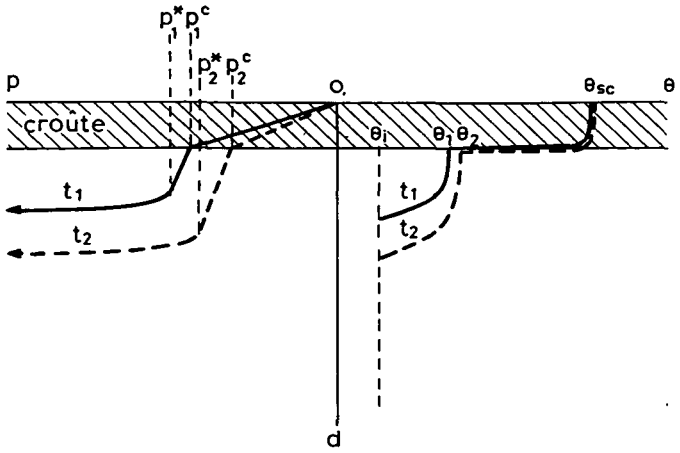


Fig. 4.4.3. Profiles of humidity and of the water potential in a soil with a surface crust. For explanation of the symbols see fig. 4.4.1 and text.

lente que dans un sol sans croûte.

Si l'humidification du sous-sol continue, d augmente et le flux dans ce sous-sol diminue. Dans ce cas le flux par la croûte doit aussi diminuer, ce qui a pour effet que p^c va changer à la transition entre croûte et sous-sol. Par conséquent Θ augmente à la transition (voir la différence entre la situation à t_1 et à t_2 à la fig. 4.4.3). Cette augmentation de Θ donne une augmentation de k_{sol} et de p^c et le flux dans le sous-sol augmente. En réalité tous ces effets ne jouent pas successivement mais simultanément. L'effet total est un flux qui diminue moins vite dans un sol avec croûte que dans un sol uniforme. Mais cela est seulement vrai à condition que la croûte ne change pas ses propriétés. Tel n'est pas le cas, dans la mesure où, sous l'action des pluies battantes, les propriétés de la croûte changent. Tous ces changements rendent alors difficile la prédiction de l'infiltration.

Pour cette raison nous avons essayé de mesurer l'infiltration directe aux champs d'expérience à Niono. En 1977, la méthode avec double anneaux (surface mouillie = 0,05 m^2) a permis de mesurer l'infiltration. Dans ce cas, une couche d'eau de quelques cm fut mise sur la surface du sol et la vitesse d'infiltration de cette eau fut mesurée. Le résultat était très différent de celui obtenu par la méthode de mesure de la quantité totale d'eau dans le sol exécutée pendant la saison. Cette différence était due:

- (1) à la perturbation de la croûte par l'action des anneaux dans le sol;
- (2) à la stimulation de l'infiltration par une pression positive à la surface du sol;
- (3) au manque de formation d'une nouvelle croûte par l'absence de la pluie battante naturelle;
- (4) à la facilité pour l'air du sol de s'échapper dans l'atmosphère;
- (5) les effets latéraux; une partie de l'eau coule à côté même avec des doubles anneaux.

Comme la méthode avec un anneau simple, la méthode avec l'anneau double n'est pas à conseiller.

En 1978, la mesure directe de la capacité d'infiltration a été faite à l'aide d'un simulateur de pluie simple. La simulation de la pluie avec une intensité constante permettait de mesurer sur 0,5 m^2 le ruissellement. En faisant la différence entre pluie et ruissellement, on obtient l'infiltration.

Il faut cependant noter qu'il y avait encore une différence entre les résultats obtenus avec le simulateur et ceux obtenus par les pluies naturelles. Bien que l'utilisation du simulateur surmonte les limitations (1) et (2), celle de (3) n'est cependant pas levée parce que l'énergie cinétique obtenue par le simulateur de pluie est inférieure à celle des pluies naturelles. Les limitations (4) et (5) sont dues à la petite surface mouillie. Une réduction de l'influence de ces limitations était obtenue par une augmentation de la surface mouillie jusqu'à plus de 2 m^2.

L'expérience faite en 1979 avec un nouveau type de simulateur à énergie cinétique réglable, et une surface mouillie de plus de 2 m^2, montre que c'est bien cette énergie qui forme une croûte sur le sol pendant la pluie. Les résultats et la technique ont été un sujet de publications séparées (Stroosnijder et Hoogmoed, 1982; Hoogmoed et Stroosnijder, 1982). En bref, ces résultats sont résumés dans les fig. 4.4.4A. et B. En A, l'infiltration (en mm min^{-1}) sur sable S1 du ranch de Niono est présentée dans les cas d'un sol très sec (juillet), humide et pour une situation intermédiaire. Les résultats montrent que la vitesse d'infiltration au début est très grande mais réduite après que la surface du sol (= la croûte) soit devenue humide. Après ces premières minutes la vitesse tend vers une valeur plus basse et constante, déterminée, comme expliquée ci-dessus, par la balance

Fig. 4.4.4. La vitesse d'infiltration d'eau, i, dans le temps pour des conditions différentes de la croûte. A l'infiltration 1 ou 2 jours après la première infiltration le sol est encore humide. Pendant la troisième infiltration, 14 jours après la première, l'humidité du sol est intermédiaire.

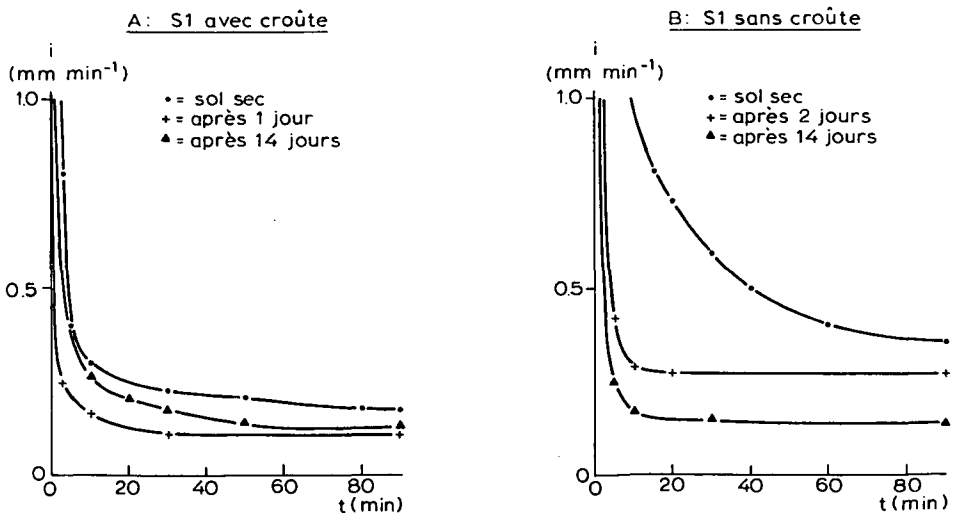


Fig. 4.4.4. The rate of water infiltration, i, over time for different conditions of the crust. At infiltration 1 or 2 days after the first infiltration the soil is still humid. During the third infiltration, 14 days after the first, the humidity of the soil is intermediate.

entre la diminution de la force d'absorption par humidification du sol, et l'augmentation de la conductivité du sous-sol par une augmentation d'humidité et par des changements des caractères physiques de la croûte. Une courbe tracée à partir des points d'observation a démontré que pour t <20 min et pour un sol sec, la formule

$$I(t) = S\sqrt{t} + ks_{croûte}\ t \qquad \text{(formule 4.4.6)}$$

est bien utilisable malgré l'existence de la croûte. Pour une longue infiltration ou pour un sol humide, une formule exponentielle de Morin et Benyamini (1977) donne une meilleure courbe.

La fig. 4.4.4A montre bien l'effet de l'humidité du sol sur la vitesse d'infiltration. La courbe la plus basse est pour le sol le plus humide.

A la fig. 4.4.4B, la croûte (5 mm) fut carrément enlevée sans perturber le sous-sol. L'effet sur l'infiltration est dramatique. Hélas, après 2 jours, donc avec le sol encore humide, l'infiltration est déjà beaucoup réduite, pas seulement sous l'effet de l'humidité mais aussi parce que la croûte commence à se reformer. Ceci est prouvé par la courbe après 14 jours où l'infiltration est presque pareille à celle d'un sol où la croûte n'était pas enlevée.

Malgré le potentiel du simulateur de pluie utilisé en 1979 pour mesurer exactement l'effet de la croûte, de l'humidité initiale et de la couverture du sol par des herbes, nous n'avons pas eu le temps d'effectuer ces mesures sur les différentes unités de sol au ranch. Par contre on a utilisé les résultats des expériences déjà faites qui nous ont suggéré que la formule simple pour l'infiltration (formule 4.4.3) est bien utilisable pour une première approximation. On a déterminé sur la base des fréquentes mesures de l'humidité du sol et par des mesures directes de ruissellement, des valeurs pour S qui sont des moyennes pour toute la saison de croissance (voir tableau 4.4.1).

4.4.2.2 Ruissellement

Dans quel cas, le ruissellement se produit-t-il? Il se produit quand l'intensité de la pluie dépasse la capacité d'infiltration d'eau du sol; il se forme ainsi une couche d'eau sur le sol et celle-ci commence à couler si le terrain le permet. Quels sont alors les facteurs qui déterminent le ruissellement:

- l'intensité de la pluie;
- la capacité d'infiltration du sol;
- la pente du terrain et les conditions physiques et biologiques de cette même pente.

Nous avons déjà constaté dans la partie 3.2 que la pluviosité au Sahel est intensive et abondante pendant les mois de l'hivernage, et dans la partie 3.3 qu'il y a beaucoup de surfaces limoneuses et que la morphologie des paysages est telle que, presque tous les terrains ont une pente faible. Toutes ces conditions favorisent le ruissellement, processus très général au Sahel et d'une grande influence sur le bilan d'eau du sol.

A cause du ruissellement il y a beaucoup d'hétérogénéité au Sahel. Il y a des endroits où l'infiltration de l'eau dans le sol est inférieure à la pluviosité et il y a des endroits où cette infiltration est de beaucoup supérieure à la pluviosité. Ces derniers

endroits sont importants parce qu'au cas où l'eau stagne le ruissellement forme des mares qui peuvent fonctionner comme points d'abreuvement (voir partie 8.3). Au cas où les dépressions sont perméables et l'eau s'infiltre profondément dans le sol, cela peut être bénéfique pour une longue croissance des arbres et des herbes pérennes, ou peut contribuer à la formation de la nappe d'eau. Cette alimentation est à la base de l'existence des puits et des forages, source d'eau potable pour l'homme et l'animal. A l'autre côté on observe dans le nord du Sahel des régions où l'infiltration d'eau est grande, le ruissellement est absent, et la biomasse n'est pas utilisée par les animaux par un manque d'eau. Ces régions restent alors inutilisables donc improductives. En conclusion, on doit constater que la vie au Sahel est possible grâce au ruissellement.

Malgré l'importance de cet écoulement, il faut se réaliser que les surfaces où l'eau est concentrée sont très petites. Il est vrai que la production de biomasse (surtout des arbres) est stimulée par le surplus d'eau, mais la quantité de biomasse produite en plus exprimée par ha, est petite. Elle est petite surtout si elle est comparée avec la réduction en biomasse (surtout des annuelles) qui se passe sur les grandes surfaces où le ruissellement domine. Par conséquent il est plus urgent d'étudier le ruissellement qui joue sur ces grandes surfaces que d'étudier l'écoulement d'eau vers les petites surfaces de collection. Ce dernier point est traité dans la partie 8.3.

Néanmoins le ruissellement en tant que phénomène est une condition pour vivre au Sahel, il existe un grand risque que cet état de fait change sous une forme de dégradation si le bilan fragile entre les 2 processus complémentaires (infiltration, ruissellement) est détruit. Pour cette raison il est nécessaire de bien comprendre ce phénomène.

Comme il est clair que le ruissellement est fortement lié à l'infiltration, il est à noter que celle-ci est fortement fonction des conditions physiques de la surface du sol. Une dégradation de ces conditions par une diminution du taux de la matière organique, par le piétinement excessif ou par une grande diminution de la biomasse par la pâture, cause un changement du rapport infiltration/ruissellement vers le ruissellement. Ce dernier était clairement observé par Haywood (1977) d'une comparaison entre 2 couvertures photo-aériennes du Mali de 1952 et de 1975. Entre ces 2 dates, les superficies avec pentes ont perdu beaucoup d'arbres et toutes les dépressions de collection d'eau ont gagné en densité arbustive. Ce changement est attribué par nous à celui du rapport infiltration/ruissellement.

Il est très important de souligner le rôle de la production primaire dans ce changement. La biomasse produite pendant une saison de pluie reste souvent sur le terrain pendant la période chaude et sèche. Au cas où cette biomasse n'est pas enlevée totalement par le feu ou par une exploitation excessive ce sont les termites qui consomment une partie pendant la saison sèche et le début de la saison pluvieuse suivante (partie 5.2.5). L'action de ces termites a une grande influence sur les conditions physiques de la surface du sol car elle favorise la porosité (surtout les macropores qui se forment pendant le transport de la biomasse en profondeur dans le sol). En plus, l'action des termites augmente l'irrégularité de la surface de la paille sur la surface et des chaumes des herbes; tout cela préserve le ruissellement. Donc une grande biomasse pendant la saison sèche favorise l'infiltration, une grande perte de la biomasse favorise le ruissel-

lement. Le danger est que le changement du rapport entre infiltration et ruissellement a le caractère d'une spirale. Dès que le ruissellement est stimulé, une fois le bilan d'eau du sol affecté, la biomasse qui peut croître diminue (voir aussi la partie 8.6.1). Voilà le début d'une spirale, où chaque diminution cause plus de ruissellement. C'est cette spirale qui risque de transformer l'écosystème sahélien en un système de plus en plus désertique.

D'après ce qui est dit dans partie 3.3 on peut distinguer différentes formes de ruissellement sur les substrats distingués:

- Les vraies dunes sablonneuses. Existant surtout au nord du parallèle 15° N, elles sont très perméables, car le taux d'argile et de limon n'est pas assez élevé pour la formation d'une croûte. En conséquence, il n'y a ni ruissellement ni formation de mares, la végétation est alors remarquablement uniforme.
- Sur le sable limoneux ou le limon sablonneux, il y a formation d'une croûte due à la présence de particules fines (voir partie 3.3). A partir du relief, on peut distinguer d'une part des terrains aplatis (la pente est <1%) où l'eau de ruissellement s'infiltre dans de petites dépressions sur les pentes, et d'autre part, des terrains dunaires prononcés (pente 5%) entre les buttes desquelles les dépressions reçoivent beaucoup d'eau. Quand le sous-sol le permet des mares temporaires se forment.
- Sur les plaines limoneuses, avec une pente légère (1-2%), souvent le ruissellement local est indiqué par la présence de pérennes.
- Les formations latéritiques ne se trouvent pas au ranch dans le Delta mort du Niger. Le ruissellement sur ces formations est grand et une conséquence directe est la formation de mares. D'autre part, l'eau qui s'écoule dans les fentes du terrain constitue une bonne réserve d'eau pour les arbres et alimente souvent une nappe locale d'où la présence des villages.
- Sur les plaines argileuses ou limoneuses complètement plates. L'eau stagne mais il n'y a pas de ruissellement, par contre elles sont alimentées avec l'eau par des terrains plus élevés qui les entourent.

C'est seulement au ranch de Niono que le ruissellement a été étudié en détail. En 1977, le ruissellement était estimé à partir du bilan d'eau par comparaison du stock d'eau du sol juste avant et après une pluie. Cette méthode nous permettait d'établir le bilan d'eau par essai et erreur. Les résultats obtenus dans l'ensemble étaient satisfaisants (Sidibé, 1978).

Par contre en 1978 et 1979, le ruissellement a été déterminé par la collection d'eau des parcelles de 0,5 m^2 (1978) et 2,3 m^2 (1979), pendant des pluies naturelles et avec l'aide des pluies artificielles qui étaient faites avec un appareil dit 'simulateur de pluie'. Les résultats détaillés seront publiés par Stroosnijder et Koné (1982). Un résumé est presenté au tableau 4.4.2 où l'on présente la fraction de la pluviosité annuelle qui a ruissellé (paramètre R). Dans ce tableau on ne trouve pas seulement des valeurs pour des endroits avec peu et avec beaucoup de biomasse mais aussi des valeurs pour les sols arrosés au début de la saison des pluies avec une solution de $CuSO_4$ (pour tuer les algues à la surface) et une solution de NONIDET (produit commercial de Shell pour rendre la surface du sol hydrophile) et pour des sols labourés (où la croûte était cassée).
On constate que les résultats sont peu consistants:

Fig. 4.4.5. Relation entre la précipitation d'une seule pluie et l'infiltration. Sable S1, 1978. Les lignes indiquent des pourcentages de ruissellement. Le ruissellement moyen est 40% de la pluie.

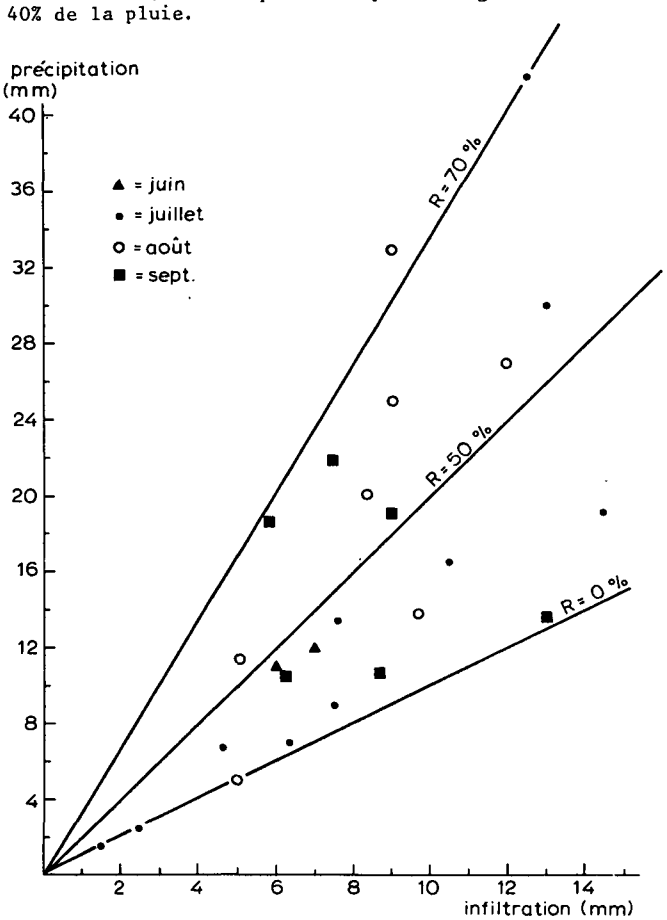


Fig. 4.4.5. Relation between precipitation of a single shower and infiltration. Sand S1, 1978. The lines indicate the percentage of run off. The mean run off is 40% of the rainfall.

- Sable S1 (pente moyenne 3%). En 1978 le labour et les traitements avec $CuSO_4$ et NONIDET diminuent le ruissellement. Par contre en 1979 les traitements chimiques ne donnent aucun résultat. D'ailleurs les résultats montrent que la quantité de ruissellement sur ce sable est énorme, de 40-50%. En plus on a observé que le ruissellement diminue si la biomasse augmente.
- Sable S2. Ce sable est plus grossier que le sable S1 et la pente des terrains est plus faible. Le ruissellement varie de 20 à 30%.
- Argile D1. Sur les plages nues, aux alentours des arbres et des termitières, le ruissellement est élevé, de l'ordre de 50%. Dans les dépressions entre les plages nues il n'y a pas de ruissellement mais de l'écoulement (R est négatif).
- Limon. Les observations ici coïncident avec celles de sable S1.
- Terrains dégradés. Sur ces terrains limoneux nus il y a une grande différence entre

les années 1978 et 1979. Le ruissellement est de l'ordre de 30-60%.

Le ruissellement mesuré après chaque pluie individuelle, a été utilisé pour calculer la capacité d'absorption des sols (paramètre S). Dans ce calcul chaque pluie était analysée en détail pour son intensité et même divisée en segments si l'intensité de la pluie variait. (Cette analyse était possible avec les résultats des pluviomètres enregistreurs qui étaient installés sur nos 6 champs d'expérimentation.) Toutes les valeurs pour S étaient rassemblées pour un calcul d'une valeur moyenne, valable pour toute la saison des pluies. Ces moyennes sont présentées au tableau 4.4.2. Ces chiffres varient dans le même sens que les valeurs du ruissellement annuel déjà discuté ci-dessus.

Il est clair que la mesure directe du ruissellement ou le calcul du ruissellement après une mesure du paramètre S est une tâche laborieuse et coûteuse. Pour cette raison nous avons essayé de voir s'il existe une relation entre la hauteur d'une pluie et l'infiltration pendant cette pluie. La fig. 4.4.5 présente, pour sable S1 en 1978, toutes ces informations détaillées. Elle montre qu'il n'y a pas une relation unique et que la variation des points n'est pas différente pendant les différents mois de la saison des pluies. Néanmoins pour cette dernière conclusion il faut généraliser les observations concernant le ruissellement jusqu'à une forme simple. Ceci est possible sur 3 niveaux:

- Si l'on considère le ruissellement annuel on peut estimer le paramètre R à l'aide du tableau 4.4.2 et de la description des sites comme présentée dans la partie 3.3.
- Si l'on considère la pluviométrie journalière, mais si l'on n'a pas de l'information disponible concernant l'intensité des pluies individuelles, on estime une relation comme à la fig. 4.4.5. Un exemple de cette dernière approximation est présenté dans la fig. 4.4.6. Cette relation est valable pour sable S2, année 1977. Elle a été utilisée dans le modèle pour la simulation de la production potentielle (partie 4.5.6).
- Si l'on veut savoir le ruissellement avec encore plus de précision, il faut avoir

Fig. 4.4.6. Relation entre la hauteur d'une pluie et le ruissellement comme c'est utilisée dans les calculs de la production primaire.

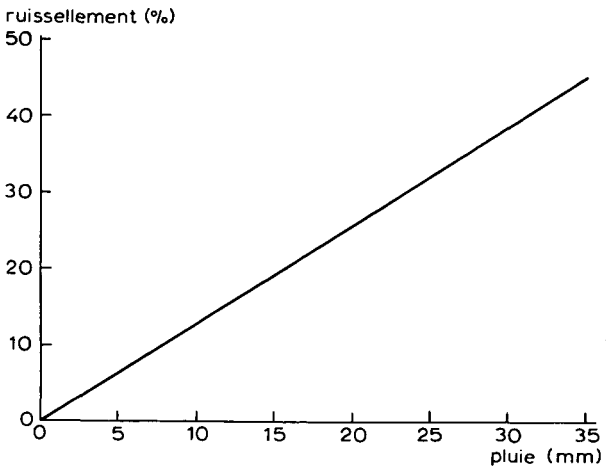


Fig. 4.4.6. Relation between the amount of rainfall and the run off, as used in calculating primary production.

l'intensité des pluies individuelles. Alors on doit calculer pour chaque pluie individuelle l'infiltration en utilisant une valeur S pour la capacité d'absorption; cette dernière est à mesurer ou à estimer en utilisant le tableau 4.4.2.

4.4.2.3 Evapotranspiration

Après une recherche sur des sols du ranch de Niono, les études du bilan d'eau par une mesure d'évapotranspiration ont été effectuées sur les principaux types de sols surtout sur les extrêmes (sable-limoneux et argile). Ce ne sont pas seulement les extrêmes en granulométrie, mais aussi en disponibilité d'eau à cause du ruissellement. Le sable-limoneux présente toujours du ruissellement alors que l'argile n'en présente pas.

Pendant 3 saisons pluvieuses, on a installé sur diverses parcelles (avec ou sans fertilisation) des tubes de 2-3 m avec lesquels on a pu mesurer l'humidité du sol par des sondes à neutrons. Cette mesure est non-destructive, les tubes restant dans le sol toute la saison, et on peut répéter les mesures souvent sur le même endroit sans détruire les parcelles d'expérimentation. Pendant presque toutes nos mesures nous avons pu constater que la percolation profonde était absente; les sols restent secs en profondeur.

Le calcul d'évapotranspiration était fait comme suit:
- les chiffres bruts des pluviomètres enregistreurs sont analysés, et une liste est établie avec toutes les pluies et leur intensité;
- l'humidité des couches du sol à plusieurs dates pendant la saison est présentée également dans une liste (comme tableau 4.4.3);
- sur base de la capacité d'absorption du sol (S), déterminée indépendamment (voir partie 4.4.2.2) toutes les pluies sont partagées en infiltration (I) et ruissellement. (Pendant la saison 1977 nous n'avions pas des valeurs pour S obtenues par mesure indépendante. Pendant cette saison nous avons calculé l'infiltration comme étant la différence entre l'humidité totale du sol mesurée juste avant et juste après une pluie. Les valeurs pour S obtenues par cette méthode étaient les mêmes que les valeurs de S mesurées indépendamment en 1978 et en 1979.)

L'évapotranspiration (ET) pendant une certaine période est égale à l'infiltration pendant cette période moins l'augmentation du stock d'eau dans le sol (voir par exemple tableau 4.4.4). L'évapotranspiration cumulative (ΣET) est utilisée pour construire un graphique (voir fig. 4.4.7). La fig. 4.4.7A présente ET d'un pâturage naturel. Les fig. 4.4.7B et 4.4.7C présentent ET des pâturages fertilisés (NPK) respectivement sur sable et argile. Le cours d'ET du pâturage naturel est presque constant et atteint 2,8 mm jour^{-1} ce qui est presque pareil à l'ET d'un sol nu (2,7 mm jour^{-1}, voir fig. 4.4.14). Il faut donc conclure qu'avec une végétation relativement ouverte comme dans un pâturage naturel sur sable S1 la valeur de l'ET est pratiquement indépendante de la végétation. Il apparaît donc que dans cette valeur fixe de l'ET, les contributions de la transpiration T et de l'évaporation E peuvent varier sans trop influencer l'ET. La valeur fixe d'ET semble être déterminée par les conditions climatiques.

Les cours d'ET des pâturages fertilisés atteignent une valeur maximale en août et ces maximums varient entre 4,2 mm jour^{-1} pour le sable fertilisé (1977) et 5,1 mm jour^{-1} pour l'argile fertilisée (1978). La différence en ET entre un pâturage naturel et un

Tableau 4.4.3. Humidité (en pourcentage du volume) du sol par date et par couche, 1978, Sable S1, pâturage naturel.

Date	24/7	2/8	5/8	9/8	14/8	18/8	24/8	30/8	6/9	13/9	21/9	29/9	3/10	6/10	1/11
No du jour	205	214	217	221	226	230	236	242	249	256	264	272	276	279	305
Couche du sol (cm)															
0 - 15	6,6	14,9	10,6	14,9	12,1	13,5	4,5	10,6	6,2	6,0	5,1	11,9	4,6	3,0	1,4
15 - 25	5,1	10,8	9,3	9,8	7,3	5,9	4,3	3,0	2,5	2,8	5,1	8,4	5,5	4,4	1,9
25 - 35	4,9	8,9	8,4	8,0	7,0	6,4	5,5	3,9	3,3	2,9	4,2	6,2	5,5	5,0	2,6
35 - 50	2,8	8,5	8,3	7,4	7,4	6,4	6,1	4,8	3,9	3,4	3,5	4,5	4,7	4,3	3,0
50 - 70	2,6	4,3	6,4	6,8	6,6	6,5	5,9	5,5	4,8	3,5	3,5	3,6	3,3	3,4	3,0
70 - 90	2,8	2,8	2,8	4,3	5,9	5,9	5,7	6,0	5,8	5,1	4,6	4,5	4,7	4,5	3,3
90 - 110	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	4,0	6,4	6,5	5,6	5,6	5,6	5,6	5,6	3,6
110 - 130	3,3	3,3	3,3	3,3	3,3	3,3	3,9	5,2	6,6	6,4	6,1	6,1	6,1	6,1	4,9
130 - 150	-	5,2	4,9	4,8	4,8	-	5,0	4,7	4,9	5,2	4,8	-	-	-	4,9
Total d'eau (mm)															
0 - 130 cm	45,8	78,6	75,4	82,5	77,6	74,8	64,6	72,4	66,5	59,4	61,8	77,1	64,8	60,3	40,4

Table 4.4.3. Soil humidity (in percentage of the volume) by date and by layer, 1978, Sand S1, natural pasture.

Tableau 4.4.4. Calcul d'évapotranspiration (ET) pour sable S1, 1978, pâturage naturel.

No jour	Date	Stock d'eau du sol 0-130 cm (mm)	ΔStock (mm)	I (mm)	ET (mm)	ΣET (mm)
205	24/7	45,8				66[1)]
			-32,8	58,88	26,08	
214	2/8	78,6				92
			3,2	14,79	17,99	
217	5/8	75,4				110
			-7,1	9,11	2,01	
221	9/8	82,5				112
			4,9	8,30	13,20	
226	14/8	77,6				125
			2,8	9,00	11,80	
230	18/8	74,8				137
			10,2	4,40	14,60	
236	24/8	64,6				152
			-7,8	9,00	1,20	
242	30/8	72,4				153
			5,9	5,20	11,10	
249	6/9	66,5				164
			7,1	13,10	20,20	
256	13/9	59,4				184
			-2,4	17,63	15,23	
264	21/9	61,8				199
			-15,3	26,13	10,83	
272	29/9	77,1				210
			12,3	0	12,30	
276	3/10	64,8				223
			4,5	0	4,50	
279	6/10	60,3				227
			19,9	5,90	25,80	
305	1/11	40,4				253

Table 4.4.4. Calculation of the evapotranspiration (ET) for sand S1, 1978, natural pasture.

[1)] Evaporation calculée (voir partie 4.4.2.4); calculated evaporation (see part 4.4.2.4).

pâturage fertilisé sur sable est donc 1,5 mm jour^{-1}. La croissance du pâturage naturel était 35 kg ha^{-1} jour^{-1} et du pâturage fertilisé 125 kg ha^{-1} jour^{-1}, voir tableau 4.4.8. Si l'on suppose qu'il n'y a pas une différence d'évaporation entre les 2 cas, la croissance supplémentaire de 90 kg ha^{-1} jour^{-1} équivaut à 1,5 mm jour^{-1} en plus donc le coefficient de transpiration est de l'ordre de 170 kg d'eau par kg de matière sèche.

En 1977, la séparation de ET (obtenue par la méthode du bilan d'eau) en E (évaporation) et T (transpiration) n'était pas possible. Donc la supposition que E reste la même ne pouvait pas être prouvée et le calcul du coefficient de transpiration n'était que spéculatif.

En 1978 et en 1979, des expériences concernant la mesure directe de l'évaporation ont été exécutées, et seront traitées dans la partie 4.4.2.4. Après la discussion de la partie 4.4.2.4 on reviendra sur le coefficient de transpiration dans la partie 4.4.2.5.

Fig. 4.4.7. L'évapotranspiration cumulative mesurée est partagée en évaporation (E), calculée comme dans la partie 4.4.2.4, et transpiration (T), calculée comme ET - E; voir partie 4.4.2.5.
A: Sur le sable S1 avec ruissellement moyen de 40% et le pâturage naturel (1978);
B: Sur le sable S2 avec ruissellement moyen de 21% et la fertilisation avec N, P et K (1977);
C: Sur l'argile D1 avec écoulement moyen de 15% et la fertilisation avec N, P et K (1978).

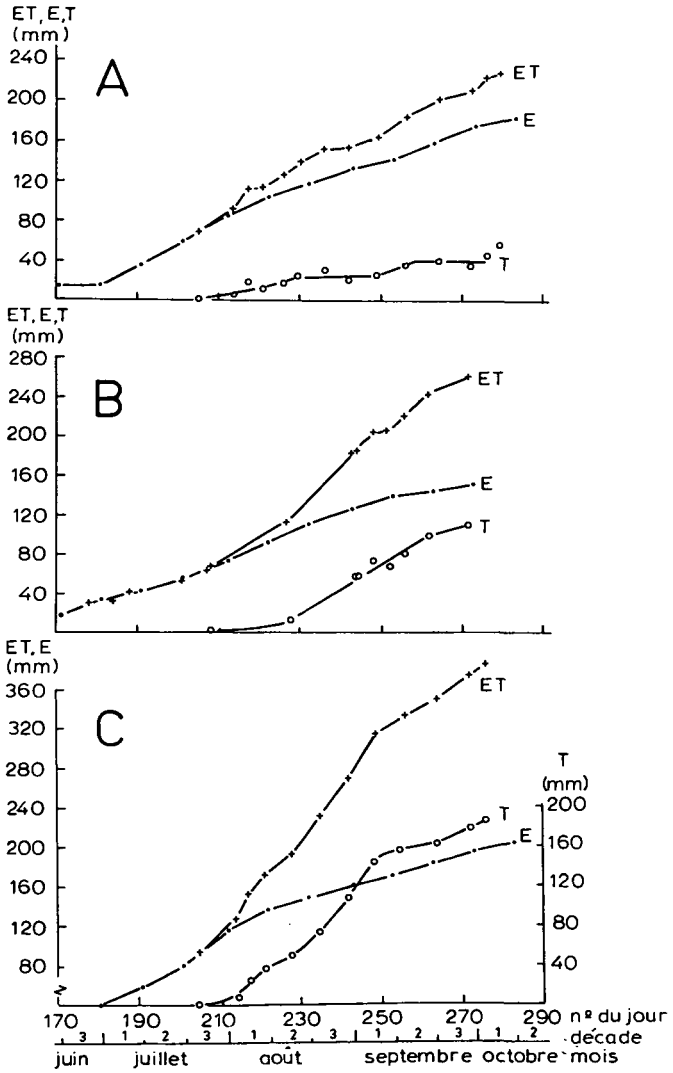


Fig. 4.4.7. The cumulative evapotranspiration measured is divided in evaporation (E), calculated as in part 4.4.2.4, and transpiration (T), calculated as ET - T; see part 4.4.2.5.
A: On sand S1 with a mean run off of 40% and the natural pasture (1978);
B: On sand S2 with a mean run off of 21% and fertilization with N, P and K (1977);
C: On clay D1 with a mean run on of 15% and fertilization with N, P and K (1978).

4.4.2.4 Evaporation

La combinaison de l'information de ET (fig. 4.4.7) avec l'information physiologique concernant le coefficient de transpiration (partie 4.2.2) suggère qu'une grande partie de cet ET est due à l'évaporation, E, de l'eau du sol. Cette évaporation se passe surtout au début de la saison de croissance quand la force d'évaporation de l'atmosphère est encore beaucoup plus grande qu'en août et septembre. La fig. 4.4.8 montre la température du sol mesurée à midi le 23 juin 1978. La surface du sol a une température de 50-60 °C. Vu l'importance de cette évaporation pour la germination et le début de la croissance, nous avons étudié ce processus en détail en 1978 et en 1979. En 1978 l'étude était faite en mesurant l'humidité des différentes couches du sol (voir fig. 4.4.9) après que le sol a été humidifié sur un petit endroit par un arrosage artificiel. Répétée en 1979, l'expé-

Fig. 4.4.8. Température du sol, argile D1 à 12.00 h (23 juin 1978) en fonction de la profondeur.
——— endroit sec, couleur noire
----- endroit sec, couleur blanche

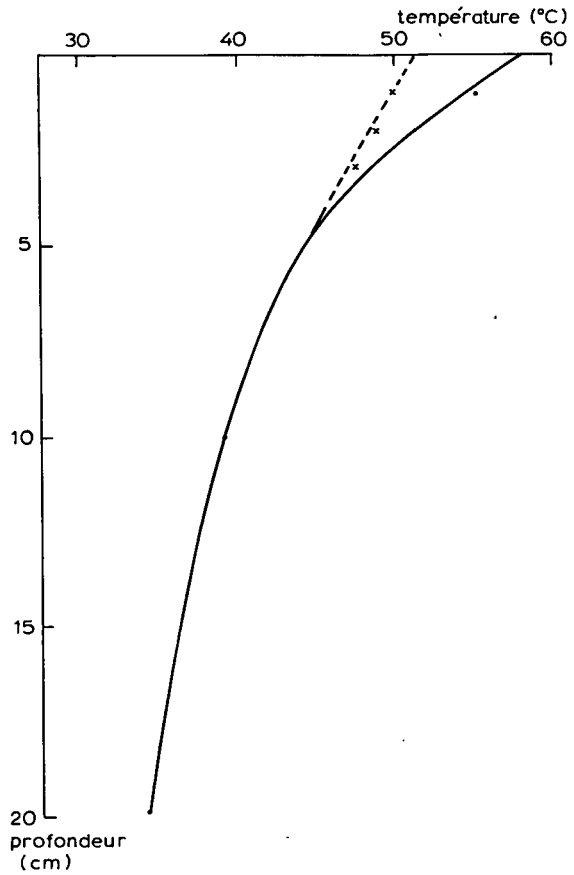


Fig. 4.4.8. Soil temperature, clay D1, at 12.00 h (23 June 1978) as a function of depth.
——— dry part, coloured black
----- dry part, coloured white

Fig. 4.4.9. Profils d'humidité pendant l'évaporation sur sable après un arrosage de 12 mm à 08.00 h (juin 1978). ·--·--·--· humidité mesurée, ×—×—× humidité calculée par simulation.

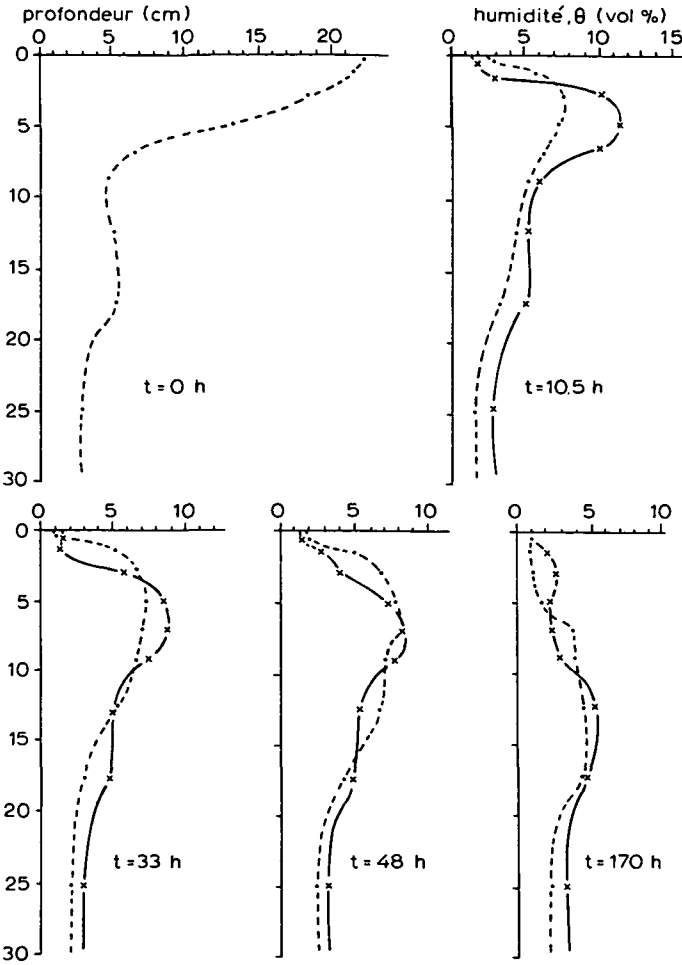


Fig. 4.4.9. Humidity profiles during the evaporation from sand after an application of 12 mm of water at 08.00 h (June 1978). ·--·--·--· humidity measured, ×—×—× humidity calculated by simulation.

rience de l'évaporation a été faite avec un simulateur de pluie qui donne la pluie avec une intensité naturelle (Hoogmoed et Stroosnijder, 1981). Il résulta de cette humidification artificielle en juin que l'évaporation mesurée était plus élevée que dans les conditions pendant la croissance importante des pâturages en août et septembre. Néanmoins les résultats étaient bien utilisables pour développer un modèle de simulation (Van Loon et Wösten, 1979). Les différents aspects de l'évaporation sont discutés ici très brièvement, les détails sont publiés ailleurs (Stroosnijder et al., 1982).

Le séchage de la surface du sol se passe très vite. Pendant les premières heures après l'humidification la vitesse d'évaporation est très grande, supérieure à 20 mm jour^{-1}.

Fig. 4.4.10. Humidité des couches superficielles du sable après une grande pluie à 09.00 h et à 19.00 h. Trois couches sont présentées: (×) 0-0,5 cm, (•) 0,5-1,0 cm, (+) 1-2 cm.

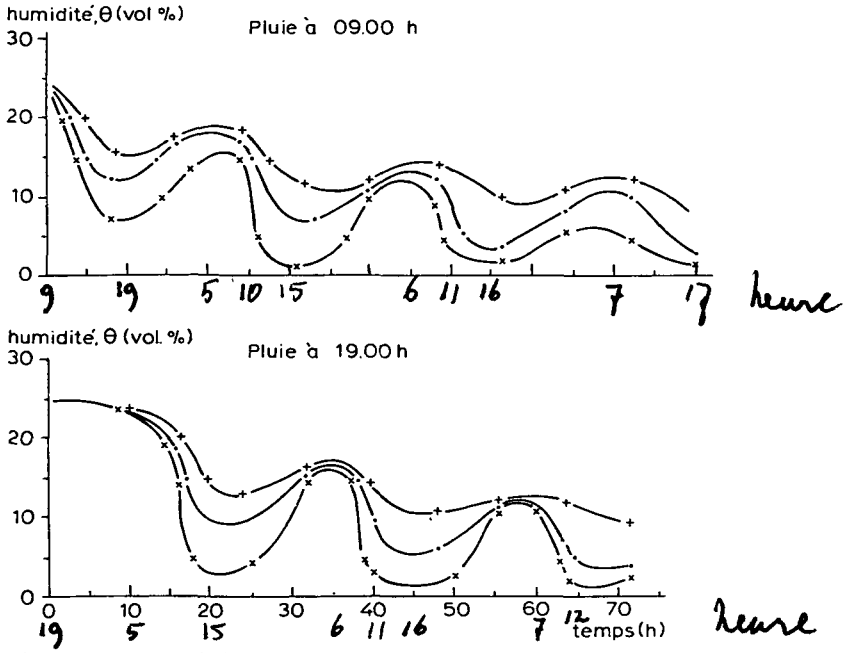


Fig. 4.4.10. Humidity of upper layers of sand after a heavy shower at 09.00 h and at 19.00 h. Three layers are presented: (×) 0-0.5 cm, (•) 0.5-1.0 cm, (+) 1-2 cm.

Cela est l'effet de la température élevée à la surface du sol. Le séchage de la surface du sol est important à considérer parce que c'est la partie où se trouvent les semences. Bien que le séchage s'effectue très vite, la couche superficielle s'humidifie encore un peu pendant la nuit quand l'évaporation est beaucoup réduite et que de l'eau remonte de la profondeur vers la surface du sol. Ce phénomène est démontré clairement par la fig. 4.4.10. Les résultats montrent aussi que le séchage du sol après une pluie au début ou à la fin du jour suit le même modèle mais avec un délai d'environ 10 heures, la durée effective de la nuit.

Un autre aspect recherché est la diminution de l'E dans le temps. La fig. 4.4.11 montre les résultats de 3 expériences. Ces résultats sont présentés sous la forme de l'évaporation cumulative en mm versus la racine du temps en jours. Les 2 expériences sur sable sont des répétitions. On constate qu'au début E est proportionnelle avec 6,0 mm jour$^{-\frac{1}{2}}$. Cette valeur est égale à l'évaporation potentielle selon Penman, PEVAP, et égale à 70% de l'évaporation de l'eau libre (8,7 mm jour^{-1} en juin, voir partie 8.3). Deux jours après la pluie, cette proportionnalité diminue jusqu'à environ 3,5 mm jour$^{-\frac{1}{2}}$. Cette proportionnalité avec $\sqrt{t}$ est très claire pour le sable mais moins évidente pour l'argile. Le fait que cette argile ne varie pas trop du sable (ici sable-limoneux, presque limon-sablonneux) est due à la surface de l'argile qui ressemble celle du sable (voir tableau 3.3.3). C'est possible que l'évaporation d'un sol très argileux ou un sable grossier

Fig. 4.4.11. L'évaporation cumulative en fonction de la racine du temps comme mesurée en juin, 1978, sur sable (• et +) et argile (×).

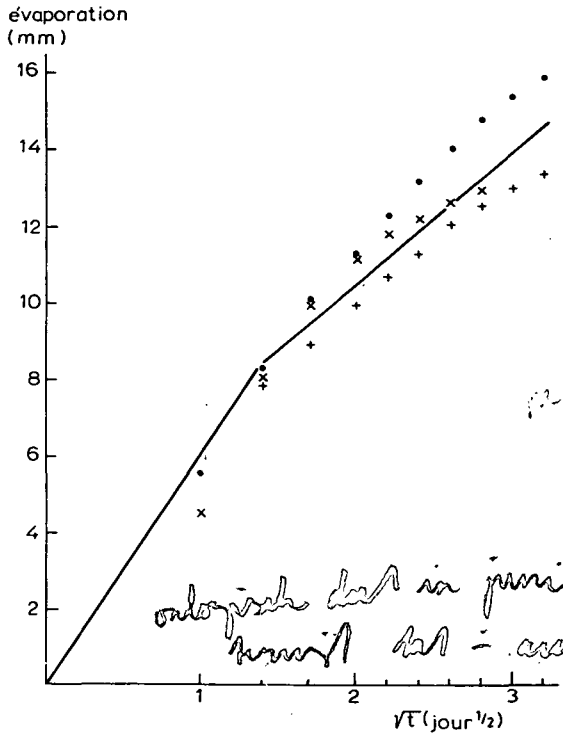


Fig. 4.4.11. Cumulative evaporation as a function of the square root of time, as measured in June, 1978, on sand (• and +) and clay (×).

(comme existe surtout dans le nord du Sahel) sera différente que celle présentée ici.

L'évaporation pouvait être calculée aussi avec un modèle à simuler pour des valeurs différentes de PEVAP, voir fig. 4.4.12. On constate que E calculée pour une PEVAP élevée suit le même caractère que E mesurée. Pour des valeurs de PEVAP réduites, la période pendant laquelle E reste proportionnelle avec PEVAP diminue jusqu'à un jour. Nous en concluons que la durée de cette première période est liée au niveau de PEVAP. Il est très important de constater qu'après ce premier jour E est proportionnelle avec le même 3,5 mm $jour^{-\frac{1}{2}}$.

En conclusion nous pouvons donner une approximation de l'évaporation pour le sable ainsi que pour l'argile par la formule:

$$\Sigma E = PEVAP\ \sqrt{t1} + 3{,}5\ (\sqrt{t} - \sqrt{t1}) \qquad \text{où } t > t_1 \qquad \text{(formule 4.4.7)}$$

dans laquelle ΣE est l'évaporation cumulative (en mm) après une pluie, t est le nombre des jours après la pluie, t = 1 est le jour de la pluie, t1 est la période avec une évaporation élevée. Les valeurs PEVAP et t1 sont liées au mois de l'année et sont respectivement 6,0 mm $jour^{-\frac{1}{2}}$ et 2,0 jours en juin, 4,5 mm $jour^{-\frac{1}{2}}$ et 1,5 jour en juillet et 3,5

Fig. 4.4.12. L'évaporation cumulative en fonction de la racine du temps comme calculée avec un modèle à simuler (Stroosnijder et al., 1982).
o sable, évaporation potentielle selon Penman: 5 mm
+ argile, évaporation potentielle selon Penman: 5 mm
□ sable, évaporation potentielle selon Penman: 2,7 mm
• sable, évaporation potentielle selon Penman: 1,35 mm

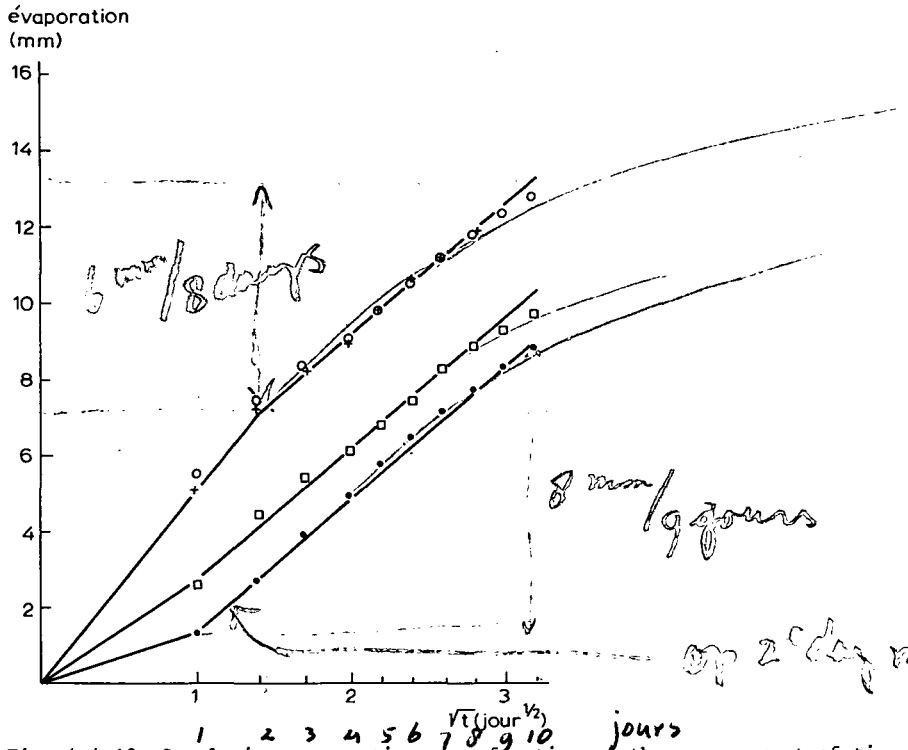


Fig. 4.4.12. Cumulative evaporation as a function of the square root of time as calculated with a simulation model (Stroosnijder et al., 1982).
o sand, potential evaporation according to Penman: 5 mm
+ clay, potential evaporation according to Penman: 5 mm
□ sand, potential evaporation according to Penman: 2.7 mm
• sand, potential evaporation according to Penman: 1.35 mm

mm jour$^{-\frac{1}{2}}$ et 1 jour en août et en septembre.

Le facteur de proportionnalité pour les jours après t1 est 3,5 mm jour$^{-\frac{1}{2}}$ et cette valeur est donc indépendante des conditions climatiques. Ce dernier facteur est proche de la valeur déterminée par Hall et Dancette (1978) pour un sol Dior (sable plus grossier que celle de l'expérience ici) au Sénégal (3,34 mm jour$^{-\frac{1}{2}}$).

Finalement nous avons recherché l'influence de la végétation sur l'évaporation. Le nombre de répétitions n'était pas suffisant pour établir fortement une relation entre la couverture végétale (exprimée par LAI, voir partie 4.2.2) et la réduction de l'évaporation. Néanmoins les résultats sont présentés, avec beaucoup de prudence, à la fig. 4.4.13. Dans cette figure nous avons indiqué également la relation utilisée par Van Keulen (1975) pour une zone méditerranéenne à titre de comparaison. Il est bien à noter que les relations diffèrent considérablement.

Fig. 4.4.13. Relation entre le rapport évaporation actuelle/évaporation potentielle (E_a/E_p) et le LAI (index foliaire de la surface des feuilles).
——— selon Van Keulen (1975)
×---× points expérimentaux au Sahel

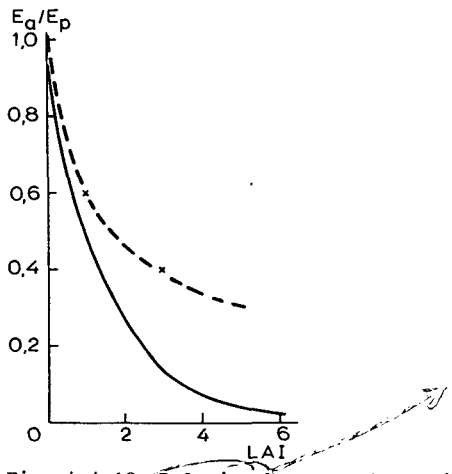


Fig. 4.4.13. Relation between the ratio actual evaporation/potential evaporation (E_a/E_p) and the LAI (foliar index of the surface of the leaves).
——— according to Van Keulen (1975)
×---× experimental points in the Sahel

Sur la base d'expériences décrites ci-dessous nous avons développé une méthode simplifiée pour estimer E par décade pendant la saison. Les calculs de cette méthode sont simples et peuvent être faits sur une petite machine électronique en une demi-heure. La méthode est assez précise pour servir dans la prédiction totale du bilan d'eau (voir partie 4.6). Pour pouvoir estimer l'évaporation d'une parcelle ou d'une région on a besoin des données telles que:

- l'estimation du pourcentage de ruissellement annuel;
- la pluviosité par décade;
- le nombre de pluies par décade;
- l'estimation de la couverture végétale (LAI); éventuellement ces valeurs pour LAI peuvent vent être obtenues par tâtonnement dans un calcul de la production comme à la partie 4.6;
- pour faciliter le calcul, le tableau d'assistance 4.4.5 était construit. Ce tableau présente l'évaporation par décade pour divers nombres de pluies par décade et pour une série de LAI's différents. Les chiffres dans ce tableau étaient calculés avec la formule et les valeurs pour PEVAP et t1 discutées ci-dessus. Pour la réduction de E en fonction de LAI nous utilisions la relation déterminée au terrain, voir fig. 4.4.13. Comme discuté déjà sur la base des résultats de simulation (fig. 4.4.12), la réduction de E par la végétation affecte seulement la valeur de PEVAP mais pas le facteur de proportionnalité de 3,5 mm $jour^{-\frac{1}{2}}$ pour les jours suivants.

Pour illustrer le calcul de l'évaporation nous donnerons 2 exemples. Le premier est un calcul pour un sol nu sur argile avec 50% de ruissellement, donc l'infiltration par décade (I) est calculée comme 50% de la pluviosité (P1) dans cette décade, voir tableau

Tableau 4.4.5. Relation entre le nombre de pluies par décade et l'évaporation (mm) dans ces décades en fonction de LAI.

Nombre de pluies	LAI, mois de juin	
	0,0	0,5
1	14,6	12,6
2	22,8	18,8
3	29,7	23,7
4	36,4	28,4
5	42,5	32,5
6	46,8	36,0
7	50,4	38,8
8	53,6	41,3
9	56,7	43,7
10	60,0	46,2

Nombre de pluies	LAI, mois de juillet						
	0,0	0,5	1,0	2,0	3,0	4,0	5,0
1	12,3	11,0	10,2	9,4	8,8	8,5	8,3
2	18,0	15,5	13,9	12,3	11,2	10,5	10,1
3	22,8	19,0	16,6	14,1	12,4	11,4	10,8
4	27,0	21,9	18,7	15,4	13,2	11,8	11,0
5	30,8	24,5	20,4	16,3	13,5	11,8	10,7
6	34,4	26,9	21,9	17,0	13,7	11,7	10,4
7	37,7	29,0	23,4	17,7	13,9	11,7	10,2
8	40,2	31,0	25,0	18,9	14,9	12,5	10,9
9	42,7	32,9	26,5	20,1	15,8	13,2	11,5
10	45,0	34,7	27,9	21,2	16,7	14,0	12,2

Nombre de pluies	LAI, mois d'août et de septembre						
	0,0	0,5	1,0	2,0	3,0	4,0	5,0
1	11,1	10,3	9,8	9,2	8,9	8,7	8,5
2	15,6	14,0	12,9	11,9	11,2	10,8	10,5
3	19,2	16,8	15,2	13,6	12,6	11,9	11,5
4	22,1	18,9	16,8	14,7	13,3	12,5	11,9
5	24,8	20,7	18,1	15,5	13,7	12,7	12,0
6	27,1	22,3	19,1	16,0	13,9	12,7	12,0
7	29,3	23,7	20,0	16,3	13,9	12,7	12,0
8	31,3	24,8	20,6	16,4	13,9	12,7	12,0
9	33,2	26,0	21,2	16,5	13,9	12,7	12,0
10	35,0	27,0	21,7	16,5	13,9	12,7	12,0

Table 4.4.5. Relation between the number of showers per decade and the evaporation (mm) in these decades as a function of LAI.

4.4.6, n est le nombre des pluies pendant une décade. L'évaporation par décade est lue du tableau 4.4.5. Dans le cas où E est plus grand que P1 dans cette décade nous prenons l'approximation suivante. S'il y a un stock d'eau dans le sol, il est possible que E soit plus grand que I et nous prenons $E = \frac{1}{2}(E + I)$, où le dernier E est la valeur du tableau 4.4.5. Naturellement, E ne peut jamais être tel si le stock d'eau est épuisé. C'est pourquoi la valeur du stock (St) est aussi calculée. Le résultat du calcul est présenté à la fig. 4.4.14. Cette figure montre que le calcul est proche des valeurs mesurées à l'aide des sondes à neutron, voir partie 4.4.2.3.

Tableau 4.4.6. Calcul de l'évaporation (mm) sur argile nue, 1978, avec un ruissellement annuel de 50%.

Décade	Pl	n	I	E	St	ΣE
juin 1	35,6	3	17,8	17,8	0	18
juin 2	-	-	-	-	0	18
juin 3	-	-	-	-	0	18
juillet 1	23,5	2	11,8	11,8	0	30
juillet 2	69,4	3	34,7	22,8	11,9	52
juillet 3	46,8	6	23,4	28,9	6,4	81
août 1	89,4	5	44,7	24,8	26,3	106
août 2	11,1	2	5,6	10,6	21,3	117
août 3	18,0	3	9,0	14,0	16,3	131
septembre 1	14,4	3	7,2	13,2	10,3	144
septembre 2	24,2	7	12,1	20,7	1,7	165
septembre 3	31,4	4	15,7	17,4	0	182
octobre 1	10,5	1	5,3	5,3	0	187

Table 4.4.6. Calculation of the evaporation (mm) from bare clay, 1978, with an annual run off of 50%.

Fig. 4.4.14. Comparaison entre l'évaporation mesurée (+) et l'évaporation calculée (•) sur l'argile nue avec un ruissellement moyen de 50% (1978).

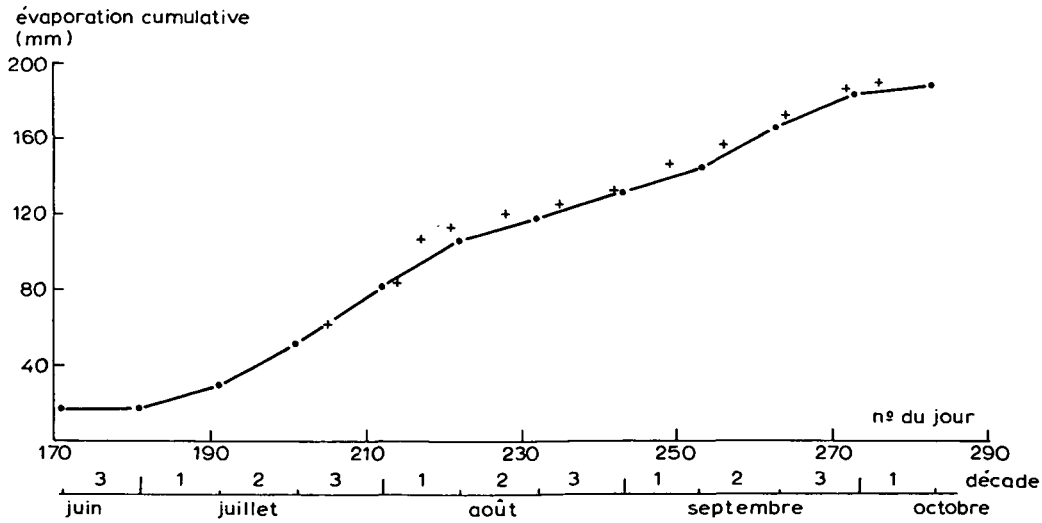


Fig. 4.4.14. Comparison between measured evaporation (+) and calculated evaporation (•) on bare clay with a mean run off of 50% (1978).

Tableau 4.4.7. Calcul de l'évaporation (mm) sur sable S1, 1978, sur pâturage naturel avec un ruissellement annuel de 40%.

Décade	P1	n	I	LAI	E	ΣE
juin 1	24,3	3	14,6		14,6	15
juin 2	-	-	-		-	15
juin 3	-	-	-		-	15
juillet 1	34,1	3	20,5		20,5	35
juillet 2	57,5	3	34,5		22,8	58
juillet 3	60,8	4	36,5	0,1	26,0	84
août 1	75,5	4	45,3	0,3	19,0	103
août 2	53,0	2	31,8	0,5	14,0	117
août 3	21,6	4	13,0	0,7	15,4	132
septembre 1	6,2	2	3,7	0,8	8,6	141
septembre 2	50,0	4	30,0	1,0	16,8	158
septembre 3	52,6	5	31,6	1,3	17,5	175
octobre 1	6,4	1	3,8	0,8	6,9	182

Table 4.4.7. Calculation of the evaporation (mm) from natural pasture on sand S1, 1978, with an annual run off of 40%.

Le deuxième exemple est un calcul pour un pâturage naturel sur sable S1, 1978, avec 40% de ruissellement. Le calcul est présenté au tableau 4.4.7. Cet exemple diffère du premier par la présence d'une végétation. Dans ce calcul, les valeurs de LAI utilisées étaient estimées aux champs. Le résultat du calcul est inclu dans la fig. 4.4.7A. Dans cette figure la transpiration pouvait être calculée par soustraction de E du ET. On conclut que T et E sont de l'ordre de 40 mm et de 180 mm respectivement pour ce pâturage et pour cette année. Cette constatation appuie sur l'importance de E dans le bilan d'eau.

Le calcul de E en combinaison avec un calcul de la production sera présenté dans la partie 4.6.

4.4.2.5 Transpiration

La transpiration est un facteur important du bilan d'eau du sol mais ce n'est pas tant un processus physique du sol qu'un processus physiologique des plantes. Dans la partie 4.2 déjà, cette transpiration était discutée sur la base de la théorie de la physiologie des plantes et quelques mesures au terrain de la résistance stomatique des plantes. Dans la partie 5.2.6 on y revient aussi. En dehors de cet aspect physiologique il y a une relation entre transpiration et stock d'eau du sol. S'il n'y a pas d'eau dans le sol, ou si cette eau est retenue par le sol avec une trop grande force, les plantes réagissent par la fermeture de leurs stomates. Cette régulation a pour effet que la

Tableau 4.4.8. Coefficients de transpiration calculés par soustraction de l'évaporation calculée de l'évapotranspiration mesurée (voir aussi fig. 4.4.7).

Site	Année	Production (kg ha^{-1})	Durée de la grande croissance (jour)	Croissance par jour (kg ha^{-1} jour^{-1})	Transpiration totale (mm)	Transpiration par jour (mm jour^{-1})	Coefficient de transpiration (kg kg^{-1})
S1 pâturage naturel	1978	1.400	40	35	40	1,0	285
Sable, S2 + NPK	1977	5.000	40	125	105	2,6	210
Argile, D1 + NPK	1978	9.500	40	238	160	4,0	170

Table 4.4.8. Coefficients of transpiration calculated by substracting the calculated evaporation from the measured evapotranspiration (see also fig. 4.4.7).

transpiration et par conséquent la production diminue. Nous avons estimé que les plantes souffrent déjà d'un manque d'eau si l'eau du sol est retenue avec une force plus que 4 bar (pF 3,5). Les plantes commencent à mourir si la force augmente jusqu'à 16 bar (pF 4,2). Voir aussi les résultats des expériences en chambre climatique, présentés dans la partie 4.3.4.1.

Les mesures de ET (partie 4.4.2.3) et le calcul de E (partie 4.4.2.4) nous permettent d'obtenir T par soustraction de E de l'ET. Les résultats sont aussi présentés à la fig. 4.4.7 et sont résumés au tableau 4.4.8. Ce tableau indique que la transpiration jour^{-1} varie entre 1 mm pour un sable avec un pâturage naturel, jusqu'à 4 mm pour une argile bien fertilisée. Ce 4 mm est la transpiration maximale selon les conditions climatiques en août et en septembre pour une végétation C_4 comme indiqué à la fig. 4.2.4c. Le tableau 4.4.8 indique aussi que le coefficient de transpiration (en kg d'eau kg^{-1} de biomasse aérienne) est le plus bas, pour l'argile fertilisée ce qui est dû à une forte dominance d'espèces en C_4. Sur le sable S1 le pâturage naturel consistait en 1978 pour 60% en espèces en C_4 et pour l'autre 40% en espèces en C_3. Vue la différence de coefficient de transpiration entre C_4 et C_3 (voir partie 4.2) le coefficient élevé sur S1 est atttribué à une différence d'espèces entre un paturage naturel et un pâturage fertilisé.

4.4.3 Le bilan d'eau du sol

La connaissance des processus et de l'ordre de grandeur des paramètres en question nous permet de discuter le bilan d'eau pendant les différents stades à reconnaître dans la croissance.

Comme dans la partie 4.3, nous partageons la période de croissance en 4 stades:
- avant les pluies fréquentes;
- début des pluies fréquentes;
- la grande croissance;
- fin de la croissance, saison sèche.

Avant les pluies fréquentes Cette période (mai-juin et souvent juillet) est caractérisée par des pluies irrégulières qui causent une ou plusieurs vagues de germination. L'humidification du sol après une longue période sèche et chaude permet le démarrage de beaucoup d'activités biologiques. C'est d'abord l'absorption d'eau par les semences qui peuvent germer (voir partie 4.3.3) et aussi les activités microbiennes qui ont besoin d'eau du sol reprennent (voir partie 5.3.2). Tous ces processus sont fortement influencés par le séchage du sol après l'humidification.

Le premier cm du sol reste assez humide pour les activités mentionnées ci-dessus pendant un nombre d'heures = infiltration en mm (approximativement). Pendant la nuit l'évaporation est nulle pendant 10 heures. Cette estimation a été faite après une analyse en utilisant le modèle à simuler mentionné déjà dans la partie 4.4.2.4. La diminution d'eau qui est stockée dans le sol sous la couche superficielle peut être calculée avec la formule pour ΣE comme discuté dans la partie 4.4.2.4.

Pendant cette première période, la croissance est exponentielle mais souvent irrégulière, c'est-à-dire il y a des jours après une pluie où les plantes croissent de façon exponentielle et il y a des arrêts de la croissance à cause d'une sécheresse du sol (partie 4.5.2).

Les conditions climatiques qui existent pendant cette période permettent une évaporation extrême (de l'ordre de 6-8 mm $jour^{-1}$). En général presque toute la pluie qui tombe pendant cette période se perd par évaporation et jusqu'au moment où la pluviosité s'intensifie le stock d'eau du sol est nul. Souvent il existe des conditions climatiques très dures pour les jeunes plantes et une grande partie meurt. Malgré cela souvent une partie survit, surtout à des endroits favorables.

Si les jeunes plantes sont vivantes et bien installées (au minimum 1-2 semaines après la germination) le moment où la pluviosité s'intensifie est aussi le moment où la grande croissance commence. Il y a des années où les pluies intenses surviennent après une si grave sécheresse qu'il n'y a plus de jeunes plantes disponibles et au moment où les pluies intenses humidifient le sol la grande croissance est retardée de 1-2 semaines, période pendant laquelle de nouvelles semences germent et de nouvelles jeunes plantes s'installent et croissent exponentiellement (voir partie 4.3.3.3).

Début des pluies fréquentes Ce début est caractérisé par une augmentation de l'importance des pluies. Le nom 'grandes pluies' est utilisé par la population locale, mais en dehors d'une augmentation dans la hauteur des pluies c'est surtout l'intensification de la fréquence des pluies qui est importante. Le moment de ce début est très important parce qu'il détermine le nombre maximal de jours de la croissance totale qui s'arrête en général en septembre (voir partie 4.3.4.2) et donc détermine directement la production. La fig. 3.2.7 montre qu'il n'y a pas de changement brutal des conditions climatiques sauf pour la pluviosité (fig. 3.2.2). L'humidité de l'air augmente graduellement de 25% en mai jusqu'à 75% en août. La température maximale descend de 40 °C jusqu'à 30 °C en quelques semaines, mais il est clair que c'est le résultat d'une augmentation de l'humidité par les pluies. Donc ce qui reste à expliquer sur le démarrage de la croissance qui est souvent nettement brusque, c'est la pluviosité. Une augmentation du nombre de pluies influence un certain nombre de processus simultanément (comme l'augmentation de l'infil-

tration et la diminution de l'évaporation) et cet ensemble a pour résultat une augmentation brutale du stock d'eau dans le sol (voir fig. 4.4.15). Pendant toutes les années où l'on a fait les observations (1976-1979), même pendant les années sèches, on peut bien distinguer ce moment du démarrage brusque de la croissance. Au moment où ce stock d'eau du sol augmente brusquement il y a 2 situations possibles:

- Il y a déjà assez des jeunes plantes vivantes (avec une biomasse aérienne de quelques centaines de kg ha^{-1}) d'une vague de germination qui a pris place avant ce moment. Cela veut dire que dans la partie sud du Sahel avec une fertilité du sol optimale, la croissance sera encore exponentielle pendant quelques jours seulement, avant que la biomasse aérienne atteigne 1.500 kg ha^{-1} et que la croissance atteigne sa vitesse maximale.
- Il n'y a pas ou pas assez de jeunes plantes vivantes et une nouvelle vague de germination se produit. Dans le cas mentionné ci-dessus 1-2 semaines sont nécessaires avant que la vitesse de croissance soit maximale.

Le minimum du stock d'eau dans le sol qui doit être là avant que les plantes puissent croître régulièrement (quantité minimale, abrégé QM) est différent pour le sable et pour l'argile à cause d'une différence de rétention d'eau entre ces sols. En général cette quantité est plus grande pour l'argile que pour le sable (tableau 3.3.2). On pourrait en conclure que la croissance sur l'argile est toujours plus tardive que sur le sable, car il faut une plus grande quantité d'eau pour satisfaire la QM. D'autre part sur le sable il y a souvent du ruissellement ce qui est absent sur l'argile où même un écoulement peut

Fig. 4.4.15. Le stock d'eau du sol avec et sans fertilisation, année 1977, sable S2.

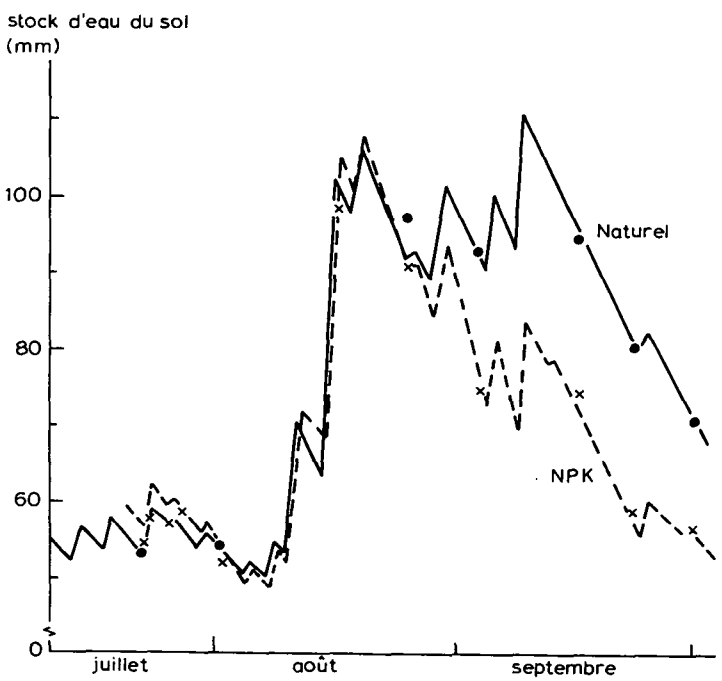


Fig. 4.4.15. The stock of soil water with and without fertilization, 1977, sand S2.

se faire. L'effet total d'une combinaison de ces 2 facteurs est incertain et encore plus compliqué par la présence ou l'absence de jeunes plantes. En général on peut dire qu'à cause de ces effets contraires le début de la croissance sur argile et sable a une tendance à ne jamais varier considérablement.

Les processus comme la germination, l'installation et la mortalité des jeunes plantes et la compétition sont recherchés pour quelques espèces dans des chambres climatiques (voir partie 4.3.3), néanmoins nous ne pouvons pas prévoir exactement le moment de germination, la distribution des espèces dans une vague de germination et la mortalité des jeunes plantes en cas d'une sécheresse. Malheureusement nous ne pouvons pas prévoir s'il y aura des jeunes plantes au moment où la grande croissance peut commencer. Néanmoins nous pouvons interpréter et expliquer le début de la croissance comme observé aux champs sur sable et argile pendant les années 1976-1979 à Niono comme suit (voir fig. 4.4.16):

- 1976 (année normale). Il y a eu peu d'observations pendant cette première année de nos expériences. Durant la deuxième décade de juin il y avait beaucoup de germination (espèces vites et lentes, voir partie 4.3.3) à cause d'une bonne pluviosité. Après il y eut une

Fig. 4.4.16. Pluviosité et nombre de pluies par décade (n) sur le sable et l'argile, Niono, 1976-1979. Les chiffres indiquent la production moyenne (kg ha^{-1}) par sol et par année, les flèches indiquent des vagues de germination observées.

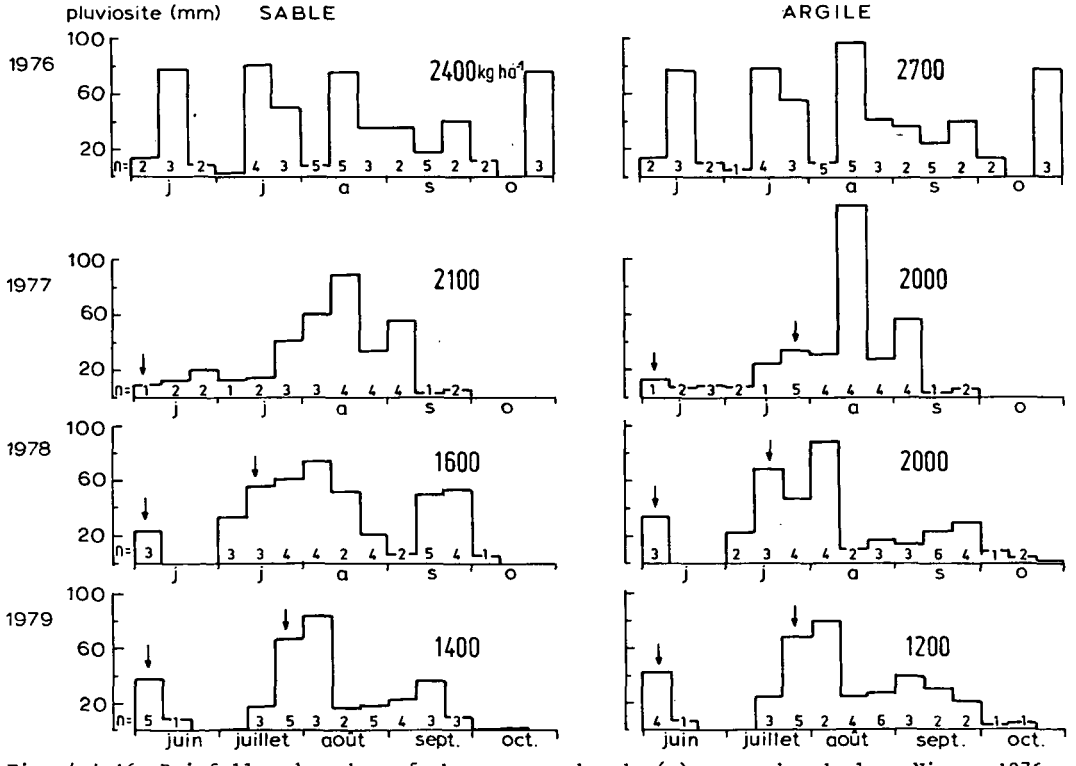


Fig. 4.4.16. Rainfall and number of showers per decade (n) on sand and clay, Niono, 1976-1979. The numbers indicate the mean production (kg ha^{-1}) by soil and by year, the arrows indicate the observed flushes of germination.

sécheresse pendant 2 décades. Sur l'argile, avec environ 15% d'écoulement, cette sécheresse n'était pas trop grave et on pouvait s'attendre qu'une partie assez importante des jeunes plantes survive. Au moment où les pluies reviennent (deuxième décade de juillet) la grande croissance put commencer tout de suite sur l'argile. Sur le sable, au contraire, avec son ruissellement important (S1-sud, sous pente!) l'infiltration en juin ne suffisait pas pour que la plupart des jeunes plantes survivent. En juillet une nouvelle vague de germination devait s'installer d'abord avant que la grande croissance puisse démarrer. En effet on a observé sur le terrain que la grande croissance sur le sable avait un délai d'une décade en comparaison de l'argile.

- 1977 (année sèche). Les observations de germination de 1977-1979 sont indiqués à la fig. 4.4.16 par des flèches. Sur l'argile il y avait déjà un peu de germination au dèbut de juin mais la sécheresse prolongée suivante avait tué la plupart des plantules. En juillet une nouvelle vague de germination suivit avant que la grande croissance commence à la fin de juillet. Sur le sable S2 il y avait aussi des plantules au début de juin déjà. Par suite d'une pluviosité qui était un peu plus élevée que sur l'argile, ainsi que par la disponibilité d'eau favorable sur ce sable, une partie des plantules survivait à la sécheresse. En juillet la grande croissance pouvait commencer immédiatement. La situation en 1977 était le contraire de celle de 1976. La grande croissance sur le sable démarra une décade plus tôt que sur l'argile.
- 1978 (année normale à sèche). Dans cette année le démarrage de la croissance sur le sable était pareil à celui sur l'argile. On avait constaté déjà une vague de germination assez importante au début de juin et aussi déjà plus précoce en avril et mai. Hélas, la plupart des plantes ne survivaient pas à la sécheresse de juin. En juillet une nouvelle germination doit s'établir avant que la grande croissance puisse commencer. On constate très bien au cas où la période de germination et d'installation doit encore commencer au moment où les pluies s'intensifient, que cela cause un délai dans la croissance et diminue donc la période pendant laquelle on pourrait avoir une grande croissance avec 1-2 décades.
- 1979 (année sèche). Cette année ressemble beaucoup à l'année 1978 du point de vue de la distribution des pluies au début de la saison. La croissance sur l'argile et le sable ne varie toujours pas dans son démarrage.

A la fig. 4.4.16 nous avons indiqué aussi la production primaire des années 1967-1979 sur le sable et l'argile. Avec la connaissance discutée ci-dessus concernant la répartition des pluies et des séchéresses, la germination et la différence possible de démarrage de la croissance sur le sable et l'argile on comprend déjà mieux ces différences de production que l'on ne le comprendrait sur la seule base de la pluviosité annuelle.

La grande croissance Cette période est souvent caractérisée par une croissance linéaire. Dans les conditions naturelles cette croissance est de 35-50 kg jour^{-1} ha^{-1}. Si l'on applique une fertilisation cette croissance augmente beaucoup, voir tableau 4.4.8. La croissance sur le pâturage naturel à Niono est telle que le stock d'eau dans le profil du sol reste à un niveau élevé, voir fig. 4.4.15. Il faut noter que l'année 1977 était plus sèche qu'une année normale et que le champs a plus de 20% de ruissellement. L'eau du sol

n'est pas épuisée. Avec fertilisation la production augmente considérablement, la transpiration aussi. Cette dernière augmentation peut être moins que proportionnelle si le coefficient de transpiration diminue (devient plus favorable) à cause d'un déplacement dans le rapport espèces C_4/espèces C_3. D'ailleurs une croissance de 200 kg jour^{-1} ha^{-1} est proche de la croissance potentielle (voir partie 4.5.3). Ce qui veut dire qu'à Niono pendant les années normales ce sont seulement les éléments nutritifs qui limitent la production et non l'eau. Pendant les années très sèches, comme en 1977, et aux endroits où il y a du ruissellement, la production avec fertilisation est inférieure à la production potentielle, mais elle est néanmoins beaucoup plus élevée que la production dans les conditions naturelles. La constatation que dans la partie sud du Sahel l'eau du sol n'est pas épuisée par une végétation naturelle, n'est pas vraie pour la partie nord du Sahel (voir partie 6.3).

Comme expliqué dans la partie 4.3.4, la majorité des plantes arrive à maturité en septembre. Au moment où la croissance diminue l'on observe aussi une diminution de la transpiration. Cette diminution est causée par les stomates qui restent fermés. Après que les plantes soient mortes la transpiration augmente encore. Ce phénomène a été observé (voir fig. 4.4.7), mais on n'a pas trouvé une explication pour ce phénomène dans la littérature. Cependant on pourrait supposer que cela est dû au fait que les stomates cessent de fonctionner mais que les plantes avec leurs canaux de xylème continuent de transporter l'eau du sous-sol vers l'atmosphère.

Les plantes obtiennent la plupart de leur eau de la couche superficielle du sol parce que c'est cette couche qui est humidifiée après chaque pluie. La consommation de l'eau par les plantes commence toujours par la couche superficielle. Dès que cette dernière devient sèche, les racines perdent leur capacité d'absorption et la plante cherche l'eau dans les couches profondes. Au cas où la couche superficielle vient à être humide, la plante forme de nouvelles racines. La présence de beaucoup de racines à la surface s'explique en partie par un certain nombre de vagues de croissance consécutives à une succession d'humidification et de séchage. De la biomasse racinaire, 60% se trouvent dans la couche de 0-10 cm et seulement 10% au dessous de 40 cm (partie 4.5.5). Cette distribution explique le mode d'extraction de l'eau du sol par les racines comme c'est présenté dans la fig. 4.4.17. La conclusion est que les plantes peuvent former plus de racines en profondeur mais elles préfèrent fortement la surface. Cette préférence ne s'explique pas par un manque de disponibilité de phosphore (voir partie 5.4.4) ou d'azote (voir partie 5.3.2) en profondeur.

Fin de la croissance, saison sèche La fin de la croissance des plantes est déterminée par la fin du cycle végétatif des plantes ou par un manque d'eau. Comme expliqué déjà il n'y a presque jamais un manque d'eau dans la partie sud du Sahel dans les conditions naturelles où les graminées annuelles dominent à cause de leur croissance à durée limitée. Dans la partie nord du Sahel l'exception du sud est la règle (voir partie 4.3.4).

L'eau qui reste dans le sol après que les annuelles aient fini leur cycle végétatif est utilisable pour les herbes pérennes avec leur cycle plus long et pour les arbres. Les arbres ont la plupart de leurs racines dans la couche de 60-150 cm, une zone qui est humidifiée presque toute l'année. L'eau résiduelle dans le sol permet aussi la repousse

Fig. 4.4.17. Profils d'humidité sur le sable S1, à 15 dates pendant l'hivernage de 1978.

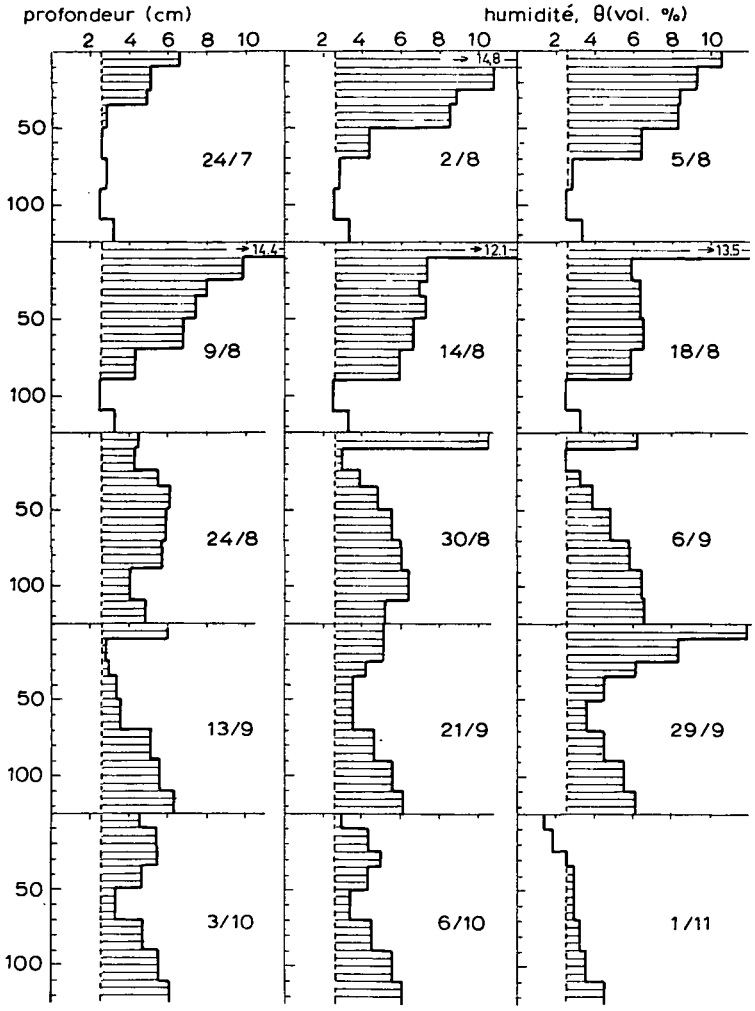


Fig. 4.4.17. Humidity profiles on sand S1, on 15 dates during the 1978 rainy season.

de certaines herbes pérennes et des arbres pendant la saison chaude et sèche. Cette dernière source de biomasse d'une bonne qualité joue un rôle important dans les systèmes d'élevage (voir partie 8.1.4) au moment où la qualité des annuelles est médiocre ou mauvaise.

A côté de la consommation de l'eau résiduelle par d'autres espèces que les annuelles il y a l'évaporation qui fait perdre au sol son eau. Néanmoins il y a des cas où un peu d'eau reste conservée dans le sol suffisamment longtemps pour servir à la croissance prochaine. La présence des termites aussi indique qu'il y a encore de l'eau en profondeur dans le sol.

Au Sahel la présence des arbres diminue du sud au nord (partie 6.1.3). A partir du moment où il ne reste plus d'eau résiduelle dans le sol les arbres ne peuvent plus vivre.

C'est le cas déjà à 200 mm sur les terrains avec une infiltration homogène. Dès que le paysage présente une certaine hétérogénéité la densité des arbres diminue aux endroits avec ruissellement et augmente aux endroits avec écoulement.

4.4.4 Estimation de l'eau disponible

Comme résumé des connaissances des parties précédentes nous avons développé une méthode simple pour estimer le bilan d'eau. La discussion dans cette partie a mis en évidence que l'on ne peut pas calculer l'eau disponible sans tenir compte de la production végétale. Dans le calcul de la disponibilité d'eau il faut inclure beaucoup de la connaissance de la production. Cette connaissance sera traitée dans les chapitres 5 et 6 de ce livre. C'est pourquoi nous éloignons la discussion du calcul de l'eau disponible à la partie 4.6 (production potentielle) et 5.5 (production actuelle). Là on présentera des méthodes simples (calcul à la main) pour mieux comprendre la production et le bilan d'eau.

4.5 LA PRODUCTION POTENTIELLE DES PATURAGES NATURELS

4.5.1 Introduction

La productivité potentielle des pâturages naturels diffère de la productivité potentielle des cultures dans des conditions de croissance optimales avec irrigation (traitée dans la partie 4.2) parce que:
- Le début de la période de croissance est déterminé fortement par l'humidité du sol, et ainsi par la pluviosité qui diffère d'une année à l'autre.
- La fin de la période de croissance est parfois atteinte parce que le sol est sec et elle est liée au temps dans ces cas. Dans beaucoup d'autres cas, la date de floraison est déterminée complètement ou partiellement par la longueur du jour, et les graminées ne croissent que pendant une période limitée après cette date (partie 4.3.4.2). Ainsi il peut donc se faire que la végétation a déjà atteint le stade de maturation bien que le sol soit encore humide et contienne assez d'éléments nutritifs.
- La vitesse de croissance maximale est parfois plus basse que celle montrée dans la fig. 4.2.1 quand les stomates sont partiellement fermés à cause d'une sécheresse temporaire.
- La composition de la végétation n'est pas déterminée par l'homme, mais par des facteurs naturels. Dans des conditions de croissance optimales, la végétation est souvent dominée par 1-2 espèces, mais ces espèces peuvent être différentes d'une année à l'autre. En général, on y trouve surtout des graminées annuelles parce qu'elles couvrent et suppriment les autres herbes et les légumineuses. Les vitesses de photosynthèse et de croissance dans des conditions optimales sont à peu près les mêmes pour toutes les graminées du type C_4.

La situation d'un pâturage avec des graminées pérennes diffère surtout dans la première phase de croissance de celle d'un pâturage à graminées annuelles. Leurs réserves en hydrates de carbone dans le système racinaire contribuent beaucoup à la croissance initiale, qui par conséquent peut être très rapide. Mais quand la période de croissance végétative et rapide a commencé et la couverture végétale est totale, les graminées pérennes ne