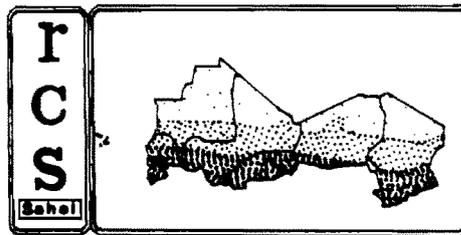


CRSTOM



Atelier de Formation aux Techniques d'Etude de l'eau dans le système Sol - Plante - Atmosphère

Mbour, 30 Novembre - 10 Décembre 1992

Rapport de synthèse

édité par

Michel Grouzis, Jean Albergel et Pascal Boivin

Le rôle de l'eau comme facteur de la production végétale justifie l'importance des recherches consacrées à ce thème dans les zones arides et semi-arides. Des méthodologies et des outils nouveaux ont été développés au cours de ces dernières années.

C'est pourquoi un atelier de formation aux techniques d'étude de l'eau dans le système sol-plante-atmosphère a été organisé à la station ORSTOM de Mbour du 30 novembre au 10 décembre 1992. Le programme est donné en Annexe I.

Cet atelier, conjointement organisé par l'ORSTOM, le RCS-SAHÉL, l'ISRA et la CORAF avec le concours de la MISSION FRANCAISE DE COOPERATION ET D'ACTION CULTURELLE, du Service des Relations Extérieures et de la Commission Scientifique "Sciences du Monde Végétal" de l'ORSTOM et du Projet CILSS/UNESCO/République d'Allemagne, a réuni 21 participants de différents pays du nord et du sud Sahara, à savoir : le Burkina Faso (3), la République du Niger (3), la République du Cameroun (4), la Tunisie (3), la République Islamique de Mauritanie (2), la République du Mali(3), le Sénégal (3). La liste des participants est donné dans l'Annexe II.

La séance d'ouverture a été présidée par Monsieur P.MATHIEU, Représentant de l'ORSTOM au Sénégal, en présence de Monsieur I.A. TOURE, Coordonnateur du projet RCS-Sahel, Représentant de l'UNESCO et de l'Institut du Sahel et de Monsieur A. NDIAYE, Représentant du Directeur de la Direction des Recherches sur les Productions Forestières de l'Institut Sénégalais de Recherche Agricole. On trouvera en Annexe III et IV les allocutions d'ouverture de Monsieur P. MATHIEU et de Monsieur I.A. TOURE.

L'objectif était de permettre aux séminaristes d'acquérir les principes généraux et de se familiariser avec les méthodologies d'étude de l'eau dans le système sol-plante-atmosphère en vue d'une application dans le domaine de l'agronomie, de l'écologie et des petits aménagements.

L'encadrement a été assuré par les chercheurs et ingénieurs de l'ORSTOM (Hydrologie, Pédologie et Ecophysiologie), du CERASS/ISRA 1, de l'Université National du Bénin et de l'Université C. ANTA DIOP (Cf Liste en Annexe V).

L'atelier a été organisé en trois phases.

La première phase (2 jours) a été consacrée à des exposés sur les concepts et les bases théoriques relatifs à l'eau dans le système sol - plante - atmosphère. Les exposés ont notamment porté sur :

- le cycle de l'eau et les éléments d'hydrologie (Annexe VI).
- les éléments d'hydrodynamique de l'eau dans la zone non saturée (Annexe VII).
- les éléments d'hydrodynamique de l'eau dans la zone saturée (Annexe VIII).
- les critères physiologiques de l'état hydrique de la plante (Annexe IX).

La deuxième phase (6 jours) a porté sur des travaux pratiques. La première série s'est déroulée autour du minisimulateur de pluies où les différentes disciplines ont pu enseigner les méthodes utilisées pour caractériser les paramètres à prendre en compte dans l'étude de l'eau dans le système sol-plante-atmosphère :

* principes du choix des parcelles et de montage du minisimulateur, étalonnage, paramètres de ruissellement pour l'hydrologie,

* mise en place de tubes de sondes à neutrons et gamma, mise en place de tensiomètres pour la pédologie,

* mesure du potentiel hydrique par différentes méthodes (psychomètres, presse hydraulique, chambre à pression) pour l'écophysologie.

La deuxième série de travaux pratiques ont porté sur des méthodologies plus spécifiques à chaque discipline.

L'hydrologie a développé les banques de données, les méthodes d'extraction et d'analyse des séries, notamment l'ANALYSE fréquentielle des pluies annuelles, mensuelles, journalières....

La pédologie a enseigné les techniques de mesures d'une courbe de retrait, l'interprétation de l'analyse rétractométrique, le dépouillement des données d'hydrodynamiques d'un profil et le traitement géostatistique des données.

L'écophysologie a montré l'utilisation du poromètre pour le suivi des paramètres microclimatiques et des paramètres de transpiration et de résistance stomatique du végétal. Une démonstration de la méthode des capteurs de déplacement linéaire pour le suivi des variations du diamètre du tronc des ligneux a par ailleurs été faite.

A la suite de ces travaux pratiques, deux jours ont été consacré à la mise forme des résultats (calculs, tracé des courbes et interprétation).

Afin de favoriser les échanges et mesurer l'impact de l'atelier sur les perspectives de recherches des séminaristes, une demi-journée d'exposés a permis de prendre connaissance de leurs travaux respectifs. La liste des contributions est donnée en Annexe X.

On trouvera dans les pages suivantes le rapport de synthèse des travaux pratiques des groupes HYDROLOGIE, PEDOLOGIE et ECOLOGIE.

RAPPORT DE STAGE

GROUPE HYDROLOGIE

Ce rapport de stage rend compte des travaux pratiques qui constituent la deuxième partie du séminaire-atelier de Formation aux Techniques d'Etude de l'eau dans le système Sol - Plante - Atmosphère.

Ces travaux pratiques sont divisés en deux parties:

- Etude du fonctionnement du mini-simulateur de pluie et exercice pratique,
- traitement statistique des données pluviométriques et pluviographiques.

I. La simulation de pluie

L'idée de la simulation de pluie s'est imposée à la suite d'une demande d'informations hydrologiques sans cesse croissantes pour des impératifs de développement sur des sites où il n'y a jamais eu d'étude hydrologique. Le but de la simulation de pluie est de suppléer à ce manque d'informations par une reproduction artificielle de l'événement pluviométrique, défini à l'aide des données pluviométriques et pluviographiques existantes dans la région, afin de permettre une caractérisation des processus hydrologiques et du bilan hydrique des sols.

Cette simulation est effectuée sur une surface restreinte (1 m²) mais une bonne connaissance des sols, des états de surface et de leurs comportements permet une généralisation des résultats sur des surfaces plus étendues comme un bassin versant.

1.1 Matériels

- 1 mini-simulateur de pluie à intensité et durée variable complet et les accessoires (tour, citerne, groupe électrogène, batteries, pompes de vidange, d'alimentation, vannes, manomètres...)
- des parcelles de ruissellement de 1 m²,
- des sondes à neutrons,
- des tensiomètres.

1.2 Méthodologie

Le fonctionnement du simulateur de pluie de seconde génération est basé sur les principes suivantes:

- produire une averse artificielle à intensité variable sur une parcelle de 1 m², en faisant varier la surface arrosée au sol à l'aide d'un gicleur calibré monté sur un bras oscillant,
- chercher à obtenir un balayage à vitesse constant,

- automatisation des principales fonctions en particulier la variation d'intensités dont la gamme a été élargie. La variation des intensités est obtenue en faisant varier l'angle de balayage parcouru par le support du gicleur.

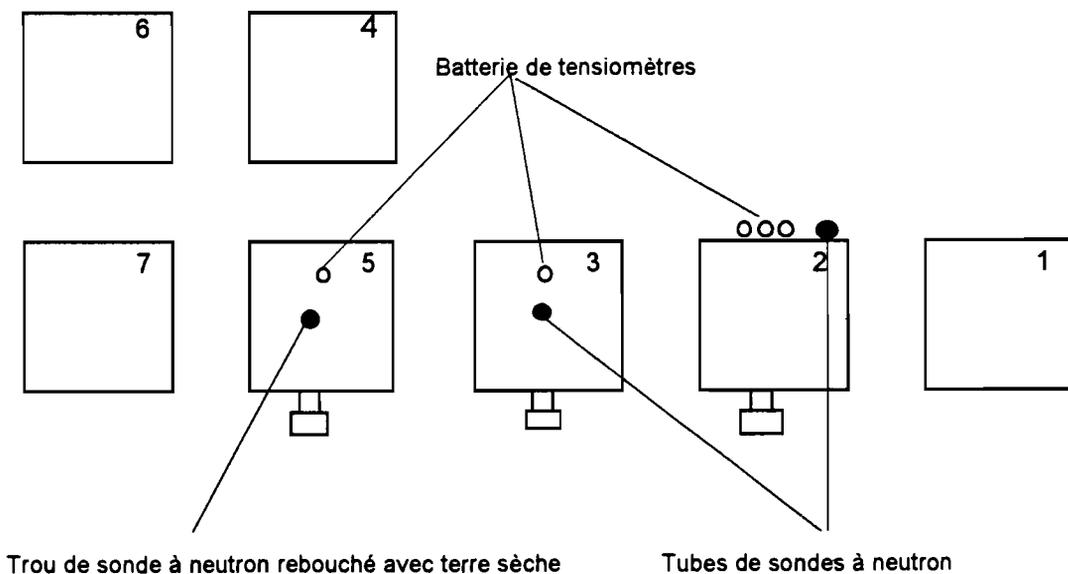
- la pression est maintenue constante à 4.5 bars et la hauteur de la tour à la sortie du gicleur est de 4 m pour respecter l'énergie cinétique des gouttes de pluies naturelles.

On commence la simulation de pluie par un étalonnage des différentes intensités de pluie en fonction de l'angle de balayage du gicleur comme cela a été indiqué ci-dessus. Le protocole suivi durant nos exercices est le suivant:

Intensité en mm/h	Durée en minutes	Angle de balayage du gicleur
40	10	180°
120	10	50°
90	10	70°
70	10	100°
50	10	130°

La figure 1 suivante montre la disposition des 7 parcelles aménagées pour la simulation de pluies et sur lesquelles on a semé du niébé. Chaque groupe de stagiaires travaille sur deux parcelles, une servant à l'étage du simulateur de pluie.

Figure 1 - Disposition des parcelles de mesure.



Les parcelles ont été réparties comme suit entre les groupes:

Groupe 1: parcelles 1 et 2

Groupe 2: parcelles 3 et 4

Groupe 3: parcelles 5 et 6

Tableau 1 - Résultats du dépouillement des essais de simulation de pluie.

Site : Centre ORSTOM de Mbour
Groupe de travail 3

Date : 2 Décembre 1992
Parcelle n° 2

Temps minutes	Intensité mm/h	Hauteur de pluie mm	Lame ruisselée mm	Lame infiltrée mm	Intensité infiltration mm/h	Coefficient ruissellement %
10	40	6.7	0	6.7	40	0
10	120	20	10.8	9.4	72	54
10	90	15	8.3	6.7	36.3	55
10	70	11.66	4.7	6.93	40	40
20	50	8.33	1.4	6.8	38.7	17
10*	50	8.33	0.8	7.53	44	10

Hauteur de pluie totale : 61.7 mm
Pluie d'imbibition : 6.7 mm
Coefficient de ruissellement : 40.8 %

Lame ruisselée totale : 25.2 mm
Lame totale infiltrée : 36.5 mm

* : pluie supplémentaire à 50 mm/h

Lame ruisselée totale : 70 mm
Lame totale infiltrée : 44 mm
Coefficient de ruissellement : 37 %

Site : Centre ORSTOM de Mbour
Groupe de travail 2

Date : 3 Décembre 1992
Parcelle n° 3

Temps minutes	Intensité mm/h	Hauteur de pluie mm	Lame ruisselée mm	Lame infiltrée mm	Intensité infiltration mm/h	Coefficient ruissellement %
10	40	6.66	0	6.66	40	0
10	120	20	10.4	9.6	63	52
10	90	15	4.2	10.8	63.4	28
10	70	11.66	2.3	9.36	55.7	20
10	50	8.33	0.5	7.83	49.5	6

Hauteur de pluie totale : 61.7 mm
Pluie d'imbibition : 6.66 mm
Coefficient de ruissellement : 28.2 %

Lame ruisselée totale : 17.4 mm
Lame totale infiltrée : 44.25 mm

Site : Centre ORSTOM de Mbour
Groupe de travail 1

Date : 4 Décembre 1992
Parcelle n° 5

Temps minutes	Intensité mm/h	Hauteur de pluie mm	Lame ruisselée mm	Lame infiltrée mm	Intensité infiltration mm/h	Coefficient ruissellement %
10	40	6.7	0	6.7	40	0
10	120	20	3.8	16.2	101	19.0
10	90	15	1.1	13.9	81.7	7.3
10	70	11.66	0.1	11.56	69	0.9
10	50	8.33	0	8.33	50	0.0
10*	135	22.5	7.5	15	95.3	33.3

Hauteur de pluie totale : 61.7 mm
Pluie d'imbibition : 6.7 mm
Coefficient de ruissellement : 8.1 %

Lame ruisselée totale : 5 mm
Lame totale infiltrée : 56.7 mm

* : pluie supplémentaire à 135 mm/h

Lame ruisselée totale : 12.5 mm
Lame totale infiltrée : 71.7 mm
Coefficient de ruissellement : 14.8 %

Trois essais de simulation de pluie ont été effectués sur trois parcelles différentes de mêmes caractéristiques pédologiques sur lesquelles on a semé du niébé trois semaines plutôt. Le tableau 1 présente les résultats synthétiques du dépouillement des trois limnigrammes. Pour un même sol on constate des coefficients de ruissellement différents:

- Parcelle n° 2 : fort coefficient de ruissellement (37%) qui s'explique par une averse préalable sur la parcelle. Par conséquent le ruissellement est fonction de l'état hydrique initial du sol (indice de Kholer).

- Parcelle n° 5 : faible ruissellement au bout de 50 minutes (8.1%). Cette faiblesse s'explique par la présence, au milieu de la parcelle, du trou de la sonde à neutron qui a été mal bouchée et qui a donc absorbé l'essentiel de la pluie. Il s'agit donc d'une modification de l'état de surface initial de la parcelle. En prolongeant la pluie de 10 minutes avec une intensité de 135 mm/h, soit une lame précipitée de 22.5 mm, le coefficient de ruissellement passe à 14.8%. L'augmentation de l'intensité au cours de l'averse se traduit par une croissance du ruissellement.

La figure 2 montre la représentation graphique des différents paramètres hydrologiques étudiés:

- le hyétogramme de l'averse simulée et la hauteur de précipitation cumulée
- les courbes des lames ruisselée et infiltrée cumulées dans le temps
- les courbes des intensités de ruissellement et d'infiltration.

Conclusion

Le mini simulateur de pluie est d'un grand intérêt pour la recherche en hydrologie car il permet de caractériser les différents paramètres hydrologiques d'une parcelle et d'expliquer ses variations. Le mini simulateur permet un gain de temps considérable dans l'acquisition de données hydrologiques face à une demande immédiate de développement dans l'aménagement des ressources en eau.

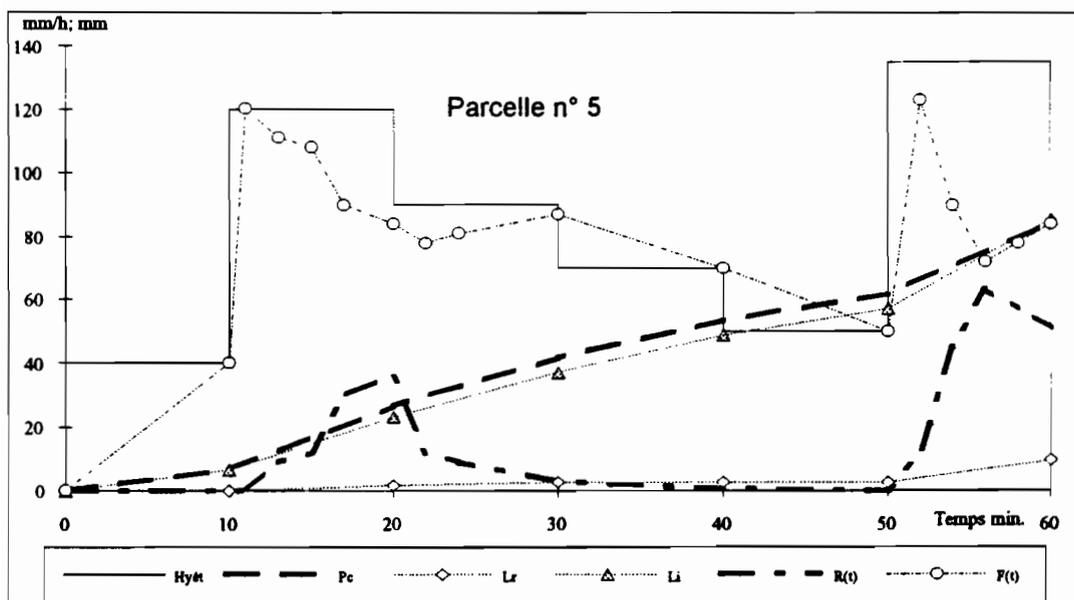
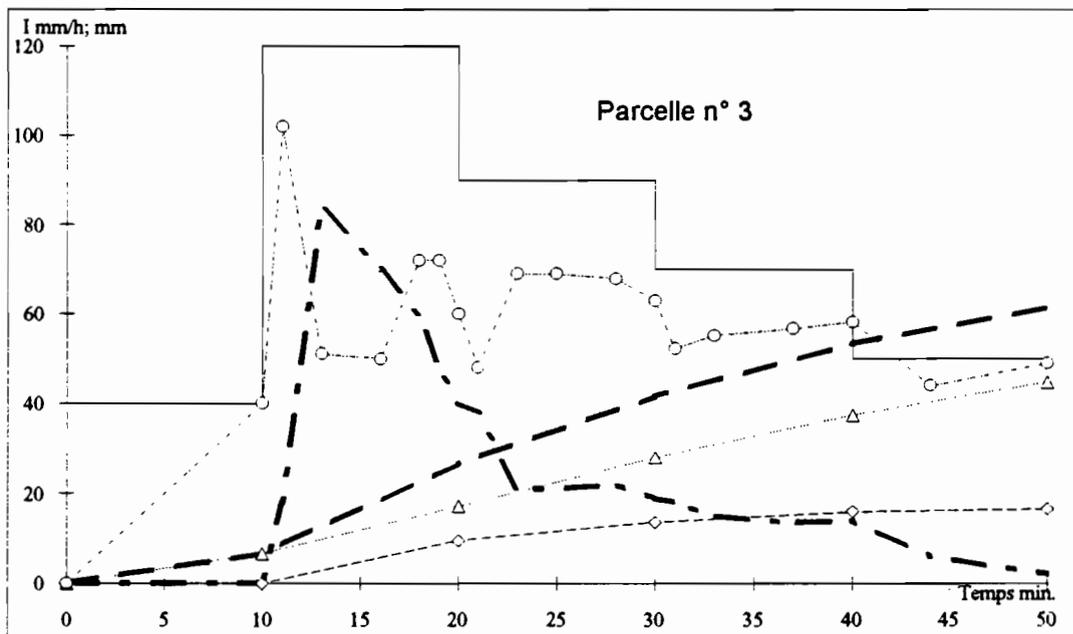
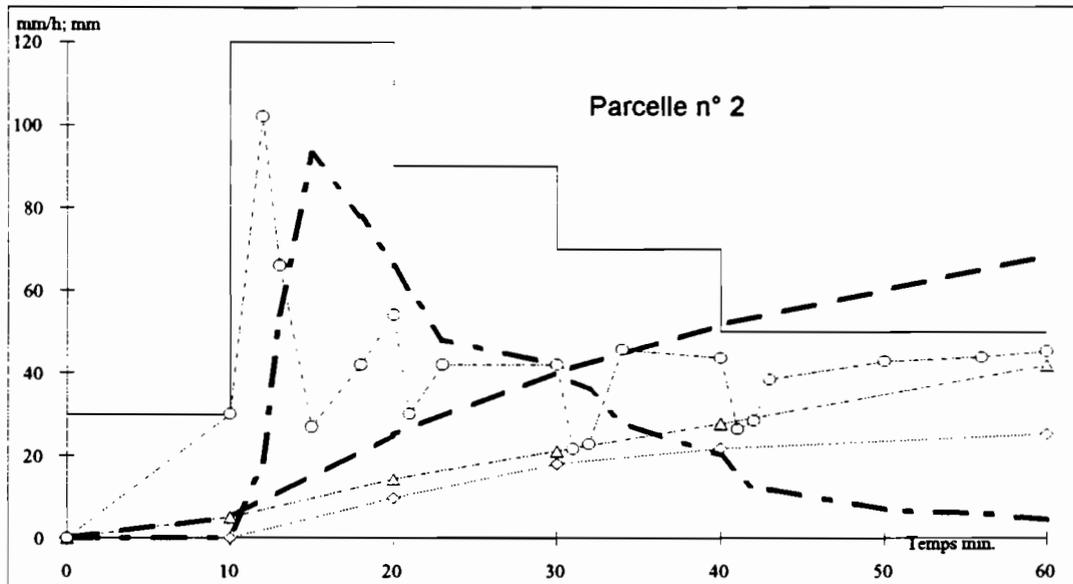
II. Traitement des données pluviométriques

2.1 ajustement des pluies annuelles et mensuelles

L'information pluviométrique fournie aux aménageurs est souvent à l'état brute. Elle a besoin d'être critiquée avant son utilisation à divers niveaux dont la prédétermination des hauteurs fréquentielles des pluies annuelles, mensuelles et journalières.

Notre initiation a porté sur le traitement des données pluviométriques de la station de M'bour, implantée dans le Centre ORSTOM. Ces données sont stockées dans PLUVIOM, un gestionnaire de données pluviométriques conçu par le Laboratoire d'hydrologie de l'ORSTOM. Le traitement statistique est fait par le logiciel DIXLOIS du laboratoire d'hydrologie. Il rassemble onze lois statistiques fréquemment utilisées en hydrologie.

FIGURE 2 - REPRESENTATIONS GRAPHIQUES DES RESULTATS DE LA SIMULATION DE PLUIE SUR LES PARCELLES 1, 3 ET 5 AU CENTRE ORSTOM DE MBOUR.



L'analyse des pluies annuelles et mensuelles nous a permis de nous rendre compte que la loi normale ou loi de Gauss, fréquemment utilisée, ne correspondait pas exactement à la distribution expérimentale des données brutes d'où la nécessité de disposer d'un large éventail de lois statistiques et de tests d'adéquation puissants permettant un choix objectif de la meilleure loi statistique expliquant la distribution réelle des données observées. Nous donnons en exemple la distribution expérimentale des pluies annuelles et celles du mois de septembre et la distribution théorique de quelques lois qui leur sont ajustées. On voit nettement comment la loi de Gauss s'écarte des points expérimentaux (figure 3). Le tableau 2 présente les hauteurs fréquentielles prédéterminées allant de la décennale sèche à la décennale humide.

Tableau 2 - Hauteurs fréquentielles des pluies annuelles et du mois de septembre.

	PERIODE DEFICITAIRE					Moy	E.Type	PERIODE EXCEDENTAIRE				
	0.01	0.02	0.05	0.1	0.5			0.9	0.95	0.96	0.98	0.99
Fréquence	0.01	0.02	0.05	0.1	0.5			0.9	0.95	0.96	0.98	0.99
Période retour	100 ans	50 ans	20 ans	10 ans	2 ans			10 ans	20 ans	25 ans	50 ans	100 ans
P. annuelle (mm)	228	263	320	377	634	678.1	274.4	1039	1193	1242	1383	1543
P. Sept. (mm)	41.9	51.5	68.2	85.9	176.9	198.3	108.7	337.6	402.4	423.5	489.06	558.21

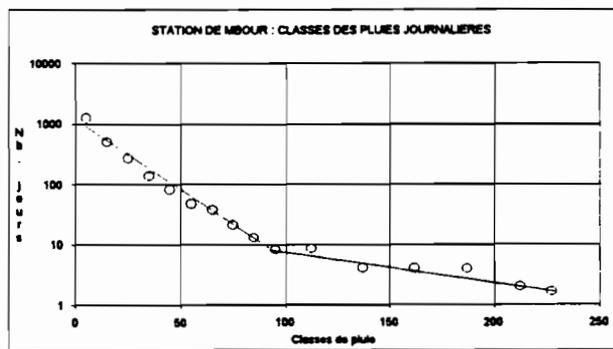
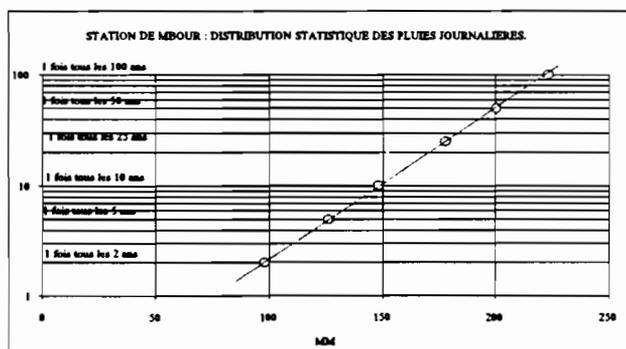
2.2 Ajustement des pluies journalières

La pluie journalière est le pas temps élémentaire des relevés pluviométriques et elle constitue un élément important du calcul du bilan hydrique. Nous nous sommes initiés au traitement statistique de ces pluies journalières qui n'est pas simple du fait de l'importance numérique des données.

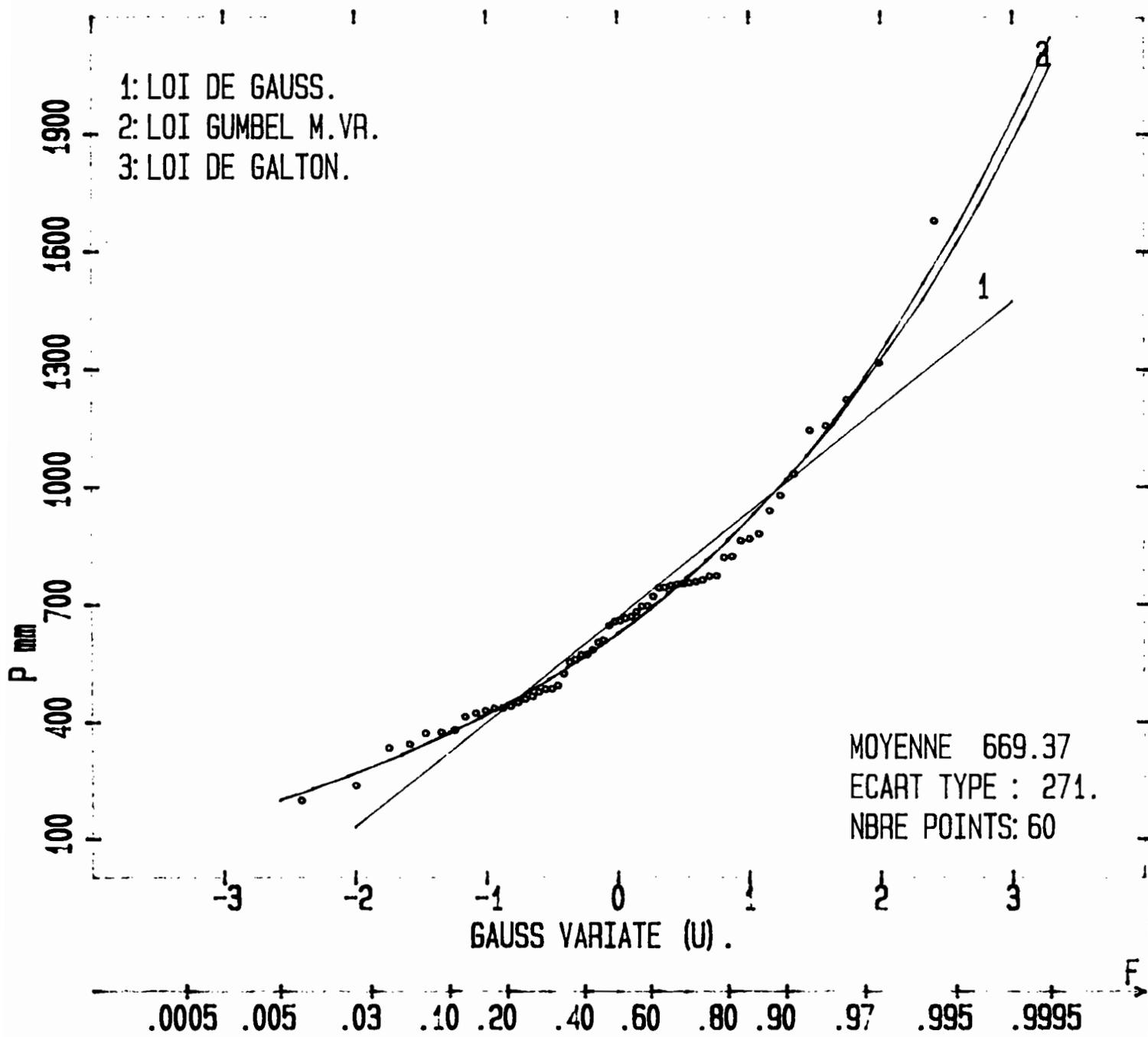
Le laboratoire d'hydrologie de l'ORSTOM a mis au point un programme informatique permis l'ajustement automatique de la loi de PEARSON III Tronquée à la pluviométrie journalière. Le programme procède d'abord à une classification des pluies de 10 en 10 mm jusqu'à 100 mm; puis de 100 à 125 mm. Le programme recense après toutes les pluies supérieures à cette dernière. Les valeurs fréquentielles prédéterminées sont les suivantes en mm:

2 ans : 98	5 ans : 126.1	10 ans : 148.1
25 ans : 177.7	50 ans : 200.5	100 ans : 223.5

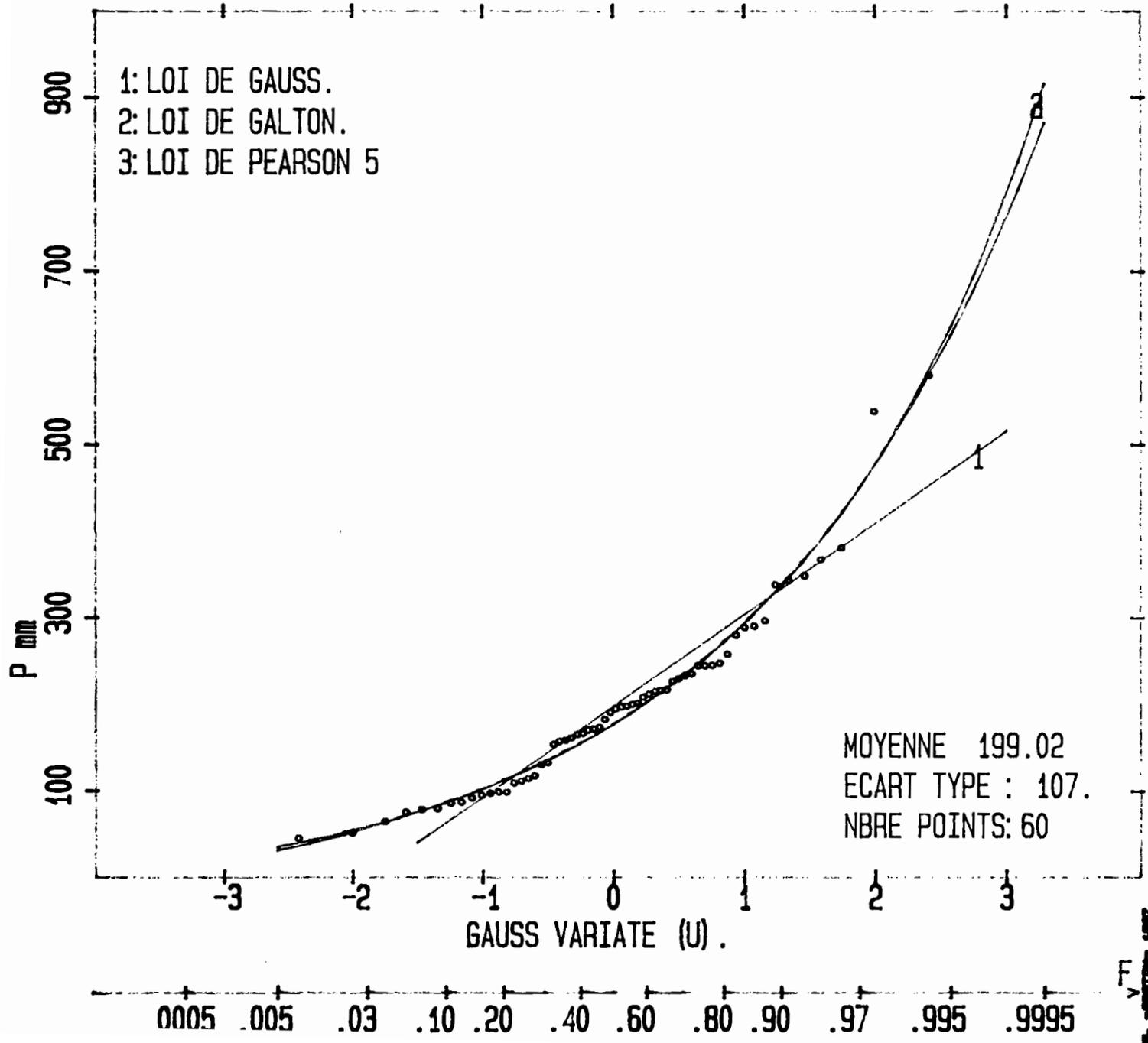
Il est possible de procéder à une représentation graphique des résultats ainsi obtenus. Pour les hauteurs de pluies journalières fréquentielles on linéarise la droite d'ajustement en utilisant un graphique à abscisse normale et ordonnée logarithmique pour les période de retour. Il en va de même pour les classes de pluies (figure 4).



MBOUR : DISTRIBUTION STAT. DES PLUIES ANNUELLES



MBOUR : DISTRIBUTION STAT. PLUIES SEPTEMBRE



RAPPORT DE STAGE

GRUPE PEDOLOGIE *

Introduction

Après deux jours de cours théoriques consacrés aux notions de base sur l'étude de l'eau dans le système sol - plante - atmosphère, les organisateurs de cet atelier ont jugé nécessaire de procéder à la mise en oeuvre de certains principes fondamentaux, sous forme de travaux pratiques.

Dans le cadre de ces travaux pratiques, le groupe " Pédologie " présente le compte rendu en la matière. Ce compte rendu par sa structure, comporte les points suivants :

- les principes;
- les modes opératoires;
- les résultats et leurs interprétations.

1. Les principes.

1.1. La sonde à neutron.

Cet appareil se compose d'une source radio - active fixée avec un détecteur de neutrons thermiques. Pour effectuer les mesures, la sonde est introduite dans un tube d'accès implanté dans le sol. Lorsqu'un neutron rapide émis par la source radio - active entre en collision avec un noyau d'hydrogène, il est ralenti. Le taux de comptage est ainsi proportionnel à l'humidité du sol.

1.2. La sonde gammamétrique.

Elle est fondée sur le principe de l'émission et de l'enregistrement des rayons gamma dont certains sont absorbés par le sol. L'absorption étant proportionnelle à la densité du milieu, ces comptages indiquent la densité apparente du sol en place.

* Rapporteurs : DALLA DIARISSO et M. SANDA

1.3. Le tensiomètre.

Il est basé sur le principe de la succion de l'eau à travers une membrane poreuse perméable à l'eau et imperméable à l'air. La mesure s'effectue au moyen d'un circuit hydraulique saturé relié à un manomètre à mercure.

1.4. Le profil pédologique.

C'est un principe qui consiste à ouvrir une fosse pour décrire les caractéristiques du sol *in situ*, et à faire des prélèvements d'échantillons en vue d'analyses physiques de laboratoire.

2. Les modes opératoires

2.1. La sonde à neutrons et la sonde gammamétrique.

La parcelle expérimentale n°4 est arrosée à l'avance et on procède aux opérations suivantes :

- coups de tarière en vue d'introduire le tube d'accès de la sonde à neutrons dans le sol (tube en aluminium, de diamètre de 4,5 cm, et de hauteur totale 107 cm);
- au fur et à mesure de la descente de la tarière, on récupère des échantillons de terre pour en déterminer l'humidité pondérale;
- avant de procéder à la mesure *in situ*, on à un premier comptage dans l'eau avec un autre tube d'accès.
- puis comptage *in situ* dans le tube installé;
- à la fin de l'opération, on fait un deuxième comptage dans l'eau en vue de vérifier s'il n'y a pas eu de dérive par rapport à la première mesure dans l'eau.

1.2. Le tensiomètre.

Sur la parcelle expérimentale, il est prévu l'installation de 4 tensiomètres à des cotes de 30, 40, 50, 70 cm. Quelques vérifications préalables sont nécessaires en vue de s'assurer du bon fonctionnement du tensiomètre (une pression fait couler l'eau, et une aspiration fait sécher la céramique).

- faire un trou à la dimension du tensiomètre à l'aide d'une petite tarière;
- introduire le capillaire dans la baguette jusqu'au niveau de la bougie poreuse;
- saturer le tout avec une eau distillée bouillie et refroidie;
- enduire la céramique avec une pâte de terre saturée en vue de favoriser le contact avec la paroi du trou;
- passer le capillaire dans une règle graduée fixée au niveau du sol, celui-ci se termine dans un flacon de mercure et l'ensemble mesure la pression du sol aux cotes prescrites.

1.3. Le profil pédologique.

Une fosse pédologique classique est creusée pour permettre d'une part d'observer :

- les différents horizons;
- la texture et la structure;
- le front d'humectation;
- le système racinaire;

et d'autre part de prélever les échantillons de sol à l'aide d'un carottier pouvant contenir 3 cylindre à la fois. Les prélèvements de l'horizon anthropique se font perpendiculairement à la surface du sol, et ceux des horizons profonds s'effectuent horizontalement sur une des faces du profil (profondeurs prélevées 0 - 20 cm, 60 cm).

Les échantillons prélevés sont aussitôt pesés dans des boites à humidité et transportés au laboratoire où ils seront séchés à l'étuve à 105°C pour la détermination de l' humidité pondérale.

1.4. La rétractométrie.

Les échantillons cylindriques prélevés sont enveloppés de colle néoprène sur leur face latérale, posés sur une lame d'eau en vue de les imbiber pendant 48 heures.

Après cette étape, les échantillons sont passés au rétractomètre (système couplé étuve - balance - ordinateur). L'ensemble se trouve dans une pièce climatisée et l'étuve est réglée à 28°C

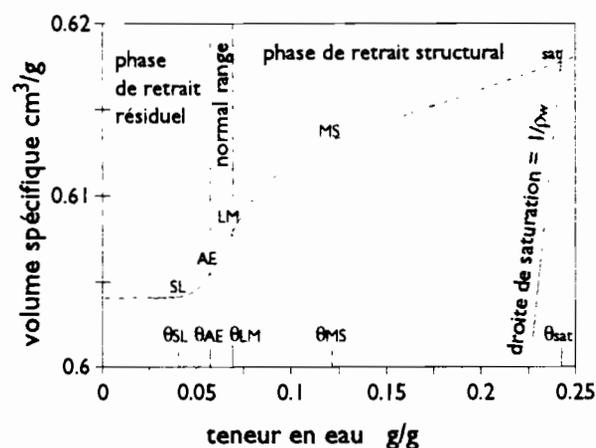
Lorsque la limite de retrait est atteinte, on arrête le système et un programme informatique prévu à cet effet fait les calculs correspondants et le tracé de la courbe de retrait que l'on interprète.

3. Résultats et Interprétations

En principe, toutes les manipulations doivent aboutir à des résultats interprétables. Mais vu le caractère ponctuel de ceux - ci, nous n'en avons pas eu la possibilité. Cependant la courbe de retrait que nous allons présenter est tirée du document distribué dans le cadre du cours théorique (Fig. n°1).

Nous donnons les significations suivantes :

- MS : évaporation de l'eau de la macroporosité seule;
- MS - LM : évaporation de l'eau de la macroporosité et de la microporosité en même temps;
- LM-AE : évaporation de l'eau de la microporosité seule
- AE - SL : eau non disponible pour les plantes.



Exemple de courbe de retrait mesurée sur un échantillon cylindrique de sol non remanié

RAPPORT DE STAGE

ECOPHYSIOLOGIE/AGROFORESTERIE*

INTRODUCTION.

Au cours de cet atelier, le groupe ECOPHYSIOLOGIE/ AGROFORESTERIE s'est particulièrement chargé du suivi de l'état hydrique de la plante.

Une culture herbacée de niébé (*Vigna unguiculata* (L.)) âgée d'un mois et deux ligneux *Zizyphus mauritiana* Lam. et *Celtis integrifolia* Lam. ont été utilisés comme matériel végétal.

Sur le niébé, les observations ont porté sur :

- la cinétique journalière du potentiel hydrique foliaire mesuré à l'aide de la chambre à pression, de la presse hydraulique et du psychromètre ;
- la caractérisation de l'état hydrique par le contenu relatif en eau (C.R.E.).

Pour *Zizyphus mauritiana*, les mesures ont porté sur :

- la cinétique journalière du potentiel hydrique foliaire mesuré par la chambre à pression ;
- la cinétique journalière de la transpiration et de la résistance stomatique mesurées avec un poromètre.

Simultanément, les facteurs suivants : la température de la feuille, la température de la cuve, l'humidité relative de l'air, l'éclairement et la pression atmosphérique ont été enregistrés.

La démonstration de l'utilisation des capteurs de déplacements linéaires pour enregistrer les variations du diamètre du tronc a été réalisée sur *Celtis integrifolia*.

1. Méthodes de mesure de l'état hydrique de la plante.

Les paramètres caractéristiques de l'état hydrique du végétal ont été estimés par différentes méthodes. Au cours de cet atelier, nous avons essentiellement utilisé :

- la méthode gravimétrique (C.R.E.) ;
- la chambre à pression PMS 1 001 ;
- la presse hydraulique ;
- le psychromètre PR-55 avec les chambres étanches L 51, C 30 et C 52 ;

*Rapporteurs : M. DIONE, M.ZAAFOURI, M. DIOUF

- le poromètre à diffusion LICOR-1 600 ;
- les capteurs de déplacements linéaires.

1.1. Méthode gravimétrique.

Le principe consiste à déterminer la teneur relative en eau (T.R.E.) ou contenu relatif en eau (C.R.E.) du végétal à un instant donné, par rapport à la pleine turgescence. Cette méthode est destructive. Elle revient à effectuer des pesées successives du poids frais du matériel végétal, de son poids à saturation et de son poids sec après passage à l'étuve à 85°C jusqu'à poids constant.

Cette méthode a été utilisée pour la détermination du C.R.E. de disques foliaires de *Vigna unguiculata*.

1.2. La chambre à pression.

Elle permet de mesurer en conditions naturelles, le potentiel hydrique d'une plante.

D'après SCHOLANDER et al., 1965, la théorie de la cohésion a été reconnue depuis la fin du XIX^e siècle comme étant la seule théorie conséquente, qui explique comment la remontée de la sève par un arbre est 10 fois plus rapide qu'avec une pompe à vide.

Le principe repose sur le fait que la colonne d'eau dans le xylème des plantes, est presque toujours sous tension sous l'effet de la transpiration des feuilles.

Quand un échantillon de végétal est sectionné, cette colonne d'eau est interrompue et se rétracte, comme le ferait un ressort lâché après avoir été étiré.

Il s'agira donc de mesurer, la pression qui compense celle à laquelle, la sève était initialement soumise dans les vaisseaux intacts du xylème en appliquant dans une chambre étanche contenant l'échantillon, une pression croissante et à observer à quelle pression correspond l'apparition de la sève à la surface de section.

1.3. La presse hydraulique.

C'est un appareil dont le principe est le même que celui de la chambre à pression, mais dont les mesures nécessitent au préalable un étalonnage.

A l'aide d'une paire de ciseaux, une portion de feuille de *Vigna unguiculata* est prélevée. Cette dernière est recouverte d'un morceau de papier filtre et comprimé sous l'effet d'une pression hydraulique appliquée dans la chambre de ce dispositif.

On assiste à l'émission de sève d'abord au niveau de la nervure centrale, puis des nervures secondaires et enfin sur tout le pourtour de

cette feuille. En fonction de l'étalonnage réalisé avec la mesure à la chambre à pression, on s'est fixé comme indice de référence, l'apparition de cette sève sur le pourtour.

1.4. Le psychromètre.

Le principe est basé sur le phénomène thermoélectrique communément appelé "*effet Seebeck*" selon lequel, lorsque deux fils métalliques, de nature différente, sont joints par leurs extrémités pour former une boucle, ces jonctions étant maintenues à des températures différentes, il se produit un courant électrique le long de cette boucle. L'intensité de ce courant dépend de la nature des métaux utilisés et du gradient de température entre les deux bouts.

On peut faire fonctionner ce système en sens inverse, en faisant passer un faible courant à travers ces fils. Il se crée un gradient de température entre ces derniers (l'un des bouts se refroidit et l'autre se réchauffe) : c'est l'"*effet Peltier*" qui régit le fonctionnement du psychromètre WESCOR PR-55 utilisé.

Avec cet appareil, un raccordement simultané de dix sondes psychrométriques est possible grâce aux connecteurs et réceptacles prévus à cet effet.

Au cours des différentes manipulations réalisées dans cet atelier, nous avons utilisé trois principaux types de chambres étanches : L 51, C 30 et C 52. Toutefois, au point de vue des mesures, ces chambres présentent deux variantes :

- lecture des résultats au champ pour L 51 ;
- lecture après un séjour préalable au laboratoire (à la température du laboratoire) pour C 30 et C 52.

1.5. Le poromètre.

Le contrôle stomatique est un moyen efficace pour limiter les pertes en eau des plantes.

Le poromètre LICOR-1 600 que nous avons utilisé, est un poromètre à diffusion à régime stationnaire. C'est un appareil portable, permettant une mesure rapide et précise de la transpiration et de la résistance à la diffusion.

Il comprend essentiellement :

- une console de lecture ;
- un détecteur principal.

Son principe est le suivant : dès que la feuille est placée dans la chambre, l'humidité commence à augmenter, et un flux d'air sec suffisant pour maintenir l'humidité relative interne constante, donc qui stabilise la transpiration foliaire, est introduit. La résistance stomatique est calculée par l'appareil à partir du flux d'air sec, de la pression de

vapeur de la chambre, de la pression de vapeur saturante de la feuille et de la surface foliaire.

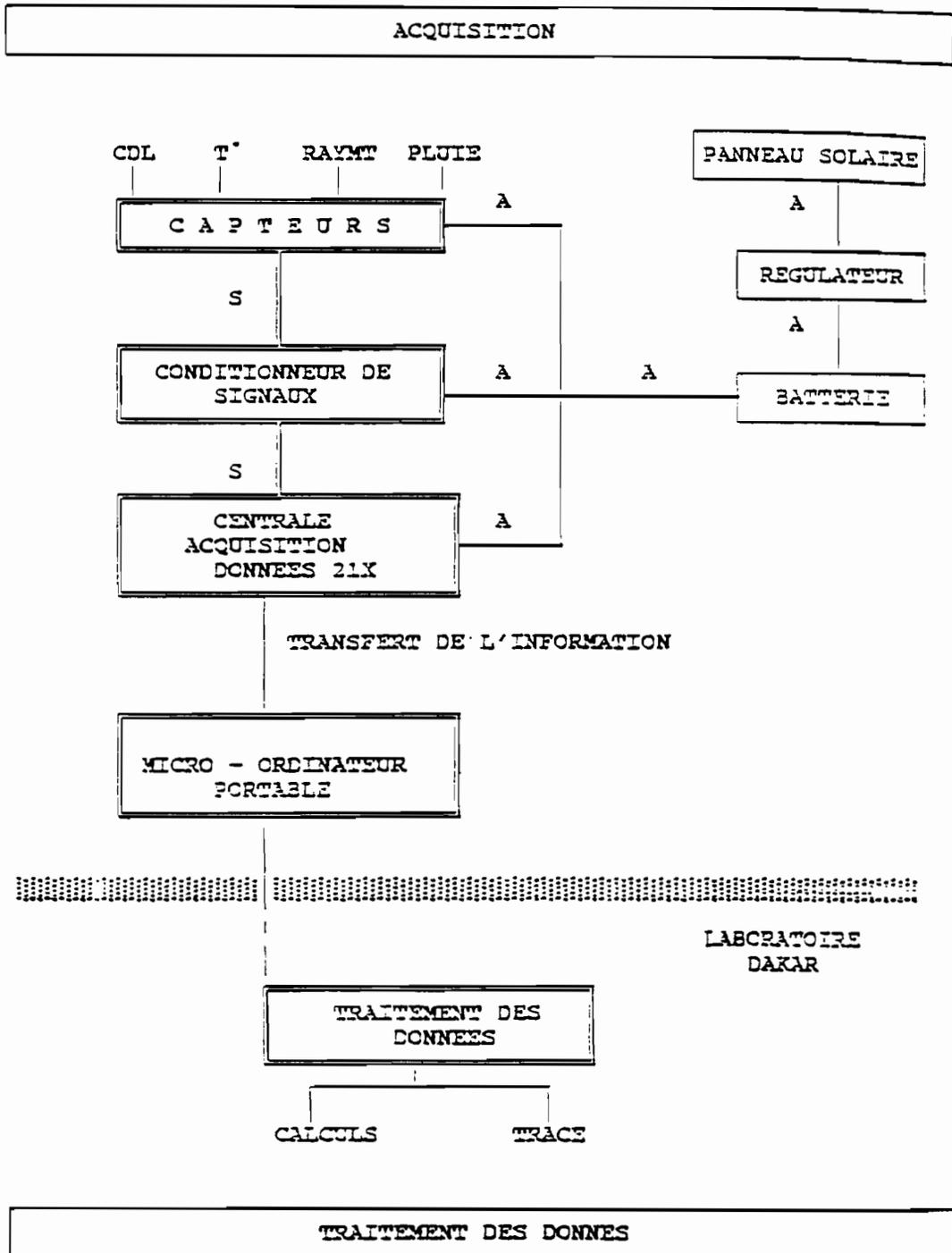


Figure 1 : Chaîne d'acquisition et de traitement de données de variations de diamètre des troncs (A : alimentation ; S : signal ; I : information).

1.6. Le capteur de déplacements linéaires.

Le principe de cet appareil consiste à mesurer les variations du diamètre du tronc, donc à estimer la participation du réservoir d'eau du phloème au courant de transpiration (en d'autres termes, les variations du diamètre sont dues aux variations de la teneur en eau des tissus élastiques externes du xylème (écorce)).

- Si la transpiration s'abaisse, l'eau migre du xylème vers l'écorce.

- Si la transpiration s'élève, l'eau migre de l'écorce vers le xylème.

La mesure des variations du diamètre du tronc utilise le principe des courants induits (noyau magnétique se déplaçant dans une bobine). Le signal correspondant au déplacement est amplifié par un conditionneur et enregistré dans une centrale d'acquisition de données Micrologger 21X.

Il y a lieu de noter que :

Variation réelle = Variation mesurée + Dilatation thermique de l'ensemble support-capteur + Dilatation thermique de l'organe.

On peut corriger la dilatation thermique de l'ensemble mais celle de l'organe est négligé.

Le capteur doit au préalable être étalonné. Les enregistrements sont transférés dans un ordinateur et traités par différents logiciels. La chaîne d'acquisition et de traitement des données de variations de diamètre des troncs est synthétisée sur la figure 1.

2. Résultats et discussions.

2.1. Etalonnage de la presse hydraulique par la chambre à pression.

Les variations du potentiel hydrique à la presse hydraulique ($P_{p.hydr}$) en fonction de ceux mesurés à la chambre à pression (P_{cp}) sont présentées sur la figure 2. La droite de régression liant ces deux paramètres a pour équation :

$$P_{p.hydr} = 0.39 P_{cp} - 4.97 ; \text{ avec } r = 0.82.$$

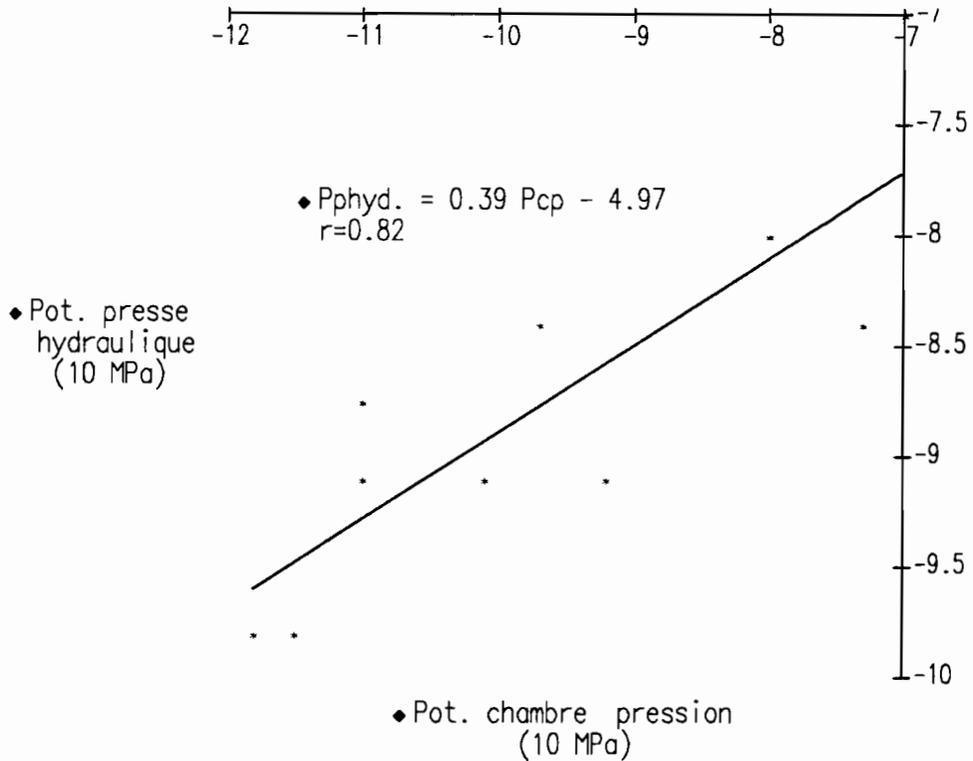


Figure 2 : Evaluation du potentiel à la presse hydraulique en fonction du potentiel à la chambre à pression.

La corrélation obtenue ($r = 0.82$) est significative ($p < 0.01$). La pente de la droite ($a = 0.39$) montre que, par rapport à la chambre à pression, la presse hydraulique sous-estime le potentiel foliaire.

Ce caractère serait dû à :

- un manque d'expérience dans l'utilisation des appareils ;
- la difficulté de synchroniser les deux mesures.

2.2. Comportement écophysologique de *Zizyphus mauritiana*.

2.2.1. Cinétique du potentiel hydrique foliaire.

La figure 3 montre l'évolution journalière du potentiel de sève de *Zizyphus mauritiana*. En fait, les valeurs représentées ici sont celles des journées du 5, du 6 et du 7 décembre 1992.

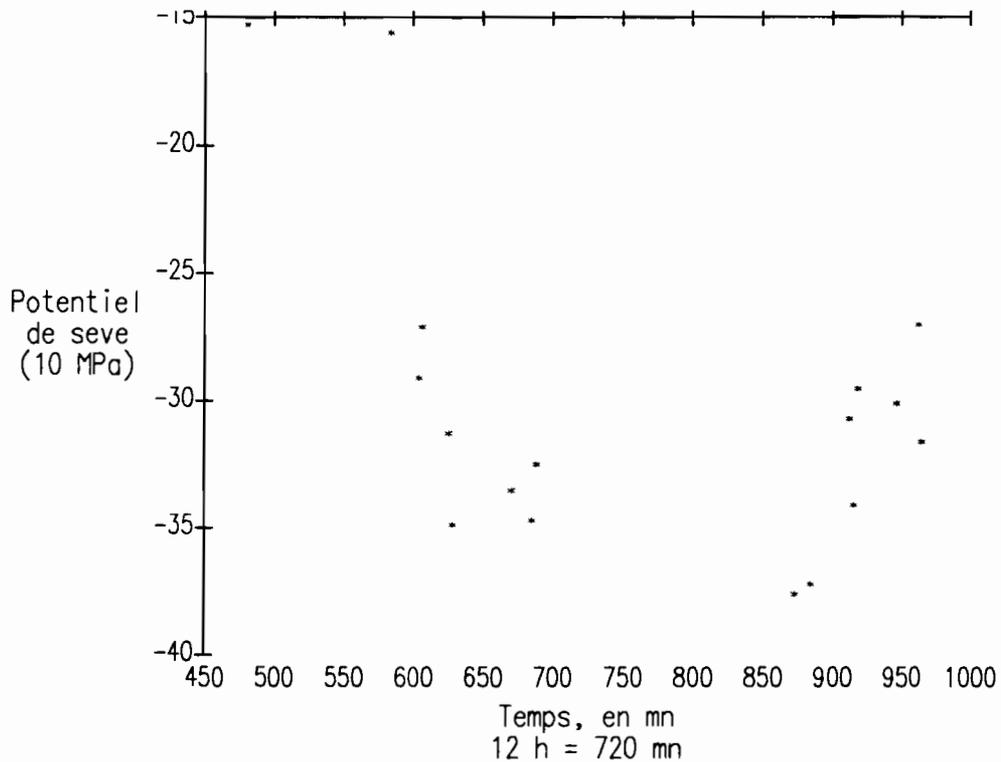


Figure 3 : Evolution journalière du potentiel de sève de *Zizyphus mauritiana*.

Le potentiel de sève reste relativement stable autour de -1.5 MPa entre 8h (480 mn) et 9h30mn (570 mn).

A partir de 9h30mn, le potentiel accuse une baisse brutale passant de - 1.5 MPa à environ -3.5 MPa à 11h25mn (685 mn).

Puis, le potentiel de sève s'élève de -3.55 MPa (14h30mn = 870 mn) à - 2.69 MPa (16h = 960 mn).

On peut donc constater que suite à une perte en eau du végétal par transpiration, le potentiel s'abaisse au cours de la journée. Dans l'après-midi, suite à une réduction du pouvoir évaporant de l'air (réduction de l'éclairement, de la température et déficit de pression de vapeur), le potentiel s'élève (récupération) pour atteindre son maximum en fin de nuit (potentiel de base). L'interruption des observations entre 13h et 14h30mn (vide constaté sur la figure 3), ne nous a pas permis de mesurer le potentiel minimum.

Remarque : Habituellement, il est aussi nécessaire de mesurer d'autres paramètres tels que le potentiel de base et le potentiel de récupération (deux heures après le coucher du soleil).

2.2.2. Transpiration (T_r) et résistance stomatique (R_s).

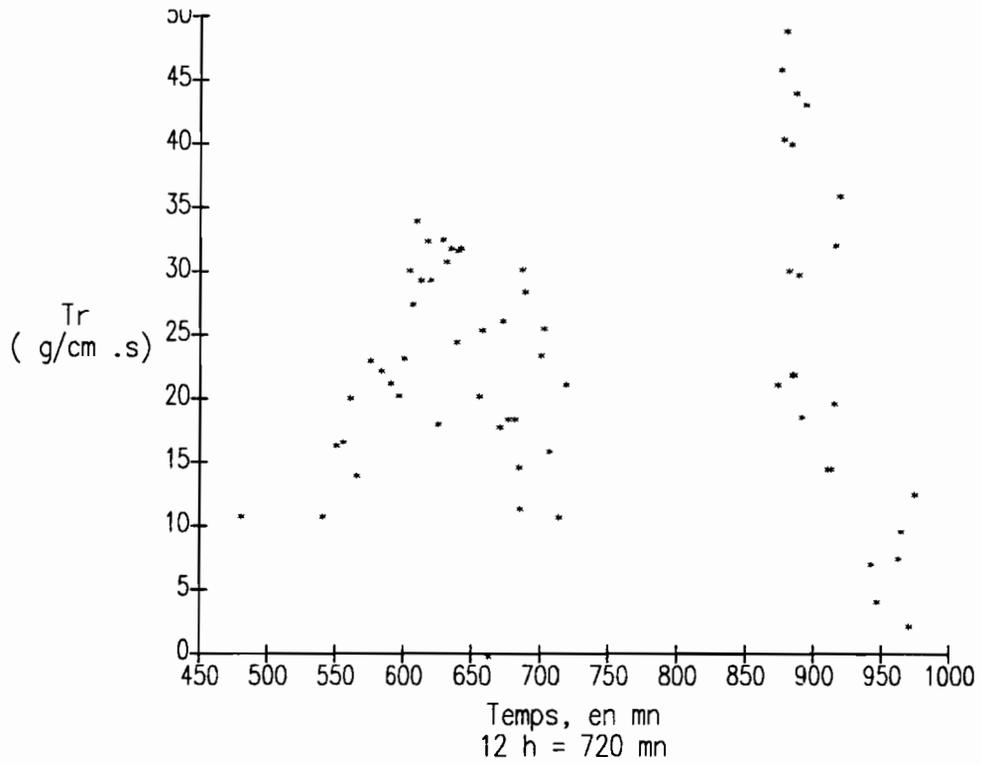


Figure 4 : Evolution de la transpiration de *Zizyphus mauritiana*.

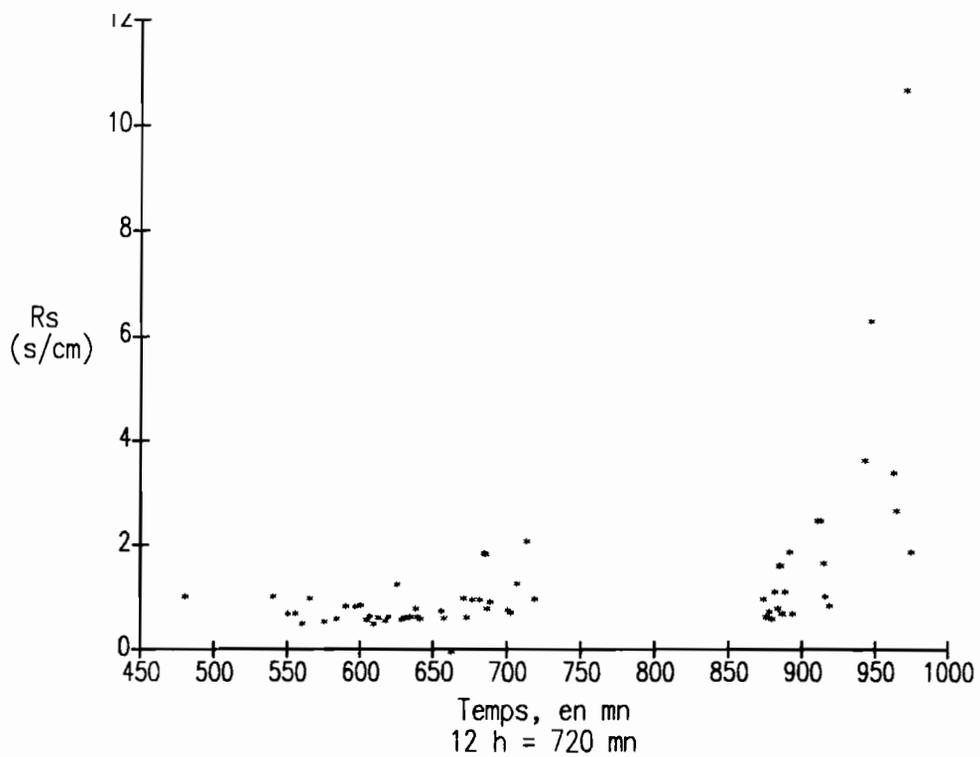


Figure 5 : Evolution de la résistance stomatique de *Zizyphus mauritiana*.

Les figures 4 et 5 représentent l'évolution journalière respectivement de la transpiration et de la résistance stomatique ; les valeurs étant celles des 5, 6 et 7 décembre 1992.

Les tendances générales observées sont les suivantes :

- une stabilité relative des deux paramètres entre 8h (480 mn) et 9h (540 mn) [$Tr = 10.9 \mu\text{g}.\text{cm}^{-2}.\text{s}^{-1}$ et $Rs = 1.06 \text{ s}.\text{cm}^{-1}$] ;
- à partir de 9h, la transpiration croît d'environ 10 à environ 30 $\mu\text{g}.\text{cm}^{-2}.\text{s}^{-1}$ à 10h (600 mn) ;
- une diminution continue de la transpiration est amorcée à partir de ce pic jusqu'à moins de 15 $\mu\text{g}.\text{cm}^{-2}.\text{s}^{-1}$ à 12h (720 mn).

Parallèlement, on assiste à une augmentation de la résistance stomatique qui passe d'environ 1.06 $\text{s}.\text{cm}^{-1}$ (9h) à 2.4 $\text{s}.\text{cm}^{-1}$ (12h).

Dans l'après-midi, une diminution progressive de la transpiration est notée entre 14h40mn (880 mn) et 16h15mn (975 mn) avec des valeurs respectives de l'ordre de 37.6 et 36.4 $\text{s}.\text{cm}^{-1}$. Au cours de cette période, l'évolution de la résistance stomatique présente une augmentation considérable de 14h40mn (5.4 $\text{s}.\text{cm}^{-1}$) jusqu'à 16h10mn = 970 mn (10.7 $\text{s}.\text{cm}^{-1}$).

Ces variations de la transpiration et de la résistance stomatique s'expliquent par les variations des facteurs microclimatiques tels que l'éclairement et la température (Figure 6 et 7).

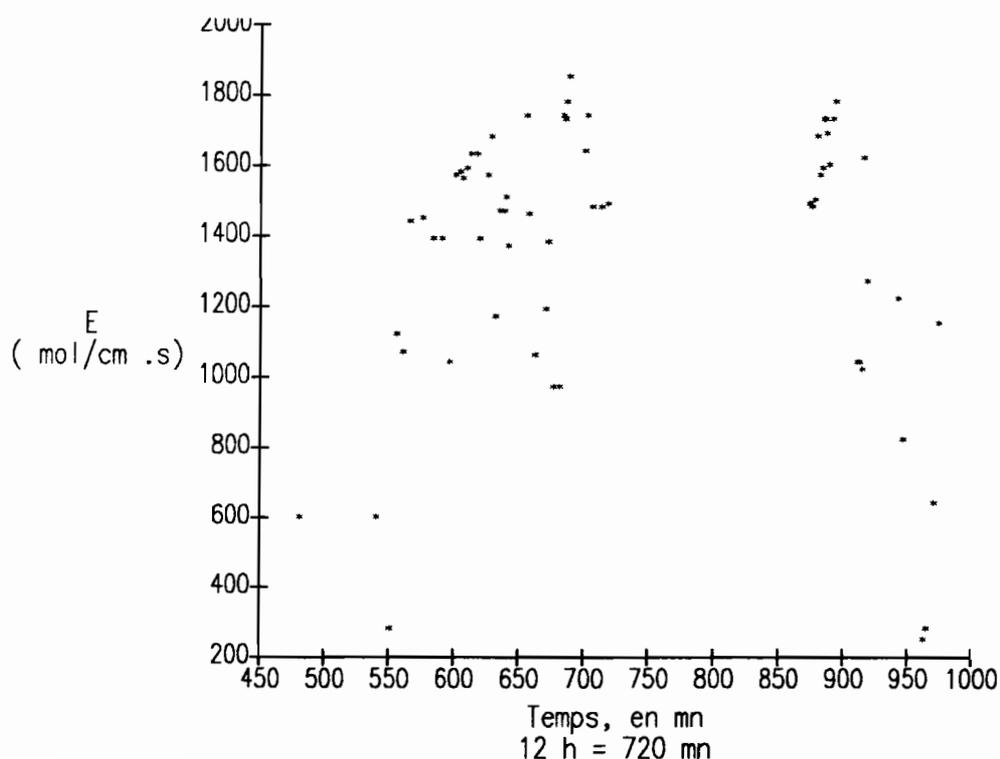


Figure 6 : Evolution de l'éclairement les 5, 6 et 7 décembre 1992.

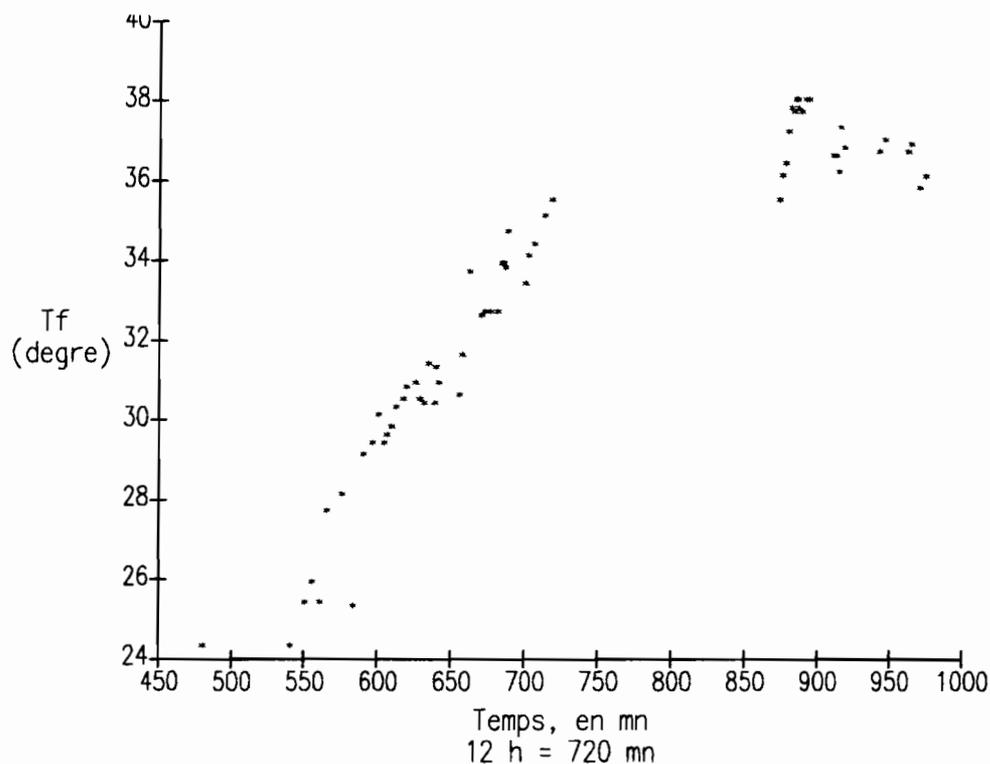


Figure 7 : Evolution de la température foliaire chez *Zizyphus mauritiana* les 5, 6 et 7 décembre 1992.

Le matin jusqu'à 10h (600 mn), l'augmentation progressive de l'éclairement se traduit par une augmentation de la température foliaire et de la transpiration. Parallèlement, la résistance stomatique diminue d'environ 1.06 s/cm à 0.5 s/cm.

De 10h à midi (720 mn), la résistance stomatique augmente avec l'éclairement, ce qui fait diminuer la transpiration.

L'après-midi, l'éclairement commence à diminuer progressivement, il en est de même de la transpiration. Par contre, au cours de cette même période, la résistance stomatique augmente (de 5.4 à 10.7 s/cm).

Il convient cependant de préciser qu'à partir d'un certain seuil d'éclairement, d'autres facteurs comme le potentiel de sève et le déficit de pression de vapeur (D.P.V.) peuvent devenir limitants.

2.1.1. Variations du diamètre du tronc de *Celtis integrifolia*.

La figure 8 fait apparaître un rythme nyctémérale de contraction et de dilatation du tronc traduisant l'évolution de la transpiration.

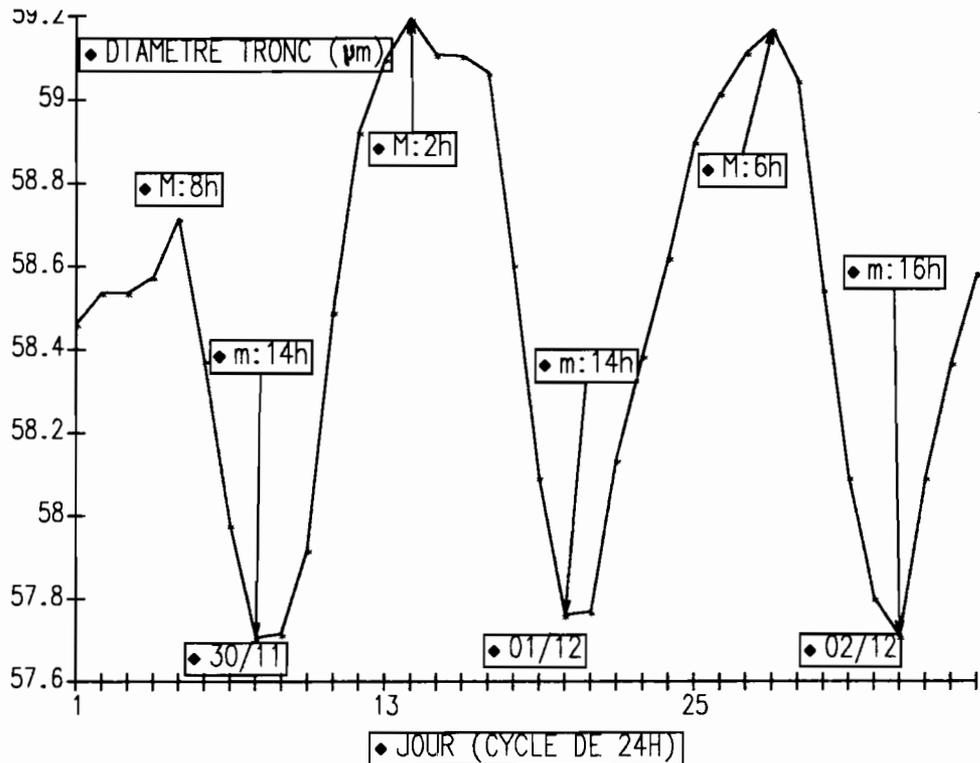


Figure 8 : Variation cyclique (cycle de 24h) du diamètre du tronc de *Celtis integrifolia*.

A l'échelle d'une journée (Figure 8), si l'on considère le premier cycle, on constate que la cinétique des variations du diamètre du tronc présente un maximum à 8h correspondant au maximum de dilatation. A partir de ce maximum, on assiste avec l'augmentation progressive de la transpiration se traduisant par une contraction du tronc qui atteint son maximum à 14h (environ 57.7 μm).

Le palier observé entre 14h et 16h reflète l'équilibre des échanges hydriques entre le phloème et le xylème. La dilatation du tronc reprend après 16h pour atteindre un maximum d'environ 59.2 μm à 2h du matin : c'est la phase de récupération.

Notons que pour les trois jours d'observation (Figure 8), le maximum de dilatation est obtenu à des heures différentes (8h, 2h du matin et 6h du matin) alors que le maximum de contraction est obtenu à la même période (14h-16h).

Il faut cependant préciser que les heures de récupération maximale indiquées sur cette figure 8 (respectivement 8h, 2h et 6h du matin) constituent des optima respectifs pour chaque cycle mais qu'en réalité, on a pour ces différents cycles un palier correspondant à un intervalle de temps entre 0h et 8h.

Utilisée sur de plus grandes périodes, cette méthode permet aussi de suivre la croissance car, au rythme nyctémérale, s'ajoute une croissance continue des courbes.

Pendant la période du 26 novembre au 4 décembre 1992 (Figure 9), cette augmentation n'est pas visible car, les variations journalières sont plus importantes que l'évolution à long terme.

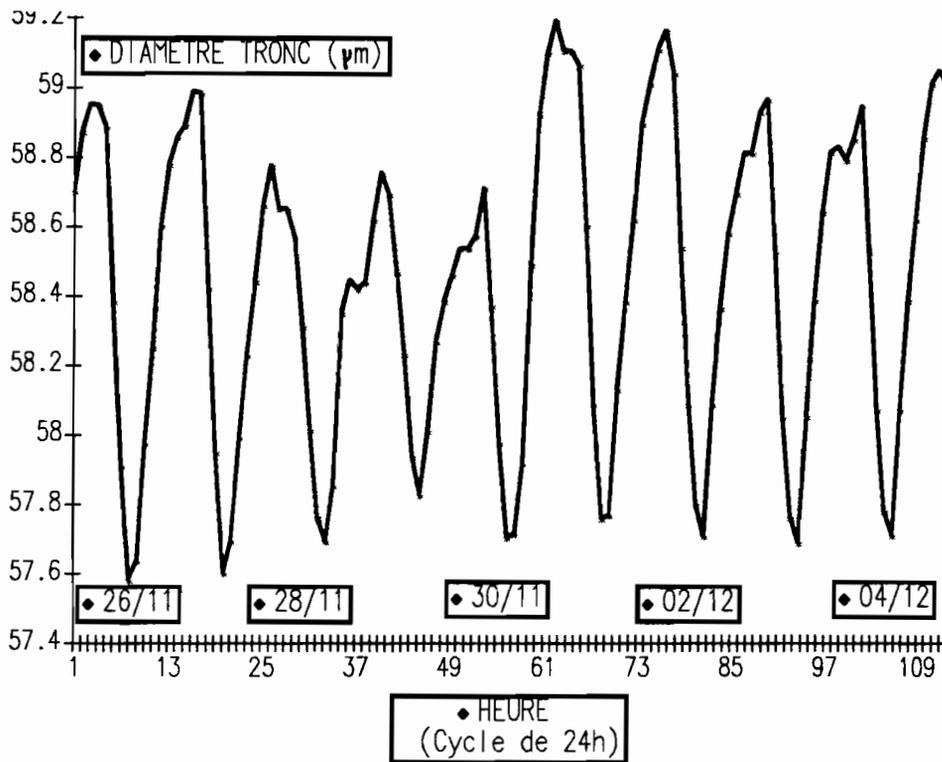


Figure 9 : Variations du diamètre du tronc de *Celtis integrifolia* : période du 26 novembre au 4 décembre 1992.

Pour cette même période, on observe deux évolutions différentes de ces variations. Elles se distinguent par la dilatation maximale atteinte (58.8 µm et 59.2 µm).

- les évolutions à grande amplitude sont observées à deux périodes du 26 au 27 novembre et du 1 au 2 décembre 1992;

- les évolutions caractérisées par une faible amplitude sont enregistrées respectivement aux périodes du 28 au 30 novembre 1992 et du 3 au 4 décembre 1992. Le végétal n'a donc pas totalement récupéré les 28-30 novembre 1992.

A défaut de disposer de tous les facteurs microclimatiques ayant présidé à ces variations, on a suivi l'évolution de la température (Figure 10).

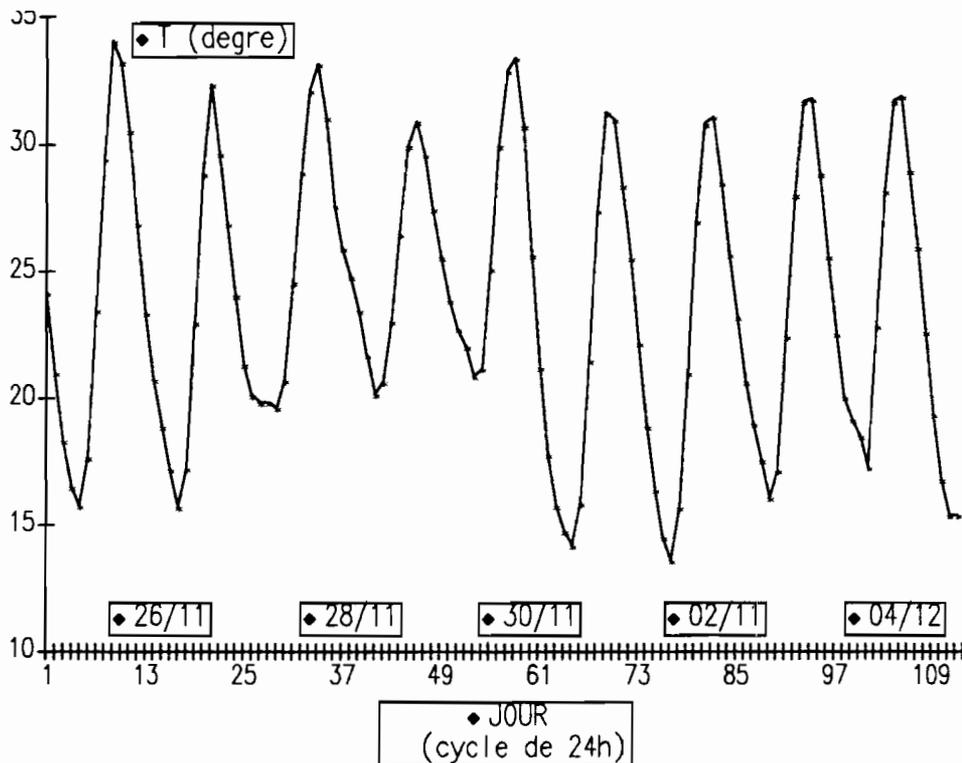


Figure 10 : Evolution de la température : période du 26 novembre au 4 décembre 1992.

IL apparaît que les récupérations incomplètes correspondent aux nuits chaudes (température jamais descendue au-dessous de 20°C) alors que les autres nuits, les températures sont parfois descendues jusqu'à moins de 15°C (30 novembre et 2 décembre 1992).

Il faut cependant préciser que la contraction maximale du tronc est presque constante et ne descend presque jamais en-deça de 57.7 μm pendant que la dilatation présente une plus grande variabilité.

Ces différences constatées sur les valeurs maximales du diamètre du tronc, révèlent une différence des gradients qui ont caractérisé les différentes journées. On peut donc préciser que la récupération (dilatation maximale) sera beaucoup plus importante après des journées plus clémentes sur le plan du pouvoir évaporant global de l'air.

Conclusion.

L'utilisation de ces différents appareils pour appréhender l'état hydrique de la plante a permis de déterminer les avantages et les inconvénients de chaque.

Sur le tableau suivant sont consignées les différentes indications sur ces méthodes.

METHODES	AVANTAGES	INCONVENIENTS
Contenu relatif en eau	<ul style="list-style-type: none"> - facilement accessible - mesures rapides - simple - pas de limite de mesure 	<ul style="list-style-type: none"> - destructive - nécessite une balance de haute précision - non instantanée
Psychrométrie	<ul style="list-style-type: none"> - in vivo - instantanéité 	<ul style="list-style-type: none"> - temps d'équilibrage long - très sensible à la température de l'air - matériel très délicat à manipuler - coût élevé - limite de mesure à -60 bars - imprécise au-dessus de -4 bars
Chambre à pression	<ul style="list-style-type: none"> - simple - mesure rapide et instantanée - portable - échantillon représentatif - rusticité - coût relativement faible 	<ul style="list-style-type: none"> - imprécise au-dessus de -0.3 MPa - limite de mesure à -9 MPa - destructive - difficulté d'approvisionnement en azote au champ - nombre d'échantillons limité
Presse hydraulique	<ul style="list-style-type: none"> - rusticité - mesure simple et rapide - coût très abordable - portable 	<ul style="list-style-type: none"> - destructive - moins précise que la chambre à pression - limite de mesure à -1.5 MPa - étalonnage obligatoire au préalable
Poromètre	<ul style="list-style-type: none"> - in vivo - rapide et instantanée - très fiable et précise - enregistrement simultané des variables microclimatiques - portable 	<ul style="list-style-type: none"> - coût très élevé - délicatesse d'utilisation
Capteur de déplacements linéaires	<ul style="list-style-type: none"> - in vivo - mesure instantanée et automatique - très fiable et précis - enregistre la température - suivi de la croissance en diamètre 	<ul style="list-style-type: none"> - coût élevé - problème d'alimentation électrique - vidange régulière des données - logiciel de traitement des données

ANNEXE I**PROGRAMME DE L'ATELIER****Dimanche 29 novembre 1992**

- 15h : Rassemblement Hôtel le Plateau et départ pour Mbour
- 17h : Installation Hôtel
- 18h30 : Réunion d'information et constitution des groupes

Lundi 30 novembre 1992

8h : Départ pour la station Orstom Mbour - Reconnaissance des lieux et installation

9h : Séance d'ouverture en présence des représentants de :
CORAF - RCS-SAHÉL - ORSTOM - ISRA/DRPF - MAC

COURS THEORIQUE

10-12h : Le cycle de l'eau (ALBERGEL - BRAUDEAU)

14-18h : L'eau dans l'atmosphère (ALBERGEL- DA COSTA - BERNARD)

Mardi 1 décembre 1992

8h-9h : Les éléments d'hydrodynamique de l'eau dans la zone saturée (MALOU - SAOS)

9- 15h : L'eau dans le sol

9-11h : Les éléments d'hydrodynamique de l'eau en zone non saturée (TOUMA)

11-12h : Structure du sol : aspects qualitatifs et quantitatifs (BRAUDEAU)

14-15h : Variabilité spatiale des caractéristiques du sol (BOIVIN)

15h-18h: L'eau dans la plante

Lois et voies de la circulation de l'eau dans le système sol-plante-atmosphère (NIZINSKI)

Critères utilisés pour exprimer l'état hydrique de la plante et les conditions d'alimentation hydrique (Prof.ADJAHOSSOU)

Réponses de la plante au développement d'un déficit hydrique (ANNEROSE)

TRAVAUX PRATIQUES

Trois groupes ont été constitués. Le groupe I suit les manipulations relatives à l'hydrologie, le groupe II celles relatives à la pédologie et le groupe III suit les manipulations en écophysologie.

Mercredi 2 décembre 1992

Travaux pratiques autour du minisimulateur de pluie

Les manipulations s'effectueront sur deux parcelles (A & B) cultivées en niébé

HYDROLOGIE : (Parcelle A)

- * Principes du choix d'un site
- * Principes du choix de la parcelle
- * Principes de montage de la tour du minisimulateur de pluie
- * Etalonnage (1h)
- * Pluie simulée (1h à 1h30)
- * Observations des paramètres de ruissellement

PEDOLOGIE :

- * Mise en place des tubes de sondes à neutrons et gamma
- * Mise en place des tensiomètres
- * Mesures après simulation de pluies

ECOPHYSIOLOGIE :

- * Mesure du potentiel (chambre à pression)
- * Utilisation de la presse hydraulique
- * psychrométrie
- * Contenu relatif en eau
- * Ces méthodes seront appliquées au suivi des plantes de la parcelle irriguée avant et après la simulation de pluie. De plus la cinétique journalière de plantes stressées sera comparée à celle des plantes bien alimentées en eau.

Jeudi 3 décembre 1992

Les mêmes manipulations sont renouvelées sur un deuxième couple de parcelles, afin de permettre aux groupes de tourner :

- GR1 : Pédologie
- GR2 : Ecophysiologie
- GR3 : Hydrologie

Vendredi 4 décembre 1992

Les mêmes manipulations sont renouvelées sur un troisième couple de parcelles, afin de permettre aux groupes de tourner :

- GR1 : Ecophysiologie
- GR2 : Hydrologie
- GR3 : Pédologie

Samedi 5 décembre 1992

Les travaux pratiques plus spécifiques sont organisés de la manière suivante :

GR1 : **HYDROLOGIE**

- * Banque de données
- * Extraction de stations
- * Analyse fréquentielle
- * Utilisation des résultats à la définition des précipitations de fréquence annuelle, décennale etc..

GR2 : PEDOLOGIE

- * Techniques de mesure d'une courbe de retrait
- * Interprétation de l'analyse rétractométrique
- * Détermination des paramètres d'étalonnage
- * Dépouillement des données hydrodynamiques d'un profil
- * Traitement géostatistique des données

GR3 : ECOPHYSIOLOGIE

- * Evolution journalière du potentiel hydrique et de la conductance stomatique d'une espèce ligneuse
- * Utilisation de la chambre à pression et du poromètre
- * Démonstration de la mise en place d'un capteur de déplacement linéaire pour le suivi des variations du diamètre du tronc d'un arbre.
- * Centrale d'acquisition de données

Dimanche 6 décembre 1992

- GR1 : PEDOLOGIE
- GR2 : ECOPHYSIOLOGIE
- GR3 : HYDROLOGIE

Lundi 7 décembre 1992

- GR1 : ECOPHYSIOLOGIE
- GR2 : HYDROLOGIE
- GR3 : PEDOLOGIE

Mardi 8 décembre 1992

8 - 12H :

GR1 : HYDROLOGIE : Travail en salle, mise en forme des résultats

GR2 : ECOPHYSIOLOGIE : Travail en salle, mise en forme des résultats

GR3 : PEDOLOGIE : Visite du laboratoire de pédologie

14H - 18h :

GR1 : ECOPHYSIOLOGIE

GR2 : HYDROLOGIE

GR3 : PEDOLOGIE

Mercredi 9 décembre 1992

8 - 12h :

GR1 : PEDOLOGIE

GR2 : ECOPHYSIOLOGIE

GR3 : HYDROLOGIE

14H - 19H :

- * Présentation des programmes de chaque stagiaires
- * Echanges scientifiques
- * Discussion sur l'apport du stage dans le déroulement des programmes

Jeudi 10 décembre 1992

9 - 11H : Séance de clôture présidée par le Directeur de la DRPF/ISRA

- * présentation des résultats
- * discussion générale
- * discours de clôture

Retour sur Dakar après le repas de midi
Installation à l'hôtel Ganalé

ANNEXE II**LISTE DES PARTICIPANTS****BURKINA FASO**

Monsieur DEMBELE Youssouf
INERA 03 BP. 7192
OUAGADOUGOU
Fax : 226 34 02 71

Monsieur MIHIN Jean-Pierre
Direction de l'Inventaire des Ressources Hydrauliques
03 BP. 7025
OUAGADOUGOU
Fax : 226 31 15 50

Madame Catherine DEMBELE
IRBET 03 BP. 7047
OUAGADOUGOU
Fax : 226 31 15 50

REPUBLIQUE DU NIGER

Monsieur Moustapha SANDA
Faculté d'Agronomie
Département de Pédologie
Université de Niamey BP. 10960
NIAMEY
Fax :

Monsieur Mahmoudou ABBA
Faculté d'Agronomie
Département de Pédologie
Université de Niamey BP. 10960
NIAMEY
Fax :

Monsieur Mayaki ALASSANE
INRAN BP. 429
NIAMEY
Fax :

REPUBLIQUE DU CAMEROUN

Monsieur Mathurin M'BIANDOUM
IRA Centre Agronomique de Garoua
BP. 415 GAROUA
Fax : 237 27 22 55

Monsieur Oumar HAMAN
IRA Centre Agronomique de MAROUA
BP. 33 MAROUA
Fax : 237 27 22 55

Monsieur Paul DONFACK
IRA Centre Agronomique de MAROUA
BP. 33 MAROUA
Fax : 237 27 22 55

Monsieur Felix MAINAM
IRA Centre Agronomique de MAROUA
BP. 33 MAROUA
Fax : 237 27 22 55

TUNISIE

Monsieur ZAAFOURI M.
IRA BP. 158-159
El Fje 4119 MEDENINE
Fax : 216 5 540 435

Monsieur Becim DRIDI B.
Direction des Soils
S/C ORSTOM BP. 434 1004 EL MENZAH TUNIS
Fax : 216 1 750 254

Monsieur SAYOL
ORSTOM BP. 434 1004 EL MENZAH TUNIS
Fax : 216 1 750 254

REPUBLIQUE ISLAMIQUE DE MAURITANIE

Monsieur SOUMARE Birantié
Ministère du Développement Rural et de l'Environnement
CNERV BP. 167 NOUAKCHOTT

Monsieur GANDEGA Yéli
AGRHYMET BP. 620 NOUAKCHOTT

REPUBLIQUE DU MALI

Monsieur Diarisso DALLA
Département de Recherche Forestière et Hydrobiologique
IER BP. 1704 BAMAKO
Tel : 223 22 64 28

Monsieur COULIBALY K.
Correspondant Agroforesterie ICRAF
BP. 1704 BAMAKO
Fax : 223 22 76 37

Monsieur BERTHE Adama
Assistant de Recherche
IPR de KATIBOUGOU
BP. 06 KOULIKORO
Fax : 223 26 20 03

SENEGAL

Monsieur A. TAMBA
ISRA/DRPF BP. 2312
DAKAR
Fax : 221 32 96 17

Monsieur Mamadou DIONE
ISRA/DRPF BP. 2312
DAKAR
Fax : 221 32 96 17

Monsieur Macoumba DIOUF
Département de Biologie Végétale
UCAD
s/c ORSTOM BP. 1386 DAKAR

ANNEXE 3

Allocution d'ouverture DE P. MATHIEU Représentant de l'ORSTOM au Sénégal

Il m'est agréable de vous accueillir sur cette station de Mbour où j'espère que malgré la modicité de nos installations, vous serez en mesure de tirer le meilleur profit de cet atelier.

Le choix de la station de Mbour pour telle rencontre me paraît judicieux et symbolique. Cette station dévolue aux observatoires géophysiques qui en occupent le cœur dispose d'un espace de protection à la périphérie des caves sismiques qui doivent être protégées de toute vibration intempestive.

Avec la petite lagune de Mbaling adjacente, c'est un ensemble d'environ 70 ha dont il nous a semblé opportun d'assurer la valorisation scientifique. C'est ainsi qu'avec le concours de l'UICN et faisant suite aux recommandations formulées lors du séminaire international sur la conservation des zones humides côtières qui s'est tenu ici-même en 1987, l'ensemble de la station a été mis en défens et clôturé de telle sorte que l'écosystème littoral soit entièrement protégé et que la station serve de base expérimentale et pédagogique dans le cadre d'un projet d'étude sur la structure et le fonctionnement d'un écosystème côtier.

Vous n'êtes pas sans savoir que ce type d'écosystème est généralement soumis à une très forte dégradation due à des facteurs naturels et humains. Mieux connaître son fonctionnement à travers des aires protégées donnera les moyens de sauvegarder les zones qui sont reconnues comme étant fortement productives.

C'est dans cette perspective, qu'avec le concours de la Direction des Parcs Nationaux, il est projeté le classement de l'écosystème littoral de Mbour avec sa petite lagune de Mbaling en réserve naturelle expérimentale. Ceci permettra de garantir la protection totale du site et

de l'ouvrir à des recherches pluridisciplinaires dans le cadre d'une approche systémique.

Parallèlement à sa vocation d'accueil de chercheurs, et je souligne que ce centre est ouvert à tous ceux qui, étudiants ou chercheurs, souhaitent y conduire des recherches dans le contexte qui vient d'être évoqué, nous souhaitons lui voir jouer un rôle pédagogique : par l'accueil d'ateliers comme celui qui commence aujourd'hui, mais également par son ouverture aux touristes très nombreux dans cette région du Sénégal.

Par quelques aménagements, comme la création d'un sentier écologique, et en association avec les populations riveraines, nous pourrions mieux faire connaître aux visiteurs sénégalais et étrangers comment fonctionne l'écosystème, quelles en sont les ressources, comment les protéger. Ce serait également pour certains une première prise de contact avec la recherche scientifique en milieu tropical.

Pardonnez la digression que je viens de faire mais je ne suis pas très éloigné tout de même de l'objectif de cet atelier et des thèmes sur lesquels vous allez vous pencher. Les notions théoriques aussi bien que pratiques que vous allez acquérir sont les outils nécessaires aux études sur la dynamique écologique et les interactions entre les différentes composantes physiques et biologiques qui agissent sur le milieu et qui font partie des objectifs généraux de l'étude pluridisciplinaire que nous souhaitons promouvoir à partir de la station de Mbour.

Je termine non sans remercier tous ceux qui ont contribué à l'organisation de cet atelier et en saluant la mise en commun des compétences pour remplir une des fonctions essentielles des chercheurs qui est la formation de jeunes collègues et le partage de leur expérience. Je remercie tout particulièrement tous ceux qui participent à l'encadrement de cet atelier, les organisateurs de l'ISRA, du projet RCS - Sahel, de la CORAF, de l'ORSTOM sans oublier le Ministère français de la coopération pour son aide substantielle.

Bon travail.

ANNEXE IV**Allocution d'ouverture de IBRAHIMA ALBASSADJE TOURE
COORDONNATEUR DU PROJET RCS - S AHEL
REPRESENTANT DE L'UNESCO ET DE L'INSTITUT DU SAHEL.**

Monsieur le Représentant du ministre du développement rural et de l'Hydraulique,

Messieurs les Représentants des Organismes de Coopération Bilatérale, Régionale et Internationale,

Chers collègues,

Mesdames et Messieurs les Participants,

L'UNESCO et l'Institut du Sahel du CILSS m'ont chargé, dans le cadre des activités du Projet RCS - Sahel, de les représenter à la présente session d'ouverture de l'Atelier consacré au thème de : " l'eau dans le système sol - plante - atmosphère ".

J'ai donc grand plaisir à m'acquitter de cette agréable tâche qui m'offre l'occasion de rencontrer divers spécialistes de la sous - région, en la matière.

Il s'agit en effet d'un thème présentant un intérêt majeur pour l'UNESCO, qui consacre diverses études et recherches à cette question, à travers son programme interdisciplinaire sur l'Homme et la Biosphère (programme MAB) et plus particulièrement à travers ses sous - programmes : fonctionnement des écosystèmes en zones arides et des écosystèmes en zones humides.

Pour l'Institut du Sahel du CILSS (Comité Inter - Etat de Lutte contre la sécheresse au Sahel) également, les implications du thème de l'eau dans ses relations complexes avec le système concerné, présente un intérêt considérable eu égard à la situation actuelle et à la nécessité d'améliorer les systèmes de production agricoles.

Comme on le sait, le quotidien des sahéliens est particulièrement incertain : effets persistants de la sécheresse, multiples contraintes rencontrées dans les actions de lutte contre la désertification, performances limitées des programmes agricoles visant l'auto-suffisance alimentaire, résultats insuffisants des efforts déployés en matière de gestion de l'environnement et des ressources naturelles, etc.

Chacun de nous reste donc convaincu que, dans le contexte actuel de la région soudano-sahélienne, "l'art de la recherche en marge de la vie et du développement est révolu" ; et qu'ici chaque participant, chaque animateur considère, à juste raison, qu'à l'issue d'une telle activité de formation visant à améliorer les capacités de recherche, la finalité sera aussi de rechercher les bilans hydriques les plus efficaces et les plus économiques pour les cultures et les pâturages.

La nature particulièrement complexe du thème retenu, justifie le caractère interdisciplinaire de l'Atelier. Sont plus particulièrement interpellés : hydrologues, climatologues, pédologues, écologues, agronomes, forestiers, pastoralistes, biologistes, biogéographes, aménagistes, ect.

C'est là une raison supplémentaire de l'intérêt manifesté par le Projet RCS - Sahel pour collaborer à la réalisation d'un tel Atelier.

En effet, la mission fondamentale du Projet RCS - Sahel est d'accroître les capacités des chercheurs sahéliens et celles des institutions dans lesquelles ils évoluent, pour mieux aborder les études et recherches sur les systèmes complexes, ainsi qu'aux opérations scientifiques et techniques :

- Faire en sorte que le paysan récolte davantage de mil ou de riz,
- Faire en sorte que le l'éleveur dispose de plus de fourrages, de plus de lait, de plus de viande ; et
- Faire en sorte que ces améliorations soient compatibles avec la protection des écosystèmes globaux et avec les contextes économiques et sociaux spécifiques.

Pour terminer, permettez - moi de noter toute la satisfaction de l'Equipe du Projet RCS - Sahel à collaborer avec nos collègues de la DRPF - ISRA, de l'ORSTOM et de la CORAF à la participation de l'Atelier. Déjà dans cette phase préparatoire, ils ont su nous faire partager leur intérêt et leur enthousiasme.

Je voudrais également témoigner la gratitude des Etats membres de l'Institut du Sahel du CILSS, à l'endroit de la RFA et de l'UNESCO qui ont bien voulu accepter de faciliter la participation de nombreux chercheurs sahéliens.

De même, l'Institut du Sahel et l'UNESCO adressent tous leurs encouragements au comité d'Organisation de l'Atelier, à savoir : l' ISRA, L'ORSTOM, et la Coopération Française, la CORAF et RCS - Sahel.

Il est vrai qu'au Sahel, autant que partout ailleurs, les progrès de la recherche sont dépendants notamment du nombre, mais surtout de la qualité des ressources humaines disponibles. Aussi, toute initiative entreprise dans le domaine de la formation ou le perfectionnement des scientifiques, des techniciens et des producteurs (paysans et éleveurs) mérite-t-elle d'être encouragée.

Monsieur le Président et Chers Collègues, je vous remercie de votre aimable attention.

ANNEXE V**ADRESSES DES ENCADREURS****COORDINATION**

GROUZIS M.

HYDROLOGIE

ALBERGEL J. BERNARD A. PEPIN Y.	Lab. HYDROLOGIE BP. 1386 DAKAR SENEGAL Fax : 221 32 43 07
DA COSTA H.	Département Géographie -Fac. Lettres BP. 8315 DAKAR YOFF ou bien ORSTOM

HYDROGEOLOGIE

MALOU R.	Département Hydrogéologie- Fac.Sciences Université C.A DIOP Dakar ou bien ORSTOM
SAOS J.L.	Laboratoire HYDROGEOLOGIE ORSTOM BP.1386- DAKAR Fax : 221 32 43 07

PEDOLOGIE

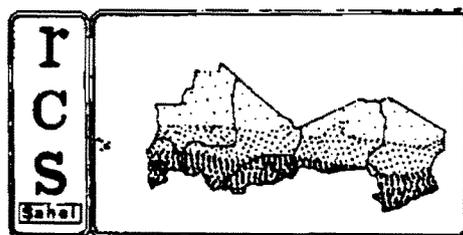
BOIVIN P. BRAUDEAU E. BRUNET D. TOUMA J.	Laboratoire de PEDOLOGIE ORSTOM BP. 1386 DAKAR Fax : 221 32 43 07
---	--

ECOPHYSIOLOGIE

ADJAHOSSOU F.	Faculté des Sciences Agronomiques / UNB BP. 526 COTONOU BENIN
ANNEROSE D.	CERAAS CNRA/ISRA BP. 53 BAMBEY SENEGAL Fax : 221 73 61 97
GROUZIS M. NIZINSKI J.	Lab. ECOLOGIE BP. 1386 DAKAR SENEGAL Fax : 221 32 43 07

A N N E X E VI

CRSTOM



Atelier de Formation aux Techniques d'Etude de l'eau dans le système Sol - Plante - Atmosphère

Mbour, 30 Novembre - 10 Décembre 1992

Cours d'hydrologie n° 1

Le Cycle de l'eau

Par Jean Albergel & Erik Braudeau

1. Introduction

Ce cours doit servir de rapide introduction aux concepts et méthodes expérimentales qui seront présentés au cours de l'atelier. Le cycle de l'eau peut être présenté à différentes échelles : à l'échelle planétaire on parlera des océans, des calottes glaciaires, de l'eau contenue dans l'atmosphère... à l'échelle continentale on parlera du bilan hydrologique d'un grand bassin fluvial, tel le Niger, le Nil, le Congo, ou encore l'Amazone... à l'échelle de la motte de terre on parlera des transferts d'eau dans la structure poreuse du sol. Pour parler du cycle de l'eau dans le système Sol - Plante - Atmosphère nous choisirons deux échelles :

- Echelle du versant : C'est l'échelle d'intégration des relations entre les différentes unités de paysage. C'est le niveau essentiel pour la compréhension de la répartition des flux qui conditionnent les cycles de la végétation.

- Echelle de la petite parcelle : C'est l'échelle caractéristique de l'état de surface élémentaire. Son rôle est déterminant dans les phénomènes de ruissellement en zone sahélienne. C'est également à ce niveau que sont étudiés les processus d'alimentation hydrique des plantes.

2. Bref historique du concept de cycle de l'eau

Depuis la plus haute antiquité les crues des fleuves ont été suivies par des grandes civilisations agricoles (Egypte, Mésopotamie...). Des réalisations hydrauliques de captage des eaux souterraines existent depuis le 8ème siècle Av. J.C. (qanat près du lac de Van en turquie actuelle). Mais c'est dans l'ancien testament (suivant L'Hôte, 1990) que l'on trouve la première notion intellectuelle du cycle de l'eau. Les deux versets suivants sont les premières citations se rapportant aux composantes atmosphériques et superficielles du cycle de l'eau :

Ecclésiaste Prologue -7 (975 av J.C.) : " Tous les torrents vont à la mer, et la mer n'est pas pleine. Au lieu où les torrents vont, là, ils retournent pour aller "

Amos V-8 (vers 800 av J.C.) : " Cherchez Le... Il appelle les eaux de la mer, et les répand sur la surface de la terre. L'Eternel est son nom "

Ce dernier thème de "l'antique difficulté" d'admettre que les océans ne s'élèvent pas davantage malgré l'apport incessant des fleuves sera abondamment repris et discuté au cours des siècles par de nombreux philosophes et auteurs. L'Hôte (1991) cite : Aristote (384-322 av J.C.), Lucrèce (99-55 av J.C.), Saint Basile (330-379 ap J.C.), le commentateur de la bible Abraham Ibn Ezra (1085-1164) et plus près de nous le Père J. François, professeur de Descartes, dans la science des eaux (1653).

De l'époque biblique au moyen âge, de nombreux philosophes, naturalistes, poètes, physiciens, géographes ont traité des mouvements des eaux dans la nature et de leur relation en s'inspirant des théories des philosophes grecs; et notamment des "météorologiques" d'Aristote.

A partir de la Renaissance (15 ème siècle), jusqu'à l'année 1800 environ, les observations, les théories, les expériences et les mesures ont permis d'affiner la connaissance de plus en plus exacte que nous avons aujourd'hui du cycle de l'eau (Léonard de Vinci).

Au début du 19ème siècle , tous les éléments du cycle de l'eau (pluie, ruissellement, infiltration évaporation) ont été appréhendés et décrits. Quelques-uns ont même fait l'objet de quantifications dont les ordres de grandeurs sont assez exacts. Quelques observations : suivies d'hydrométrie, de pluviométrie et de météorologie ont déjà commencé. Ces mesures en des lieux fixes préfigurent les futurs réseaux nationaux puis internationaux qui seront organisés peu à peu au cours des 19ème et 20ème siècles. Durant ces deux siècles, les mesures et les expériences vont se multiplier; les fondements modernes des sciences de l'eau vont être fermement établis, notamment l'hydraulique et l'hydraulique souterraine.

2. Quelques ordres de grandeur pour quantifier le cycle de l'eau sur la terre

Le tableau 1 montre les quantités d'eau présentes sur terre, sous différentes formes

Tableau 1 : Teneur en eau des différentes parties de la terre (Bussart, 1966)

Différents domaines	Eau	
	Kg/cm ²	Géogrammes (10 ²⁰ g)
Lithosphère primaire	4900	250000
Roches sédimentaires	35.4	1812
Océans et mers	258	13220
Glace des calottes polaires et glaciers	0.87	45
Eaux continentales de surface et de subsurface	0.82	41.7
Eaux de circulation souterraine profonde	5.6	288
Vapeur d'eau atmosphérique	0.0026	0.13

L'eau est en perpétuelle migration cyclique de la mer à la mer avec comme états intermédiaires les plus importants, la glace des calottes polaires et la vapeur d'eau atmosphérique. Cette dernière représente au dessus des océans un volume dix fois plus important qu'au dessus des continents. A chaque cm² de sol terrestre, correspond en moyenne 300 kg d'eau répartis comme suit :

	kg
Eau de mer	258.0
Eau continentale	41.8
Glace continentale	0.87
Vapeur d'eau	0.003

Pour expliquer la présence d'eau sur la planète terre deux hypothèses sont avancées :

hypothèse de Rubey (1951) : En tenant compte de la teneur des gaz volcaniques en vapeur d'eau juvénile (0.8%), et la durée des temps géologiques (3. 10⁹ années), toute l'eau des océans et des continents provient de l'arrivée en surface de cette eau juvénile par les sources thermales et émanations liées à l'activité volcanique. La composition chimique actuelle des eaux juvéniles et des eaux de mers ne permet pas d'étayer cette hypothèse.

hypothèse de Dauvillier (1947) : La première mer est antérieure à la constitution de la croûte terrestre actuelle. Elle résulte de la condensation d'une vapeur d'eau produite par la réduction des oxydes primitifs ayant lessivé une "mer" d'hallogénures alcalins solidifiés. Cette hypothèse semble infirmée par l'étude géologique des terrains précambriens les plus anciens qui rend peu probable l'existence d'une eau de mer de composition actuelle et ayant été à température élevée.

Sur les 71% de surface terrestre occupés par les mers , le soleil provoque une évaporation intense. On estime à 383000 km³ (3.83 Gg) la quantité d'eau quittant ainsi annuellement la surface des océans. 346000 km³ (3.46 Gg) reviennent directement à la mer par les précipitations, après un séjour plus ou moins prolongé dans les couches atmosphériques. 37000 km³ seulement (0.37 Gg) sont entraînés au dessus des continents par les courants aériens et arrivent au sol lors des précipitations. Ces dernières , de l'ordre de 99000 km³ (0.99 Gg) sont également alimentées par l'évaporation et la transpiration des eaux du sol ou des réserves de surface (62000 km³).

On différencie quatre grandes étapes du cycle de l'eau :

A) Les précipitations

Les précipitations, suivant la température et le taux d'humidité des masses d'air sont de la rosée, des pluies, de la neige, de la grêle, du givre ou du verglas.

La répartition des masses d'air humide et les précipitations qu'elles induisent, sont régies par les grands paramètres de la planète : rotation de la terre, position relative des océans et des continents, position des zones dépressionnaires, déplacement des anticyclones et des fronts, convection thermique. Localement, le relief, la présence de grands lacs, de forêts,... peuvent influencer la répartition et la forme des précipitations.

Dans cet atelier un cours spécifique sur la genèse des pluies au Sahel est programmé.

B) L'écoulement

Une partie des précipitations qui arrivent sur les continents se transforme en écoulement. Un écoulement à travers le sol qui rejoint les nappes phréatiques et ressurgit aux points bas de la topographie. Un écoulement directement à la surface du sol suivant les lignes de plus grande pente et que l'on appelle ruissellement.

La pluie, mais aussi la glace et la neige ont une action physique d'érosion et une action chimique de dissolution sur les terrains sur lesquels elles tombent. Ainsi se forment des cours d'eau de plus en plus gros et dont l'action dépend du relief et de l'importance du bassin versant.

On estime à 35000 km³ la quantité d'eau qui arrive chaque année effectivement dans l'océan. Les cinq plus grands fleuve du monde représentent plus de 22% de ce débit (Amazone : 3210 km³, Congo : 2130 km³, Gange : 1200 km³, Yang Tsé Kiang : 690 km³, Mékong : 500 km³) (Dussart, 1966)

C) Stockage

Les glaciers et calottes glacières sont des lieux où le cycle de l'eau est fortement ralenti. Les réservoirs souterrains profonds sont également des lieux de stockage importants des eaux continentales.

L'eau comme la glace a tendance à rejoindre au plus vite le point bas le plus proche. Ce point bas n'est pas toujours l'Océan. Il existe de nombreux bassins fermés dans lesquels les eaux se concentrent sans jamais atteindre la mer (mers fermées Caspienne, Aral, lac Tchad, lac Salé de l'Utah, cryptodépressions en dessous du niveau marin comme la mer Morte).

D) Retour à l'atmosphère

Le retour à l'atmosphère de toute l'eau accumulée dans les océans et les continents se fait par évaporation. L'évapotranspiration, phénomène si important du point de vue de la croissance végétale n'intervient que pour une part minime dans la réhumidification des masses d'air (2%).

3. Le cycle de l'eau dans le système Sol - Plante - Atmosphère (inspiré de Monteny & Lhomme, 1980)

La figure 1 montre les transferts d'énergie et de masse à l'interface sol-végétation-atmosphère à l'échelle d'un site du sahel sédimentaire (continental terminal). La figure 2 fait un zoom sur ces transferts à l'échelle d'une plante. Le cycle biogéochimique du carbone et de l'azote est étroitement lié au cycle hydrique qui dépend de l'équilibre climatique et de son évolution. Le transport des matériaux "cycle érosion, dépôt" dépend également de l'équilibre climatique.

Sur ces graphiques on a distingué quatre domaines :

A) L'atmosphère

L'air atmosphérique est un mélange d'air sec et de vapeur d'eau. L'air sec est lui même un mélange de plusieurs gaz, dans des proportions pratiquement constantes dans les basses couches de l'atmosphère. Ce mélange est constitué principalement :

- d'azote N₂ : 78% de la composition volumétrique
- d'oxygène O₂ : 21% de la composition volumétrique
- d'argon A : 0.9% de la composition volumétrique

La teneur en anhydride carbonique (CO₂) voisine de 0.03% est très variable et dépend notamment de l'activité industrielle ou des phénomènes de feux de brousse. On trouve également un certain nombre de gaz rares en très faibles quantités (Ne, He, Kr, H₂...).

En plus de ces composants gazeux figure en suspension dans l'air un nombre considérable de particules microscopiques d'origine minérale ou végétale (cristaux de sel marin, pollens,...). Ces corpuscules jouent un rôle non négligeable dans les phénomènes de condensation de la vapeur d'eau et de formation de nuages.

La vapeur d'eau en quantité plus ou moins importante en fonction du climat se transforme en précipitation sous certaines conditions de température et de pression. Considérons un volume V, à la température T, sous la pression atmosphérique P. Ce volume d'air, de masse m, est constitué par le mélange $m_a + m_v = m$ avec m_a masse d'air sec et m_v masse de vapeur d'eau. On appelle rapport de mélange de cet air le rapport :

$$r = \frac{m_v}{m_a}$$

D'après l'équation d'état, nous pouvons écrire :

$$m_v = M_v \frac{p \cdot V}{R \cdot T} \text{ et } m_a = M_a \frac{(P_A - p) \cdot V}{R \cdot T}$$

avec M_a : masse molaire de l'air sec

M_v : masse molaire de l'eau

p : pression partielle de vapeur d'eau

P_A : Pression atmosphérique

Le rapport de mélange de l'air s'écrit en fonction de p :

$$r = \epsilon x \frac{p}{P_A - p} = \epsilon x \frac{p}{P_A} \text{ avec } \epsilon = \frac{M_v}{M_a} = 0.62$$

Si l'air est totalement sec (ce qui n'est jamais le cas) $p = 0$ et $r = 0$

Pour une pression constante, il faut refroidir l'air humide à une température T_r pour atteindre l'équilibre liquide - vapeur : c'est le point de rosée. A cette température la pression de vapeur

d'eau dans l'air est maximale et l'humidité de l'air définit comme $H\% = 100x \frac{p}{p(T)}$ est égale à 100%, $p(T)$ étant la pression maximale de vapeur d'eau à la température T.

Si la température devient inférieure à T_r , toute la vapeur d'eau excédentaire se transforme en précipitation.

L'étude de l'atmosphère fait appel à un ensemble de sciences dont principalement :

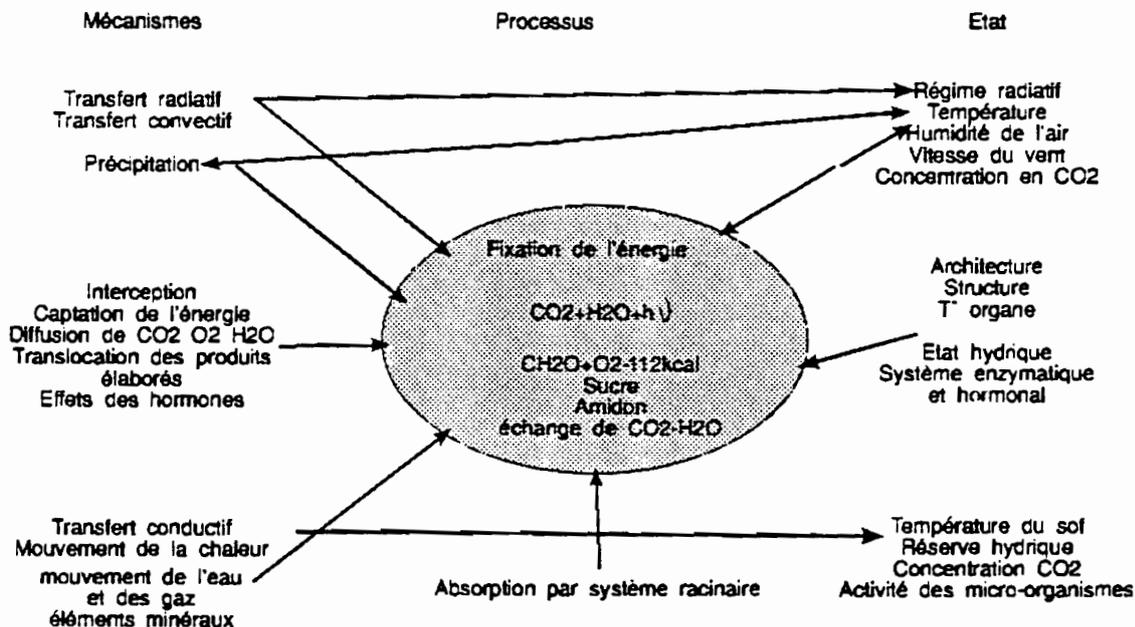
La météorologie : étude du temps qu'il fait. Elle mesure à un moment précis, en un lieu déterminé les caractéristiques de l'atmosphère. Elle construit des modèles permettant de prévoir le temps qu'il fera.

La climatologie : étude du temps qu'il a fait. Elle permet de caractériser par des valeurs moyennes et cumulées dans le temps le climat d'une région. Elle construit des modèles statistiques pour déterminer les événements météorologiques rares mais possibles dans la région.

La physique : elle s'intéresse aux différentes lois auxquelles obéissent les phénomènes régissant la dynamique du climat. Du point de vue instrumental, elle permet la connaissance des propriétés des appareils de mesure.

B) La biosphère

L'énergie solaire, après ses modifications quantitatives et qualitatives lors de sa traversée de l'atmosphère est reçue au sol par les différents êtres vivants constituant les écosystèmes. Le système végétal est le premier niveau de la chaîne trophique. Il produit par photosynthèse, de la matière organique. Le vecteur de tous les processus bio-géochimiques est l'eau. Les mécanismes et processus impliqués dans le système sol-plante-atmosphère par le schéma ci-dessous :



Les flèches montrent la complexité des interactions entre l'état du milieu celui de la plante et la nature des mécanismes physiques et physiologiques qui s'y rapportent. L'énergie solaire est partiellement absorbée par les feuilles. Une fraction de cette énergie est restituée au milieu sous forme de chaleur entraînant une variation de la température de l'air (phénomène de convection) et sous forme de vapeur d'eau provenant de la transpiration et qui a pour conséquence une augmentation de l'humidité de l'air. Par ailleurs, les mécanismes physiologiques qui gouvernent le développement de la plante sont tributaires des processus de vieillissement où interviennent les hormones. L'alimentation en eau de la plante à partir du sol véhicule les éléments minéraux nécessaires au développement végétatif. Si on considère la plante comme un produit fini, le

noter se trouve être l'énergie provenant du soleil sous différentes formes et qui se traduit par des flux de température, le carburant est formé par les gaz de l'atmosphère, les matériaux de base sont la matière minérale et organique décomposée du sol, le transport est assuré par la circulation de l'eau.

L'étude de la plante fait appel à un ensemble de sciences dont principalement :

L'écologie botanique: Distribution des plantes, analyse des groupements et relations avec les paramètres du milieu

L'agrophénologie: concerne l'évolution des différents stades de croissance et de développement des plantes.

La physiologie : étudie le fonctionnement des plantes tant du point de vue structure que du métabolisme

La génétique : amélioration du génome se traduisant par des modifications de certains caractères phénologiques qui interviennent dans la productivité du couvert.

C) Le sol, lieu de transferts hydriques et thermiques

Le sol représente la couche extérieure de la surface terrestre, altérée au cours des âges par des processus physiques, chimiques et biologiques. C'est un système d'une grande complexité constitué d'éléments solides, liquides et gazeux. La phase solide comprend des constituants minéraux de dimensions et de forme variées, ainsi qu'une fraction organique formée d'organismes vivants (racine, microfaune et mésofaune) et de résidus organiques à différents stades de dégradation. La phase liquide est représentée par une solution aqueuse (eau et sels minéraux) plus ou moins liée à la phase solide du sol. La phase gazeuse (N₂, O₂, CO₂, H₂O) occupe les espaces libres laissés entre les particules et non remplis par la phase liquide.

Les transferts hydriques comme thermiques dans les sols sont difficiles à étudier du fait de certaines propriétés spécifiques des sols dues à la structure (dont les systèmes poreux déformables varient avec la teneur en eau) et à la texture (interactions fortes eau-complexe argileux = argile + matière organique + hydroxydes + ...). Les méthodes d'études de ces transferts ainsi que les méthodes de caractérisation de ces propriétés particulières du sol vis à vis de l'eau feront l'objet d'une part importante de l'atelier.

Notons ici l'importance toute particulière des états de surface du sol surtout dans le domaine sahélien qui nous intéresse. Par état de surface du sol on entend à la fois l'organisation des matériaux des tous premiers millimètres du sol, du tapis herbacé qui le recouvre et le traverse de ses racines, de la faune qui vient le perturber en surface. Dans les régions sahéliennes, les organisations pelliculaires de surface qui sont d'autant plus développées que le sol est nu et dépourvu de faune présentent une résistance hydraulique très supérieure à celle des horizons sous-jacents. Lors des précipitations, la nature de ces états de surfaces est à l'origine de la répartition entre l'eau qui va s'infiltrer et celle qui va ruisseler immédiatement. La couleur de l'état de surface conditionne la partion entre l'énergie qui est réfléchiée et celle qui est absorbée sous forme de chaleur dans les horizons plus profonds (figure 2).

L'étude des transferts d'eau et de chaleur à la surface et dans le sol fait appel essentiellement à deux sciences : l'hydrologie et la pédologie.

L'hydrologie étudie tout ce qui concerne l'eau soit en surface soit en profondeur, s'intéresse aux problèmes d'érosion, de drainage et d'écoulement, pour permettre une estimation du bilan hydrique à l'échelle des bassins versants de différentes tailles.

La pédologie étudie les sols, leur morphologie, leur composition minéralogique, leur fonctionnement physico-chimique et leur histoire. L'eau est évidemment un élément important du sol qui entre dans tous les processus de génèse et de transformation et de fonctionnement des sols.

Ces deux sciences s'appuient sur la physique et plus précisément l'hydraulique pour expliciter les différentes lois qui régissent la dynamique de l'eau et concevoir des instruments de mesures. La chimie permet de comprendre les réactions entre les différentes phases en présence. La statistique est nécessaire à la description des phénomènes expérimentaux et à l'établissement de relation entre eux.

D) Le sous-sol et l'hydraulique souterraine.

La partie de l'eau infiltrée qui descend par gravité dans le sol au dessous des profils racinaires est de moins en moins soumise à l'évaporation. Elle gagne les formations géologiques au dessous des sols. Ces formations seront soit des lieux de transit ou des lieux d'accumulations suivant leur nature. Les notions fondamentales sur la circulation des eaux souterraines seront données dans un cours de cet atelier.

Les réservoirs souterrains sont alimentés soit directement par la pluie soit par les stockages d'eau en surface. En Afrique subsaharienne on estime qu'une recharge actuelle par les pluies n'est efficace qu'au sud de l'isohyète 700mm (Seuil de Hubert). Les zones d'alimentation d'une nappe peuvent être à des altitudes différentes et à des distances importantes des lieux où on l'observe. Ceci explique les phénomènes de puits artésiens. Au niveau des talwegs les nappes peuvent être en relation avec les eaux de surfaces, suivant la différence de charge entre l'eau de la rivière et l'eau stockée dans l'aquifère l'échange se fait de l'aquifère vers la rivière ou vice versa. Notons enfin que de nombreux réservoirs de l'Afrique subsaharienne se sont formés à des époques plus pluvieuses et qu'actuellement ils ne sont plus alimentés et que l'évaporation même très faible est à l'origine de creux piézométriques.

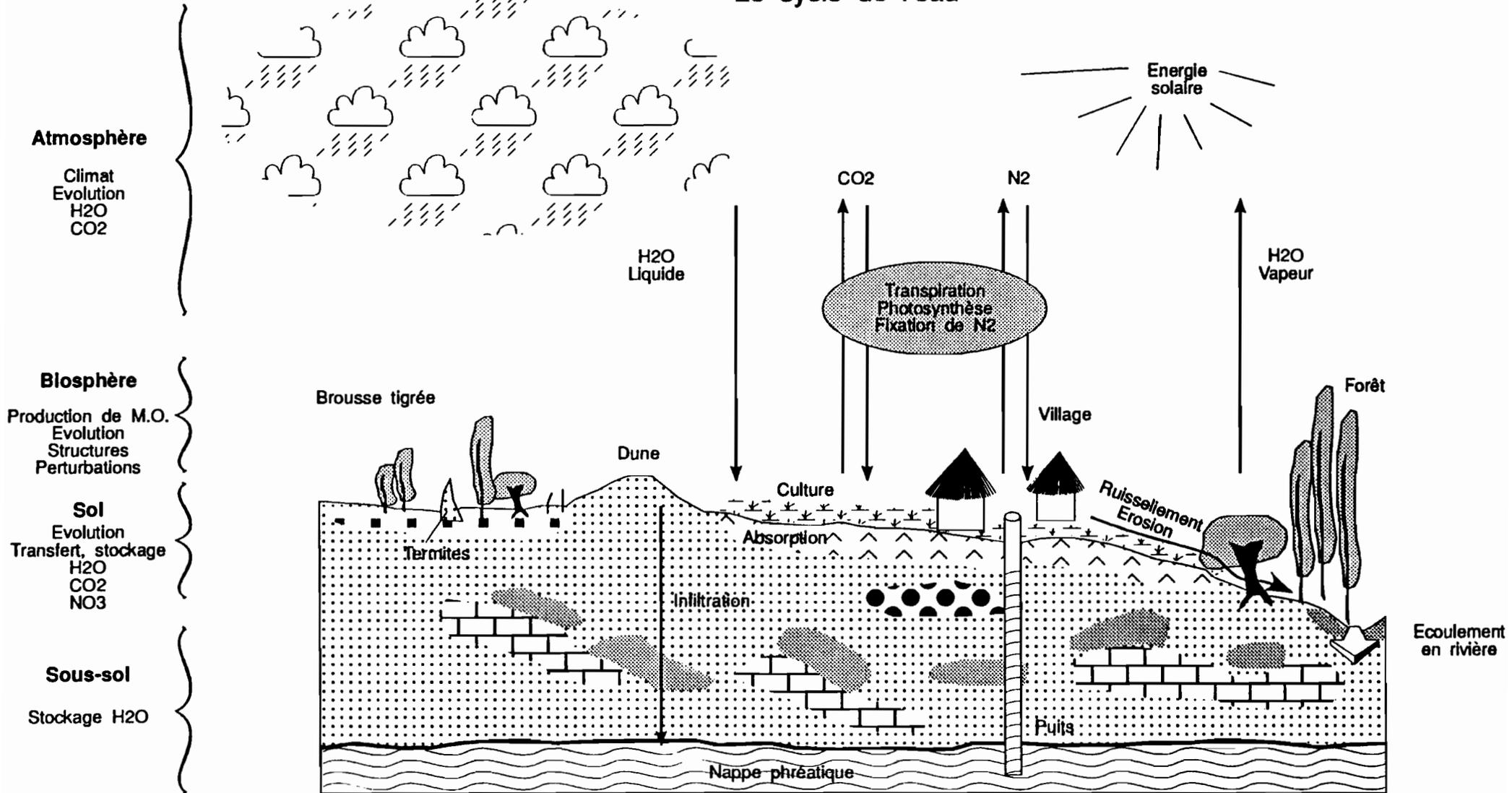
BIBLIOGRAPHIE

DUSSART B. (1966) Limnologie, l'étude des eaux continentales. Col. Géobiologie Ecologie Aménagement. Gauthier Villars. PARIS. 676 p

L'HOTE Y. (1990) Hystorique du concept de cycle de l'eau et des premières mesures hydrologiques en Europe. Hydrologie continentale. vol.5 n°1, 1990, Ed. de l'ORSTOM, PARIS pp13-28

MONTENY B.A. & LHOMME J.P. (1980) Eléments de bioclimatologie. ORSTOM, ADIOPODOUME, copyright 1980, 90 p.

Le cycle de l'eau



Atmosphère

Climat
Evolution
H2O
CO2

Biosphère

Production de M.O.
Evolution
Structures
Perturbations

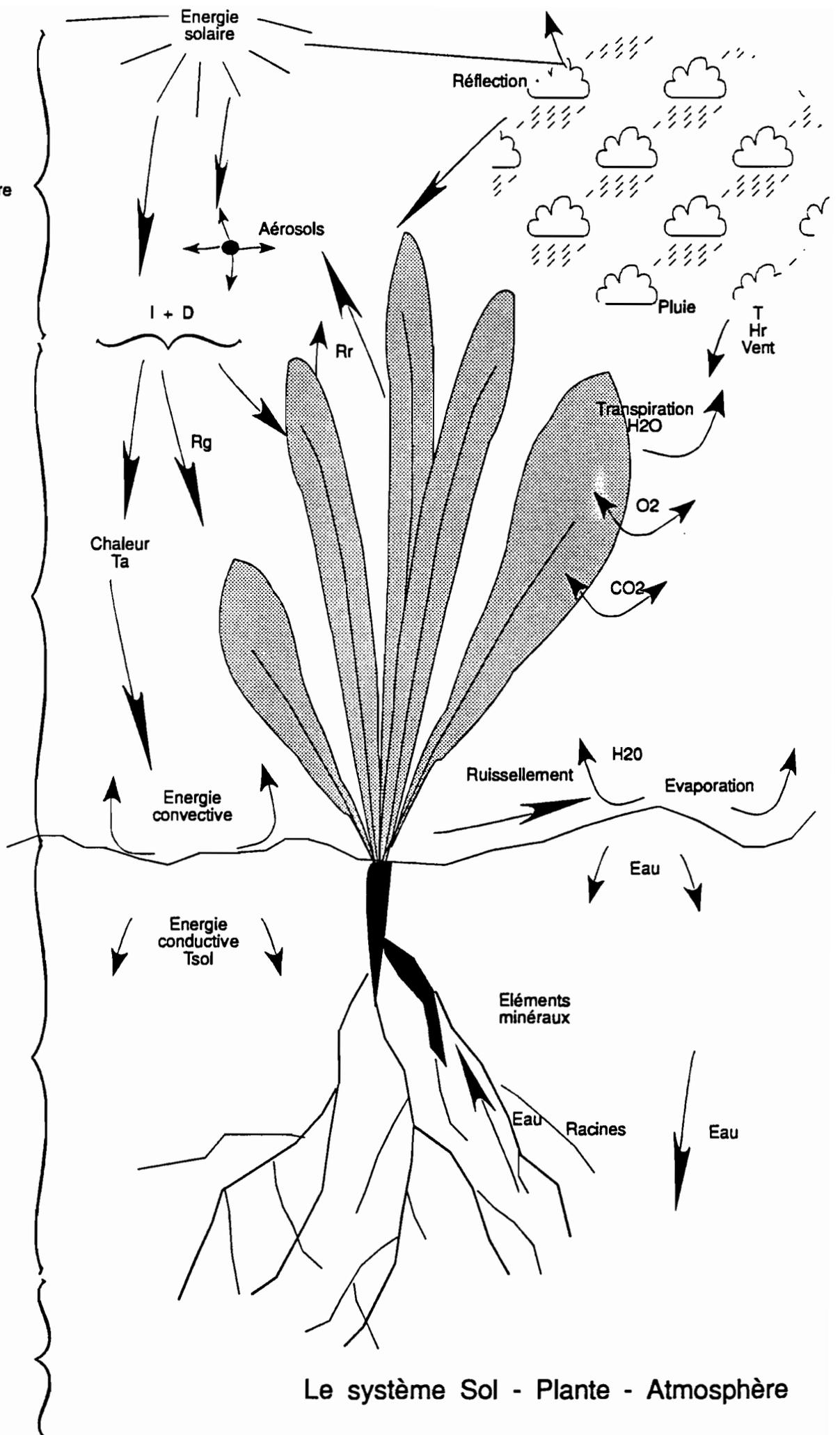
Sol

Evolution
Transfert, stockage
H2O
CO2
NO3

Sous-sol

Stockage H2O

Ecoulement
en rivière



Atmosphère
Météorologie
Climatologie
Physique de l'atmosphère

Biosphère

Ecologie - botanique
biologie - biochimie
physiologie
agronomie
génétique

Sol

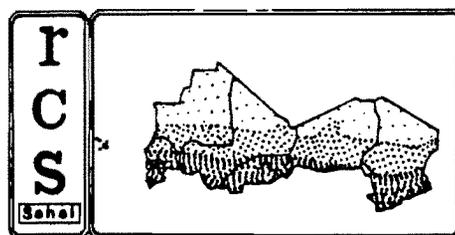
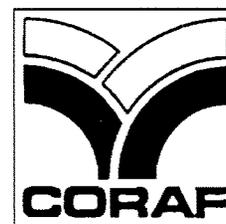
Pédologie
Hydrologie
Physique du sol
Hydraulique
Chimie
Statistique

Sous-sol

Hydrologie
Géologie
Hydraulique
Chimie
Statistique

Le système Sol - Plante - Atmosphère

ORSTOM



Atelier de Formation aux Techniques d'Etude de l'eau dans le système Sol - Plante - Atmosphère

Mbour, 30 Novembre - 10 Décembre 1992

Cours d'hydrologie n°2

GENESE ET METHODES D'ANALYSE DES PRECIPITATIONS AU SAHEL

Par Honoré DACOSTA

GENESE ET METHODES D'ANALYSE DES PRECIPITATIONS AU SAHEL

Honoré DACOSTA

Assistant Dépt. Géographie, Univ. Cheikh Anta Diop

Chercheur associé, U.R. 2B, D.E.C. ORSTOM

Les précipitations représentent une réalité physique complexe, en raison des divers processus qu'elles mettent en jeu dans leur formation et leur répartition dans l'espace et le temps. Sous sa forme la plus courante, surtout liquide dans le Sahel, la pluie constitue un phénomène météorologique très banal qui ne suscite guère d'interrogations dans l'esprit du profane qu'en cas de déficit. Pour le physicien, elles expriment un stade, éphémère, du cycle de l'eau, celui de son retour au sol après un séjour atmosphérique plus ou moins long et aventureux. La formation de la pluie résulte de l'interaction de processus très divers et complexes dont certains demeurent imparfaitement compris. Il s'y ajoute la difficulté de son appréciation quantitative, problème météorologique lié à la mesure de toute grandeur physique. Il sera question dans cet article, non pas de la pluviogenèse, stricto sensu, clairement expliquée par Bergeron (1933), mais des facteurs contribuant à créer les conditions favorables pour les précipitations. On évoquera le problème d'échelle dans l'étude des précipitations.

I Les facteurs pluviogéniques au Sahel

1.1 Les grands traits de la circulation de l'atmosphère dans le domaine tropical

Les facteurs pluviogéniques au Sahel sont liés aux centres d'action qui rythment la circulation de l'atmosphère dans le domaine tropical. Elle dépend à la fois des Hautes Pressions Tropicales et de l'Equateur Météorologique dont les migrations saisonnières déterminent les caractéristiques des flux d'air et les types de temps résultants (fig.1).

1.1.1 En hiver boréal

L'Equateur météorologique, sous l'influence puissante de l'anticyclone des Açores et de la cellule maghrébine, migre vers le sud (4° nord). Se mettent alors en place deux circulations d'alizé, aux caractères différents, impulsées par les deux anticyclones et qui vont déterminer des temps différents sur le Sahel:

- l'alizé maritime, issu de l'anticyclone des Açores, de direction nord à nord-ouest, humide, frais et parfois froid, avec une faible amplitude diurne des températures. Ce flux intéresse particulièrement la côte. Malgré son humidité, il est inapte à engendrer des précipitations, du fait de la position trop basse de l'inversion d'alizé, due à la subsidence de l'air supérieur interne au flux. Cette inversion d'alizé sépare, sur les océans une strate inférieure d'air humide turbulent d'une strate supérieure d'air sec, stable et subsident qui tout en empêchant la déperdition de l'humidité dans la troposphère supérieure, s'oppose à la formation de nuages à grand développement vertical du type cumulonimbus (Leborgne J., 1988). Cet alizé est responsable de l'humidité, déposée la nuit, sous forme de rosée. Le domaine intéressé par cet alizé s'étend du sud marocain à la Grande Côte du Sénégal englobant l'archipel du Cap Vert.

- l'Harmattan, de direction Est dominante, est l'alizé continental saharien. Il se caractérise par une grande sécheresse, des amplitudes thermiques très accusées - frais la nuit, chaud ou torride le jour - et la "brume sèche" et les lithométéores. Sa sécheresse (humidité relative inférieure à 20% pendant la majeure partie de l'année) s'accompagne d'une très grande capacité évaporatoire. Ce flux intéresse l'ensemble du Sahel à l'exception de la frange côtière.

1.1.2 En été boréal

Le réchauffement de l'hémisphère nord, consécutif au mouvement zénithal du soleil, entraîne la mise

FIGURE 1: Schéma de la circulation générale de l'atmosphère

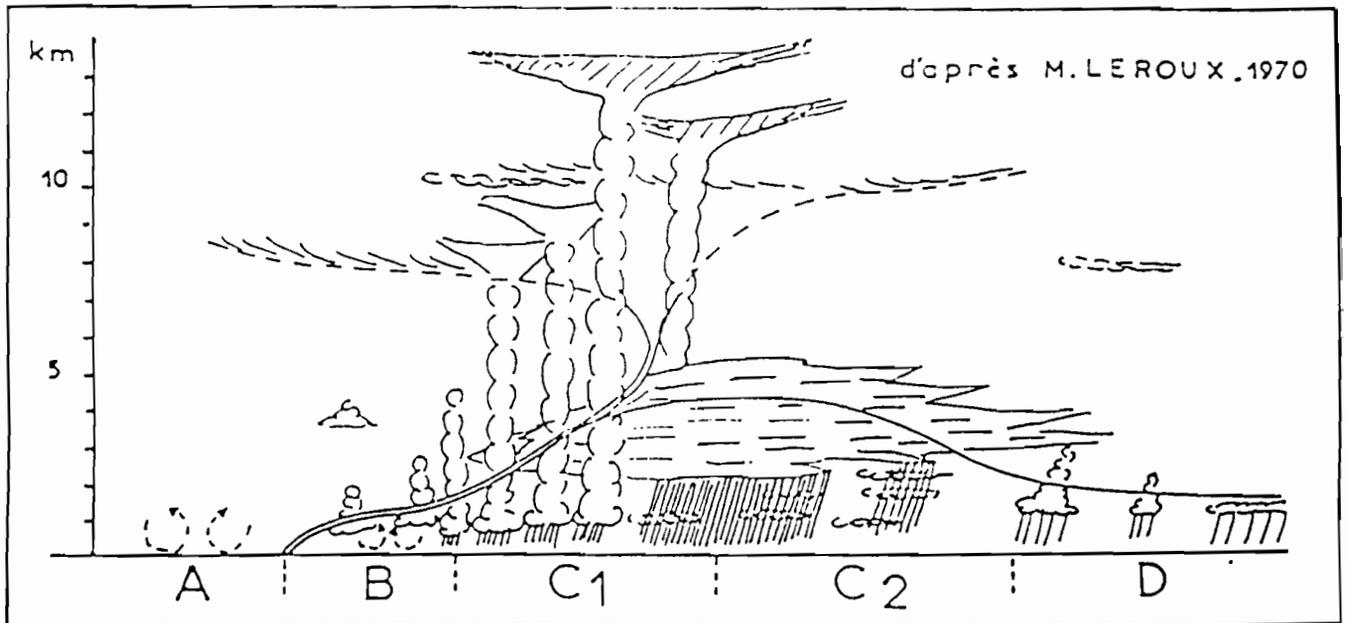
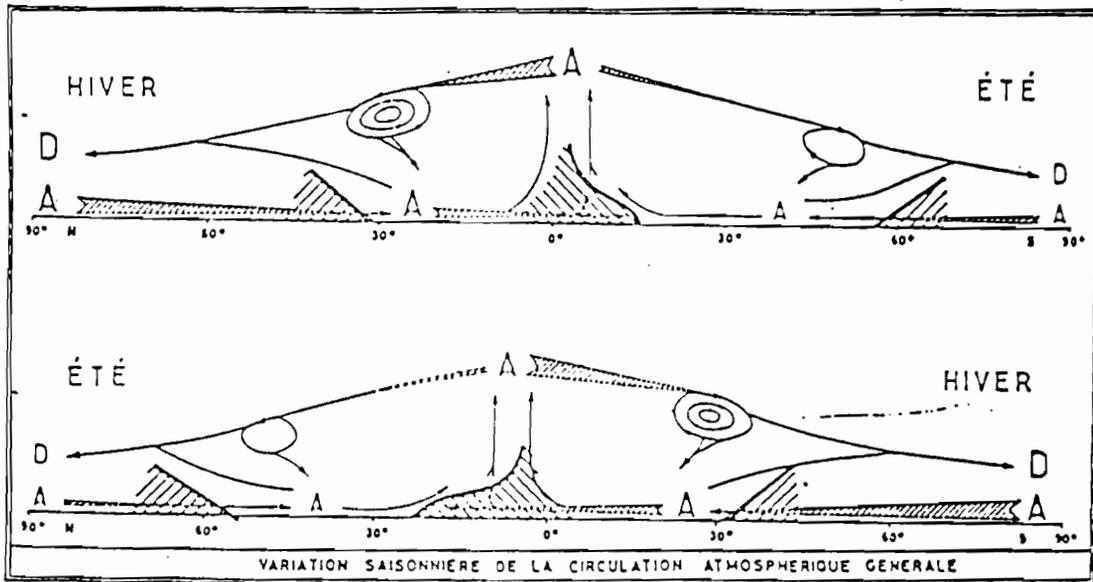
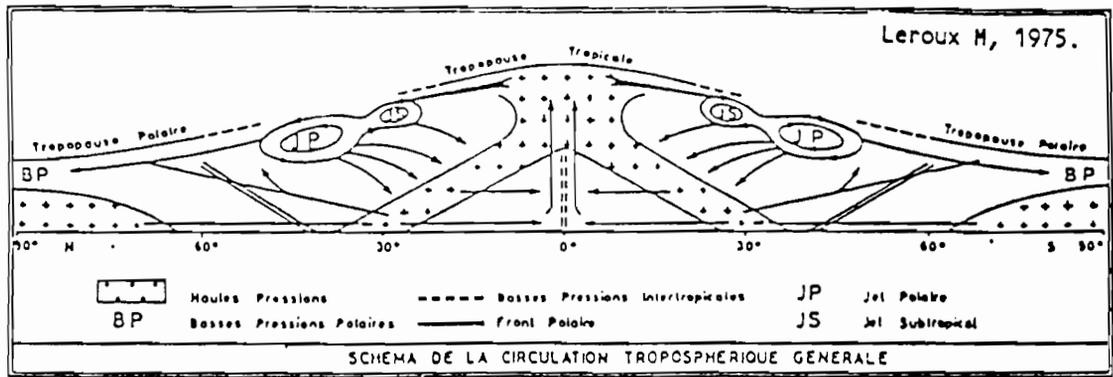


FIGURE 2: Coupe méridienne schématique de la troposphère

en place d'une dépression thermique très creuse au Sahara avec l'affaiblissement de l'anticyclone des Açores qui occupe une position septentrionale très marquée. Pendant ce temps l'anticyclone de Sainte Hélène, dont la puissance s'est beaucoup accrue du fait de la vigueur de l'hiver austral, opère une migration vers le nord entraînant celle du Front Intertropical (F.I.T) vers sa position extrême (20° N) en Août. La circulation des vents, jusque-là de direction nord, s'inverse et prend une direction sud-ouest avec le flux de mousson. Ce flux de mousson résulte en fait de l'alizé issu de l'anticyclone de Sainte Hélène et dévié en traversant l'Equateur. Son parcours maritime l'a chargé d'un grand potentiel d'eau précipitable. L'installation progressive du flux de mousson, son épaisseur et les perturbations qu'elle subit détermine les types de précipitations que connaît le Sahel.

Le sahel se trouve donc être un vaste domaine où se combattent la continentalité propagée par l'harmattan et l'océanité advectée par la mousson. Dans son déplacement vers le sud l'harmattan voit sa siccité atténuée par l'effet plus ou moins durable des précipitations et le maintien plus ou moins prolongé du couvert végétal. L'invasion du continent par la mousson s'accompagne inversement d'une continentalisation progressive en direction du nord. Ces gradients de décroissance de l'humidité expliquent la diminution des précipitations au fur et à mesure que l'on remonte vers le nord.

Cependant la nature et le type de flux ne renseignent pas sur la quantité des précipitations puisque les flux ne sont que des vecteurs d'eau précipitable. La connaissance des caractères et de la structure verticale des flux, en informant sur les prédispositions générales, ne rend que partiellement compte de la structure d'ensemble de la troposphère, et par conséquent de la distribution des conditions pluvio-géniques.

Le potentiel d'eau précipitable est encore conditionné par l'épaisseur de la tranche de l'atmosphère dans laquelle est emmagasinée la vapeur d'eau. Cette épaisseur dépend d'une manière générale de la stratification aérologique qui, en interdisant la dispersion vers le haut, favorise la concentration dans les basses couches; elle dépend aussi de l'intervention sur le continent de l'altitude de commandement du relief qui réduit d'autant l'épaisseur de la tranche humide advectée. Cette épaisseur, qui est fonction aussi de conditions stables comme le relief, est également soumise à une variation annuelle liée à la translation des centres d'action et de l'aire d'extension des flux vecteurs, en même temps qu'à une modification des conditions structurales qui favorisent ou contrarient l'utilisation du potentiel advecté.

1.2 Les types de pluies

A l'exception des pluies de "Heug" ou pluies des mangues dont les origines sont extratropicales (Seck A., 1962;) et qui sont insignifiantes dans le bilan hydrologique, on distingue essentiellement trois types de pluies en fonction à la progression du flux de mousson sur l'Afrique Occidentale (Fig. 2).

- la zone B se caractérise par des orages isolés qui se manifestent en avril-mai. Si leur existence ne peut être mise en doute, en revanche leur genèse reste un point de divergence entre météorologues et climatologues (Leroux M., 1983; Sagna P., 1988).

- la zone C₁ marquée par des orages organisés, appelés lignes de grains dont la formation et l'entretien sont liés aux noyaux anticycloniques mobiles polaires (flux d'Est) qui en sont le moteur et le flux de mousson (Leroux M., 1983; Sagna P., 1988). Le processus de formation des lignes de grains a été étudié dans le détail par Leroux M. et Sagna P.. Le passage d'une ligne de grains se manifeste par une accélération de la vitesse du vent (soulèvement de poussière et de sable), responsable souvent des dommages importants. L'importance climatique des lignes de grains n'est plus à démontrer puisqu'elles sont responsables de la plupart des pluies enregistrées au le Sahel. Le tableau 1 montre qu'à l'exception des stations littorales comme Dakar les lignes de grains représentent plus de 50 % des perturbations enregistrées. Bien entendu la formation d'une ligne de grain n'est pas forcément suivi de précipitations. Un relevé trihoraire effectué entre 1989 et 1992 a montré que les lignes de grains naissent entre 12 et 15 heures (concentration maximale à 15 heures) et disparaissent pendant la nuit, avec une durée de vie maximale se situant entre 13-18 heures.

Tableau 1: Pourcentage des averses orageuses pour quelques stations sahéniennes (Leroux M., 1980)

	MAI	JUIN	JUILLET	AOÛT	SEPTEMBRE	OCTOBRE
DAKAR	20	21	22	24	43	29
KAYES	50	82	65	52	51	50
GAO	50	67	81	68	45	67
ZINDER	68	77	75	55	65	50

- la zone C₂ dispense des pluies essentiellement non orageuses liées à la Zone Intertropicale de Confluence (Z.I.C.) de l'Equateur Météorologique qui représente à la fois "l'axe des Basses Pressions Intertropicales, l'axe de confluence des circulations issues des deux hémisphères, l'axe vers lequel s'annulent les mouvements subsidents et l'axe de concentration de la vapeur d'eau advectée sous les inversions (Leroux M., 1983). Les conditions dynamiques et énergétiques les plus favorables y sont réunies pour que se développent sans entrave les mouvements ascendants permettant la formation de nuages à grande extension verticale du type cumulonimbus. Mais la densité des formations nuageuses et l'activité pluviogénique dépendent directement de l'intensité des pulsations qui animent les flux.

Les pluies associées à cette partie active de l'Equateur Météorologique (F.I.T actif et Z.I.C) sont généralement continues et non orageuses. La densité de la couverture, la réduction de l'insolation et l'abondance des précipitations affectent fortement les températures. C'est ce rafraîchissement notoire, caractérisant cette période de la saison des pluies, qui associe dans le langage courant la notion "d'hivernage" qui évoque l'hiver dans sa signification thermique et non cosmique du fait de la sensation de bien-être qui accompagne le temps.

1.3 Variabilité des pluies dans le temps et dans l'espace

Le volume d'eau précipitée peut varier considérablement sur de faibles distances (de l'ordre de quelques kilomètres. Cefait d'observation soulève la question de la représentativité des mesures faites sur un site précis. A quel espace celles-ci peuvent-elles encore s'appliquer valablement? L'utilisation des donnée stationnelles conduit plus d'une fois à des généralisations abusives, d'autant plus imprudentes que la région estdu point de vue morphologie très contrastée. Les principaux facteurs qui conditionnent la répartition du volume précipité sont:

- Le potentiel hygrométrique de la masse d'air qui dépend de l'origine de celle-ci, de la trajectoire empruntée et de sa température.

- les conditions d'instabilité mettant en valeur ce potentiel. Ce sont essentiellement les divers mécanismes d'ascendance peuvent intervenir simultanément en renforçant les effets.

ces différents processus se manifestent sur des étendues allant de quelques milliers de kilomètres carrés à quelques centaines de milliers de kilomètres carrés . Au cours de leur déplacement leslignes de grains, par exemple, balaient des bandes étendues de largeur inégale. L'instabilité liée au passage des fronts dépend essentiellement de leur structure dont le cisaillement et des caractéristiques thermodynamiques des masses d'air en présence. Mais à l'échelle annuelle on a au Sahel une distribution très zonale des précipitations. Les figures 3 et 4 montrent la disposition des isohyètes annuelles et de la pluie décennale journalière.

FIGURE 3: Isohyètes interannuelles sur l'Afrique de l'Ouest (Leroux M., 1983).

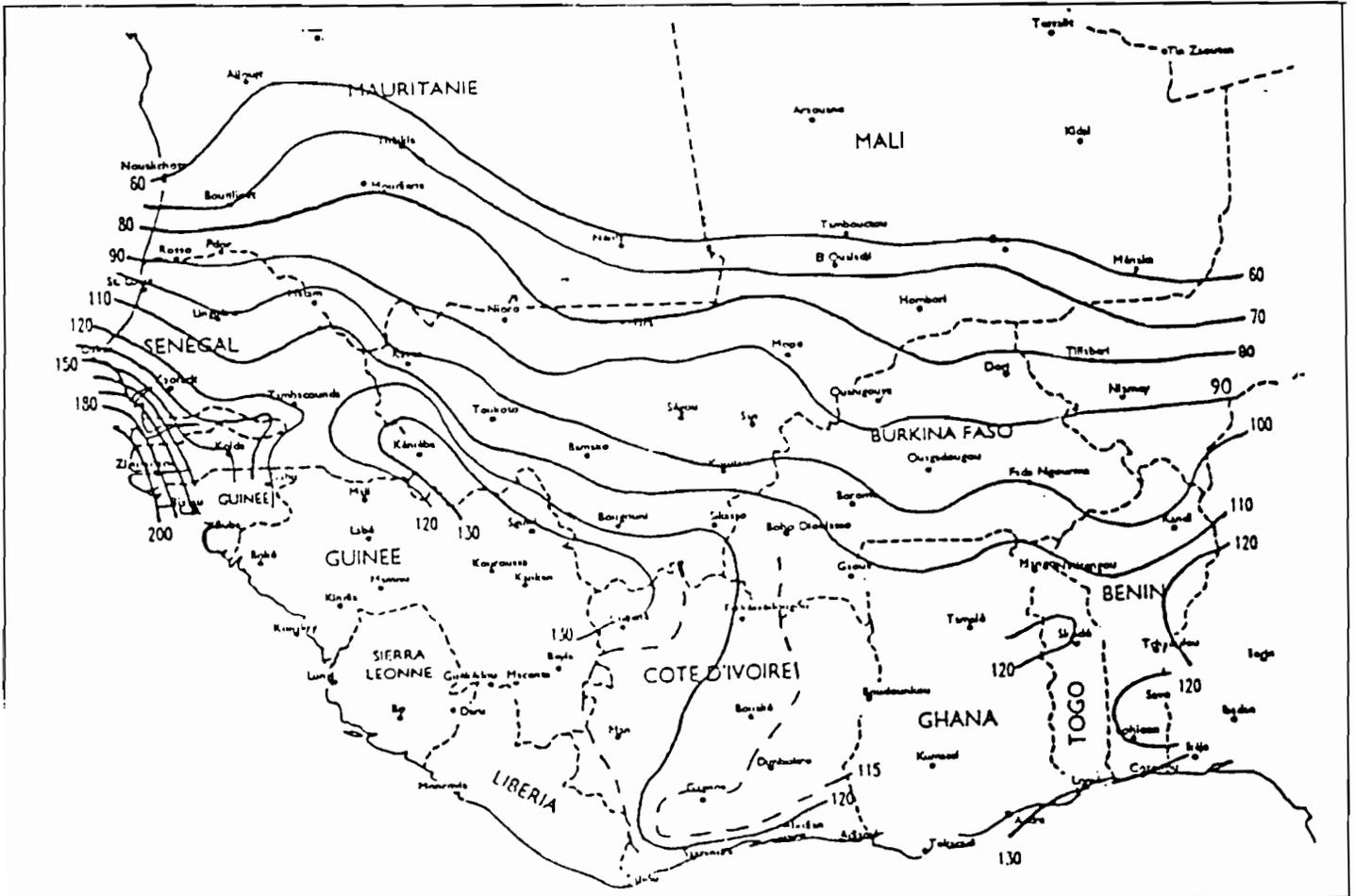
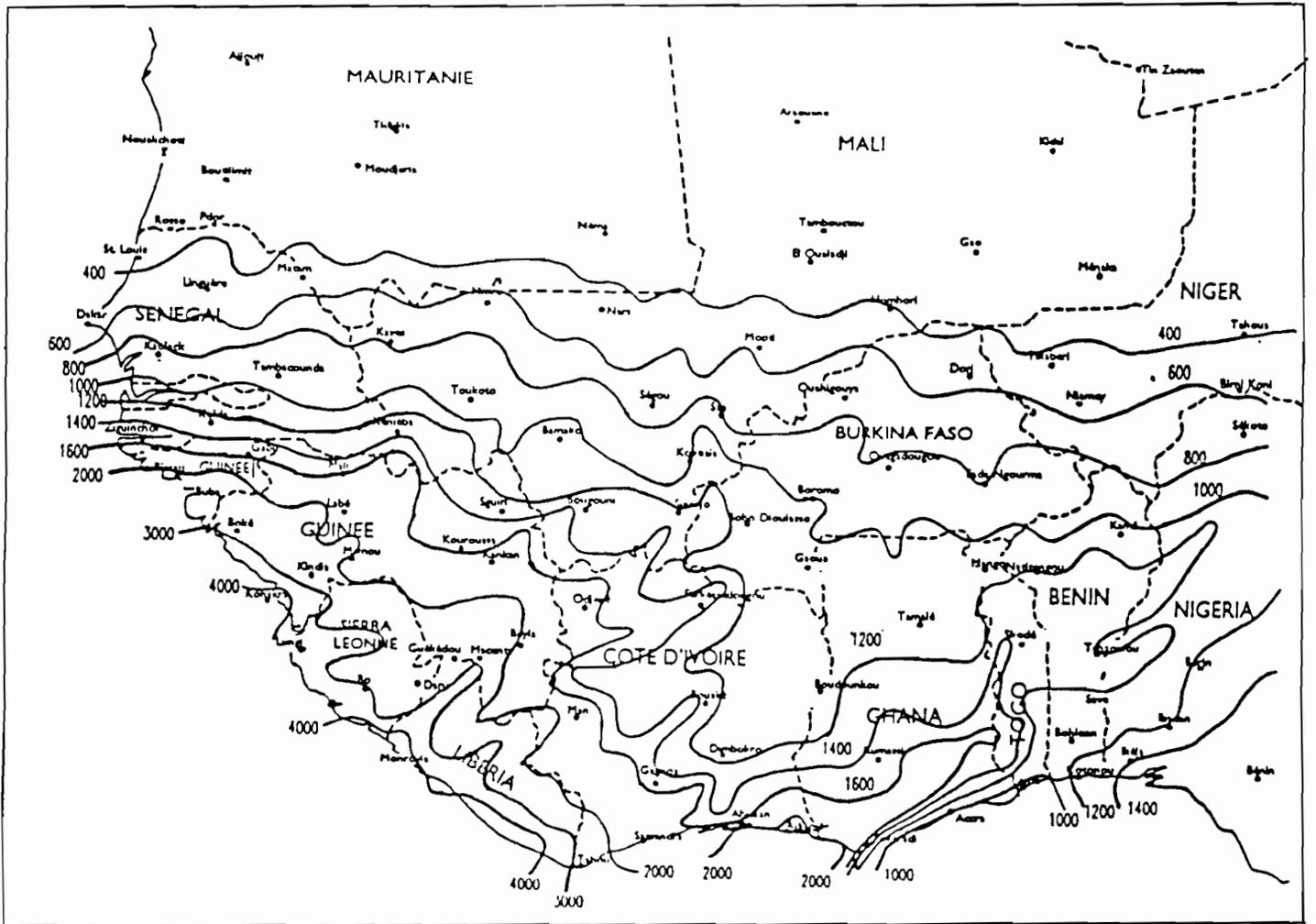


FIGURE 4: Isohyètes de la pluie décennale journalière en Afrique de l'Ouest (CIEH, 1985).

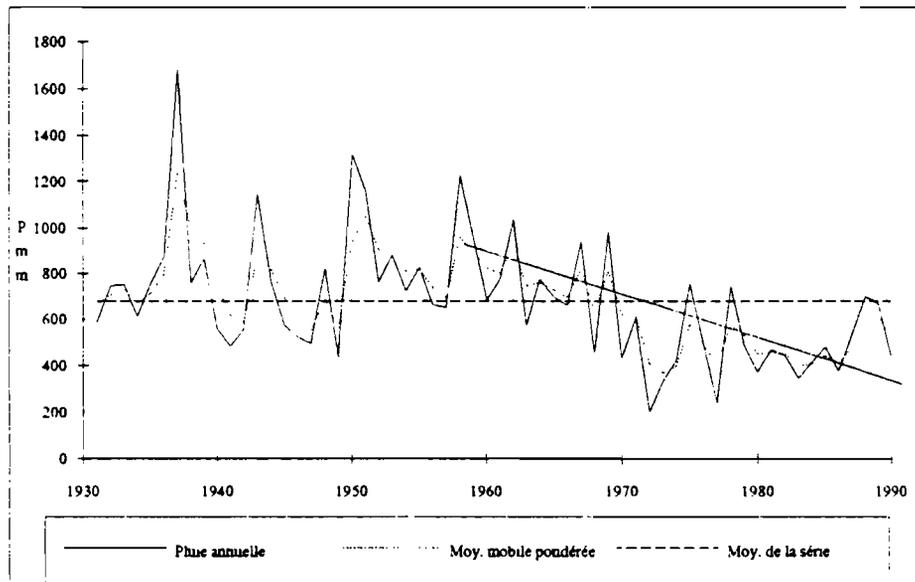
2. Etude de la pluviométrie: problème d'échelle

L'étude des précipitations peut se faire à diverse échelles: annuelle, mensuelle, décadaire, journalière et à l'échelle de l'averse. Nous considérerons tour à tour chacune de ces échelles en gardant présent à l'esprit que le choix d'une échelle est fonction du type d'étude envisagée et du niveau de précision recherché.

2.1 pluviométrie annuelle

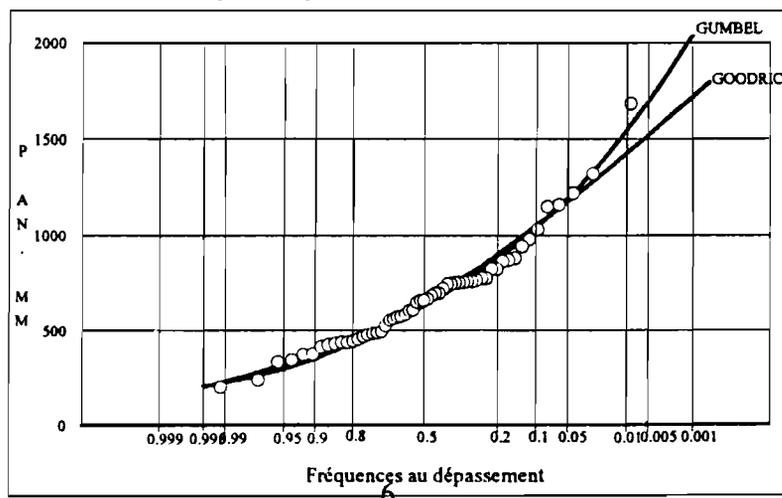
L'étude peut avoir pour but une simple description de la variabilité des pluies annuelles à une station et sa tendance dans le temps. Une représentation de la série chronologique peut généralement suffire. Nous donnons en exemple la variation de la pluviométrie annuelle observée à la station de Mbour depuis 1931 (fig. 5). On y distingue les grandes tendances de la pluviométrie durant les six dernières décennies et particulièrement la baisse systématique constatée depuis 1960. Il est possible de représenter autrement cette évolution en évaluant les écarts annuels par rapport à la moyenne en calculant la différence normalisée. On évalue ainsi en pourcentage les écarts à la moyenne interannuelle ce qui permet de mieux saisir l'importance de l'excédent ou du déficit pluviométrique enregistré au cours d'une année donnée.

FIGURE 5 - Variation de la pluviométrie annuelle à la station de Mbour de 1931 à 1990.



Mais une telle analyse peut paraître sommaire parce que l'on veut connaître en terme de fréquence ou de période de retour la distribution des précipitations d'une station. On procède dans ce cas à une étude statistique de la série chronologique observée. Il s'agira d'ajuster plusieurs lois statistiques à l'échantillon de pluies annuelles observées et à l'aide de tests d'adéquation (tests de Brunet-Moret, χ^2) retenir la meilleure loi.

FIGURE 6- Distribution statistique des pluies annuelles de Mbour (1931-1990)



Mais il est évident que l'on prêtera attention à la loi qui, le plus, prendra en compte les valeurs extrêmes, faibles ou fortes, de l'échantillon puisque ce sont en fait ces valeurs de fréquence rare que l'on cherche à connaître dans une étude de prévision. La figure 6 présente la distribution statistique des pluies annuelles de la station de Mbour. On a représenté deux lois ajustées à l'échantillon. Le tableau 2 donne les valeurs fréquentielles retenues (loi de Gumbel).

Tableau 2 - Valeurs fréquentielles de la pluviométrie annuelle de Mbour.

Fréquence	0.01	0.02	0.05	0.1	0.5	Moy.	E. T.	0.1	0.95	0.96	0.98	0.99
Période de retour	100 ans	50 ans	20 ans	10 ans	2 ans			10 ans	20 ans	25 ans	50 ans	100 ans
P. annuelles(mm)	228	263	320	377	634	678.1	274.4	1039	1193	1242	1393	1543

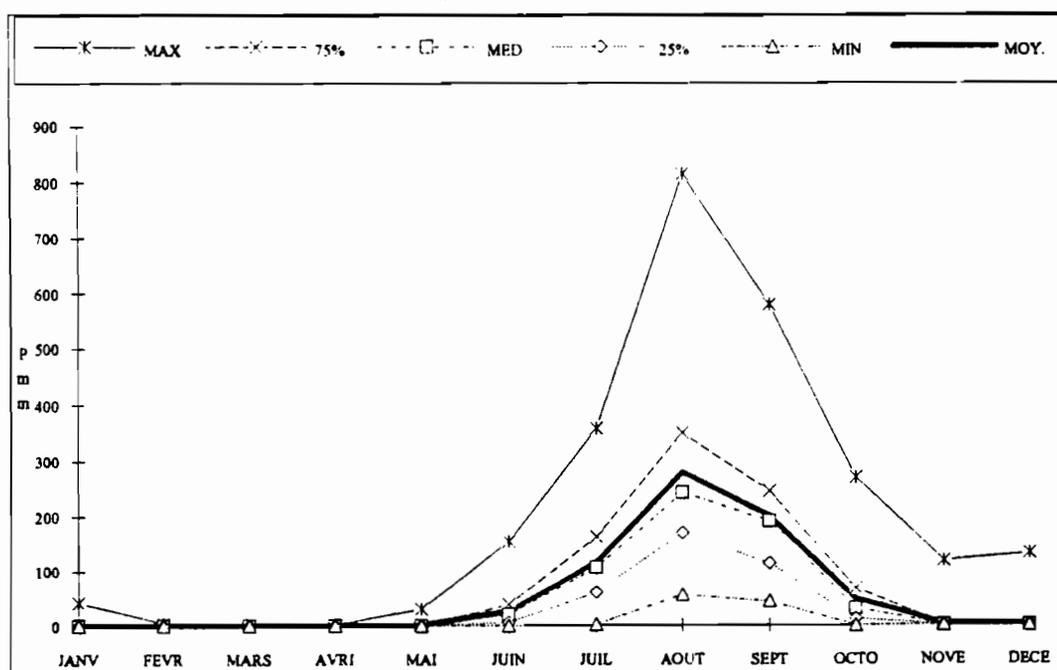
2.2 Pluviométrie mensuelle

L'analyse de la pluviométrie mensuelle se limite souvent à la détermination de la moyenne mensuelle interannuelle et au tracé des profils moyens résultants. Mais ce profil moyen cache toujours les disparités de la distribution mensuelle des précipitations d'une année à une autre. C'est pourquoi il est important de pousser cette analyse jusqu'à la détermination des quartiles (75 %, 50%, 25 %) en plus des valeurs maximale et minimale (Fig. 7). Bien sûr pour plus de précision on peut procéder à l'analyse statistique des pluies mensuelles des mois les plus importants (juillet, août et septembre) dans le cas d'études spécifiques. Le tableau 3 donne ces valeurs caractéristiques pour la station de Mbour.

Tableau 3 - Station de Mbour: quartiles ds pluies mensuelles.

	JANVIER	FEVRIER	MARS	AVRIL	MAI	JUN	JUILLET	AOÛT	SEPTEMBRE	OCTOBRE	NOVEMBRE	DECEMBRE
MAX	42.8	4.7	1	2.4	30.4	155	358	814	580	269	119	132
75%	0	0	0	0	0	38.85	163	350	245	68.3	0	0
MED	0	0	0	0	0	19.8	107	242	191	30.6	0	0
MOY.	1.0	0.3	0.0	0.1	1.1	26.5	116.3	278.4	200.3	48.0	2.9	3.4
25%	0	0	0	0	0	6.25	61	170	113.5	11.55	0	0
MIN	0	0	0	0	0	0	2.2	56.5	44.3	0	0	0

FIGURE 7 - Station de Mbour: distribution mensuelle des pluies.



2.3 Pluviométrie décadaire

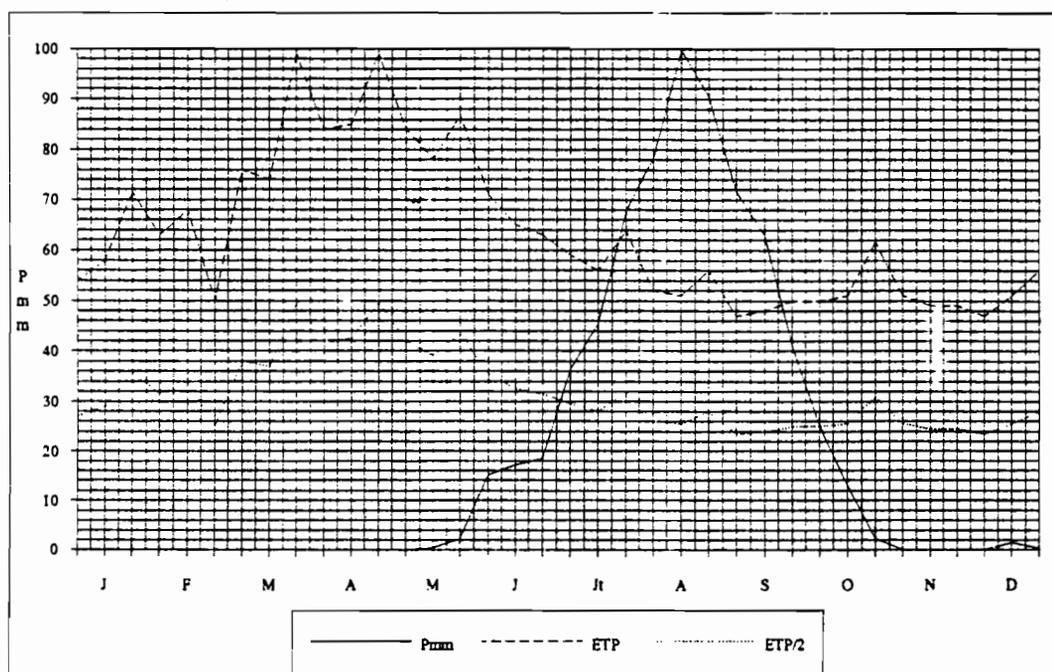
La pluviométrie décadaire est très utilisée dans les études agroclimatiques pour estimer la production des espèces végétales (HIERNAUX P., 1984). En effet il s'agit d'une échelle assez fine pour suivre le développement des espèces végétales. La comparaison de l'évolution de la pluviométrie décadaire et de l'évapotranspiration, calculée à la même échelle, permet de définir avec une bonne précision la longueur de la période durant laquelle les besoins en eau des plantes sont satisfaits et partant de déterminer les espèces végétales dont la longueur du cycle est comparable.

En prenant comme exemple la station climatologique de Nioro du Rip (Mbour est une simple station pluviométrique où les paramètres climatiques servant au calcul du bilan hydrique ne sont pas observés), on a comparé l'évolution de la pluviométrie moyenne décadaire (1970-1990) à celles de l'ETP et ETP/2. En effet divers auteurs (CORNET A., 1981; DOORENBOS J., KASSAM A. H., 1979) ont montré que la croissance de la strate herbacée est arrêtée ou ralentie quand l'évapotranspiration réelle (ETR) est inférieure au tiers de l'évapotranspiration potentielle (ETP). La figure 8 et le tableau 5 présentent les résultats d'une analyse.

Tableau 8 - Pluviométrie décadaire (mm) et évapotranspiration potentielle à la station de Mbour.

	JANV	FEVR	MARS	AVRI	MAI	JUIN	JUIL	AOÛT	SEPT	OCTO	NOVE	DECE	TOTAL
P mm													
Décade 1	0	0	0	0	0.1	15.1	36.5	78.4	71.7	25.1	0	0	226.8
Décade 2	0	0	0	0	0.5	17.2	45.5	59.7	62.9	13.1	0	1.4	200.3
Décade 3	0	0	0	0	2.2	18.5	67.7	90.4	41.1	2.2	0	0.3	222.3
Total	0	0	0	0	2.7	50.8	149.7	228.5	175.7	40.3	0	1.8	649.5
ETP	183	186	254	258	248	198	180	158	144	161	150	155	2275
ETP/2	91.5	93	127	129	124	99	90	79	72	80.5	75	77.5	

Figure 8 - Variations moyennes décadaires de la pluviosité et de l'évapotranspiration potentielle (Penman).



La figure 8 montre que la saison des pluies peut être divisée, en termes de satisfaction des besoins en eau des plantes, en diverses phases:

- Phase 1 : P est inférieure à $ETP/2$: période défavorable aux végétaux, surtout en début d'hivernage (mois de juin - 5 juillet),

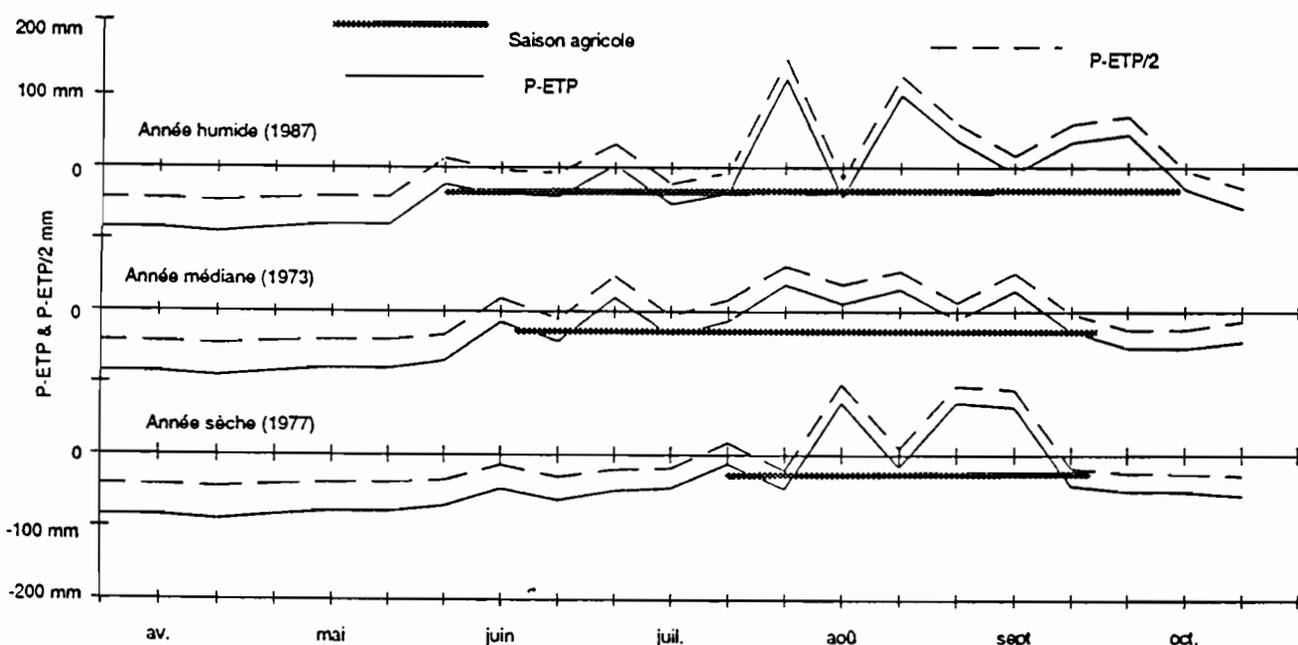
- Phase 2 : $ETP < P < ETP$: période "semi-humide" dite saison culturale (FRANQUIN P. *et al.*, 1988) allant du 6 au 26 juillet soit 20 jours),

- Phase 3 : $P > ETP$: période "humide" durant laquelle les végétaux ne subissent plus de contraintes hydriques (du 27 juillet au 26 septembre soit 61 jours).

Au-delà du 26 septembre le déficit hydrique est compensé par les réserves du sol. Cette période coïncide avec la maturation des cultures. A l'intérieur des phases 2 et 3 les interruptions longues des pluies peuvent avoir des conséquences catastrophiques pour les cultures comme cela a été constaté au Sine Saloum en 1984 (DACOSTA H., 1992).

Il est possible aussi d'étudier la durée de la saison des pluies et la caractériser en termes de fréquences et déterminer pour des périodes de retour particulières sa longueur. On obtient pour la station de Nioro du Rip 70 jours en année décennale sèche, 110 jours en année médiane et 160 jours en année décennale humide (Fig.9).

FIGURE 9 - Définition de la saison agricole dans le Sine Saloum (Station de Nioro du Rip).



2.4 Pluviométrie journalière

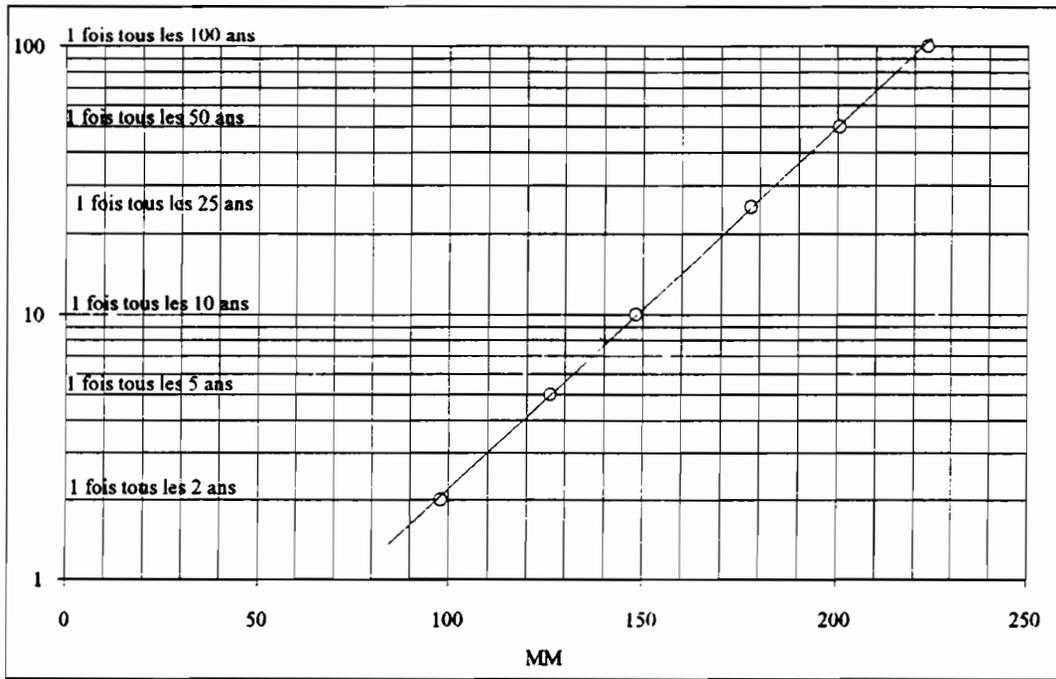
La pluie journalière est le pas de temps habituel des relevés pluviométriques (exception faite des pluviomètres totalisateurs installés dans des endroits d'accès difficile). Il en résulte des chroniques journalières dont l'étude est d'un grand intérêt dans la conception des ouvrages d'art (ponts routiers, barrages, digues en microhydraulique rurale) mais aussi en hydrologie urbaine.

On procède généralement à une analyse statistique de ces pluies journalières en leur ajustant la loi de Pearson III tronquée. On obtient des hauteurs récurrentielles journalières allant de l'averse de fréquence médiane à l'averse de récurrence centennale. Nous donnons en exemple les résultats de l'analyse statistique des pluies journalières de la station de Mbour (tableau 4). Il est possible d'obtenir un ajustement graphique de ces valeurs récurrentielles sur un graphique bi-logarithmique (fig.10).

Tableau 4 - Station de Mbour: hauteurs récurrentielles des pluies journalières.

Période de retour	2 ans	5 ans	10 ans	25 ans	50 ans	100 ans
Hauteur mm	98	126.1	148.1	177.7	200.5	223.5

FIGURE 10 - Station de Mbour: Distribution statistique des pluies journalières.



Si une telle étude permet de connaître les valeurs prédites pour une période de retour donnée, elle ne nous renseigne pas sur la structure même de l'averse c'est-à-dire la variation de son intensité dans le temps, donnée extrêmement importante dans le dimensionnement des réseaux d'assainissement urbain et des ouvrages hydrauliques. Une telle information est extrêmement importante en matière d'agronomie car l'intensité de la pluie conditionne l'infiltration de l'eau dans le sol, tout en étant un facteur déterminant dans le déclenchement du processus de l'érosion, comme en témoigne la place qu'on occupe ce paramètre dans le calcul des indices d'érodibilité de Wischmeier.

Les enregistrements pluviographiques permettent d'avoir la variation des intensités de la pluie en fonction du temps selon un pas de temps bien défini en fonction des objectifs de l'étude. La figure 11 présente les hyétogrammes des averses du 2 juillet et 24 août 1983 à la station de Ndianguène, sur le bassin versant expérimental de Thyssé Kaymor. Ces hyétogrammes montrent comment la structure des averses peuvent aller du plus simple au plus compliqué.

FIGURE 11a - Station de Ndianguène: Hyétogramme de l'averse du 2 Juillet 1983.

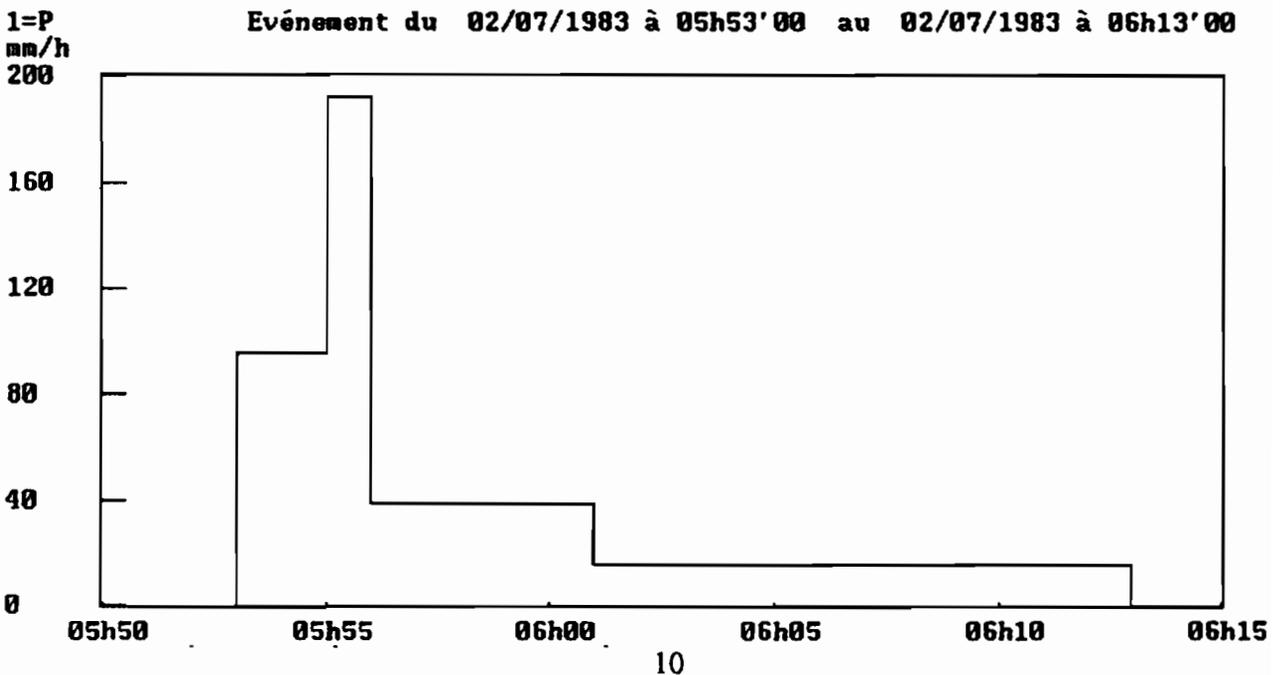
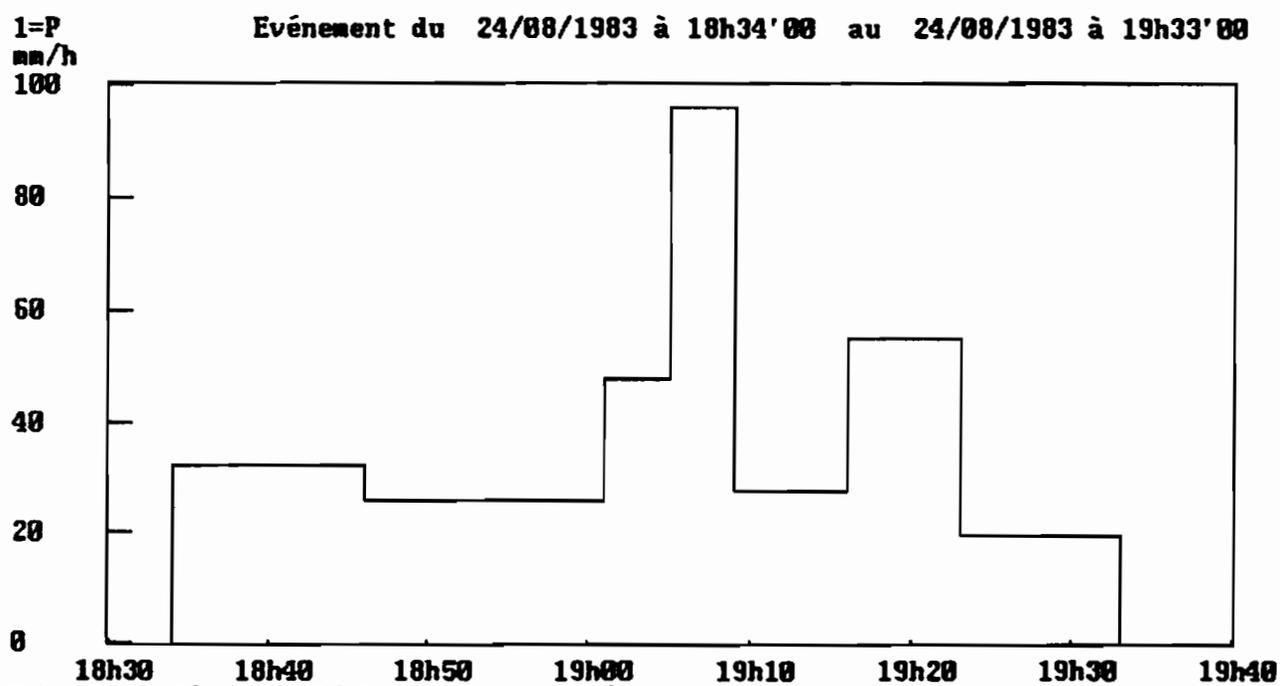


FIGURE 11b - Station de Ndianguène: Hyétogramme de l'averse du 24 Août 1983



Une étude détaillée portant sur les intensités des averses en Afrique de l'Ouest a été faite par BRUNET-MORET qui a établi des courbes intensités-durées-fréquences pour la plupart des pays du Sahel.

CONCLUSION

Les méthodes d'analyse des précipitations sont fonction des préoccupations de l'utilisateur de l'information pluviométrique. Aussi cette communication est loin d'avoir recensé toutes les démarches susceptibles d'être utilisées pour étudier aussi bien les mécanismes, les modalités de la distribution spatiale que les caractéristiques centrales des précipitations au Sahel. Elle met en évidence des méthodes simples, faciles à mettre en oeuvre pour évaluer, à la fois l'importance, la variabilité des précipitations, et rechercher les valeurs fréquentielles des précipitations.

BIBLIOGRAPHIE

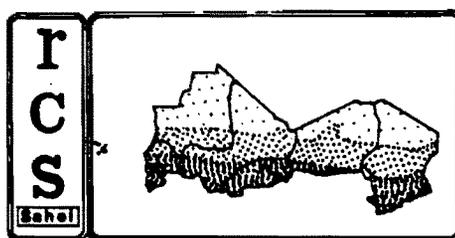
- BERGERON T., 1933 - on the physics of clouds and precipitation. Proc. 5th Assembly, U.G.G.I., Lisbonne.
- CORNET A., 1981 - Le bilan hydrique et son rôle dans la production de la strate herbacée de quelques phytocénoses sahéliennes au Sénégal. Thèse de Docteur-Ingénieur, Univ. Sciences et Techniques du Languedoc, 353 p.
- DACOSTA H., 1989 - Précipitations et Ecoulements sur le bassin de la Casamance. Thèse de doctorat 3ème cycle, Fac. Lettres et Sc. Humaines, Univ. Cheikh Anta Diop Dakar, 278 p.
- DACOSTA H., 1992 - Economie de l'Eau - DRS sur les bassins versants de Thyssé Kaymor. Synthèse hydrologique 1983 - 1988. Rapport ORSTOM Dakar-Hann, 126 p.
- DOORENBOS J., KASSAM A.A., 1979 - Yeld responses to water; Irrigation and drainage paper, n° 33, FAO, Rome, 193 p.

- FRANQUIN P., DIZIAN R. et al, 1988 - Agroclimatologie de la Centrafrique. Edit. ORSTOM, IDT n° 71, 522 p., Paris.
- HIERNAUX P., 1984 - Distribution des pluies et production herbacée au Sahel: une méthode empirique pour caractériser la distribution des précipitations journalières et ses effets sur la production herbacée. Premiers résultats acquis dans le sahel malien. CIPEA, Bamako, rapport mult., 46 p.
- LEBORGNE J., 1988 - La pluviométrie au Sénégal et Gambie. Laboratoire de Climatologie, Dépt. Géographie, Fac. Lettres et Sc. Humaines, Univ. Cheikh Anta Diop, Dakar, 94 p.
- LEROUX M., 1983 - Le climat de l'Afrique Tropicale. 2 vol., 650 p., 351 fig., + atlas 250 cartes, Edit. Champion, Paris.
- SAGNA P., 1988 - Etude des lignes de grains au Sénégal. Thèse de 3ème cycle de géographie, Fac. Lettres et Sc. Humaines, Univ. Cheikh Anta Diop Dakar, 2 tomes, 440 p.
- SECK A., 1962 - Le "Heug" ou pluie de saison sèche au Sénégal. Ann. de Géographie, n° 385, pp. 225-246.

HAUTEURS DE PLUIE MENSUELLE

STATION 138 00181 00	M'BOUR					SENEGAL								TOTAL
	ANNEE	JANV	FEVR	MARS	AVRI	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCTO	NOVE	DECE	
1931	-	-	-	-	-	-	56.1	135.5	83	289	22	0	0	-585.6
1932	0	0	0	0	0	0	74	59	415	183	14	-	-	-745
1933	0	0	0	0	0	0	47.3	130	271.3	114.5	68.5	119	0	750.6
1934	0	0	0	0	0	0	21	90.5	274	212	13	0	0	610.5
1935	10	0	0	0	0	0	39	193	338.5	118	55	0	0	753.5
1936	0	0	0	0	0	0	82.5	118.5	355	280	27	6	0	869
1937	0	0	0	0	0	0	4	107	814	538	218	0	0	1681
1938	0	0	0	0	0	0	0	141.1	255.3	235.3	125.3	0	0	757
1939	0	0	0	0	0	3.5	9.2	178.6	420.3	171.1	81.7	0	0	864.4
1940	0	0	0	0	0	0	21.8	65.4	309.3	85.8	78.7	0	0	561
1941	0	0	0	0	0	1.7	3.6	28.7	56.5	381.7	13.3	0	0	485.5
1942	0	3.7	0	0	0	0	17.8	39.8	398.1	64	29	2.3	0	554.7
1943	0	4.2	0	0	0	19.3	23	270.7	358.7	233.4	104.6	0	131.7	1145.6
1944	0	0	0	0	2.4	0	5.5	38.2	338.4	338.8	39.4	0	1.1	763.8
1945	0	0	0	0	0	0	19.8	116.2	138.2	245	54.5	0	0	573.7
1946	0	0	0	0	0	0	0.6	94.6	224.2	130.6	74	-	-	-524
1947	0	0	0	0	0	0	0	68.1	127.8	247.5	51.6	0	0	495
1948	0	0	0	0	0	0	60.7	185.3	496.7	44.3	34.9	0	0	821.9
1949	0	0	0	0	0	0	3.8	104.6	202.5	98.8	20.8	0	6.7	437.2
1950	0	0	0	0	0	0	15.7	106.9	584.4	579.7	30.6	0	0	1317.3
1951	0	0	0	0	0	0	12.8	124.9	376	367.9	269.3	6.5	0	1157.4
1952	0	0	0	0	0	30.4	64	134.7	207	244.6	79.4	0	0	760.1
1953	0	0	0	0	0	0	10.8	153.1	242.4	349	126.6	0	0	881.9
1954	0	4.4	0	0	0	0	25.5	184.9	344.5	162	0	0.7	0	722
1955	0	0	0	0	0	0.8	35.6	257.9	295.9	229.5	4.8	0	0	824.5
1956	0	0	0	0	0	0	58.5	168.2	171.5	201.8	32.2	0	29.2	661.4
1957	0	0	0	0	0	0	56.7	88.5	169	244.5	81.1	0	9	648.8
1958	0	0	0	0	0	0	30.4	157.2	617.9	215.3	196.7	6.4	0	1223.9
1959	0.3	0	0	0	0	5.5	-	72.6	204.2	97.3	0	-	-	-379.9
1960	0	0	0	0	0	0	12.3	158.7	287.4	217	8.3	0	0	683.7
1961	0	0	0	0	0	-	37.8	285.1	241.6	208.8	1.7	0	0	-775
1962	0	0	0	0	0	0	24.4	64.1	791.2	86.9	68.1	0	0	1034.7
1963	0	0	0	0	0	0	17.6	84.7	182.8	200.6	86.9	0	0	572.6
1964	1.4	0	0	0	0	0	7	358.1	253.2	154.2	0	0	0	773.9
1965	0	0	0	0	0	0	18.4	109.7	303.2	258.2	8.4	0.5	0	698.4
1966	0	0	0	0	0	0	47.7	2.2	212.9	290.5	98.9	0	7	659.2
1967	0	0	0	0	0	0	16.5	115.9	447	296.9	64.9	0	0	941.2
1968	0	4.7	0	0	0	0	12.9	171	69.9	159.3	33.9	0	0	451.7
1969	0	0	0	0	0	0	0	215.7	360	343.9	60.4	0	0	980
1970	0	0	0	0	0	0	21.3	57.1	240.9	98.7	11.8	0.4	0.2	430.4
1971	0	0	0	0	0	0	25.6	143.3	232.9	191.1	12.8	0	0	605.7
1972	0.2	0	0	0	0	0.2	31.4	8.4	96.4	50.7	10.7	0	0.3	198.3
1973	0	0	0	0	0	0	38.7	63	128.8	75.1	28.4	0	0	334
1974	0	0	0	0	0	0	0	78.1	239.5	79.1	27.1	0	0	423.8
1975	0	0	0	0	0	3	0	237.9	311.3	165.9	36.7	0	0	754.8
1976	0	0	0	0	0	0	5.1	29	228.3	195.2	-	0.9	2.2	-460.7
1977	0	0	0	0	0	0	2.7	17.2	74.2	133	6	0	4.1	237.2
1978	0	0	0	0	0	0	14.3	166.8	280.1	226.4	33	23.1	0.2	743.9
1979	42.8	0	0	0	0.9	0.3	155.1	31.7	167.6	77.9	10.5	0	0	486.8
1980	0	0.7	0	0	0	2.8	0.1	48.4	116	197.4	5.9	0	0.4	371.7
1981	0	0	0	0	0	0.4	23.7	90	235.9	109.3	8.1	0	0	467.4
1982	0	0	0	0	0	0	0.2	118.6	189.7	111.6	22	0	0	442.1
1983	0	0	1	0	0	0	43.5	13.4	191.1	94.9	0	0	0	343.9
1984	0	0	0	0	0	0	42.9	74.6	112.2	172	12.3	0	0	414
1985	1.2	0	0.1	0	0	0	30.8	81	170.8	174.8	13.9	0.2	5.7	478.5
1986	0	0.2	0.1	0	0	0.1	0	16.3	104.9	216.1	36.4	0	0	374.1
1988	0.8	1.5	0	0	0	4.7	19.7	24.7	473	167	5.8	0	0	697.2
1989	0	0	0	0	0	0	52	201.4	311.1	91.7	11.3	0	0	667.5
1990	2	0	0.8	0	0	0	7.8	46.6	156.4	158.1	65.3	0	0	437
MOY.	1	0.3	0	0.1	1.3	26	114	276.3	198.4	47.2	3	3.5	671.1	
N.ANNEES	58	58	58	58	57	58	59	59	59	58	56	56		

CRISTOM



Atelier de Formation aux Techniques d'Etude de l'eau dans le système Sol - Plante - Atmosphère

Mbour, 30 Novembre - 10 Décembre 1992

Cours d'hydrologie n°3

La simulation de pluie et l'étude des processus hydrologiques à l'échelle de la parcelle

Par Jean Albergel & Alain Bernard

INTRODUCTION

Un simulateur de pluie est un appareil qui reproduit, sur une surface réduite, une averse dont les paramètres physiques sont les plus proches de ceux observés dans la nature : hauteur, intensité, énergie cinétique des gouttes de pluie, répartition de la lame précipitée au sol.

Utilisé en sciences de la terre, il sert à caractériser les propriétés hydrodynamiques d'un sol et ses modifications de surface : érodibilité, battance, ruissellement.

Si plusieurs techniques ont été utilisées pour la réalisation d'un tel système, LE MINI SIMULATEUR DE PLUIE ORSTOM présente les avantages suivants :

- reproduction fiable d'une averse de type tropical ou de type orageux à intensité variable sur une parcelle de 1 m²;
- utilisation et maniabilité très bonnes dues à des dimensions réduites et à l'automatisation de ses principales fonctions ;
- dérivant d'un prototype ayant servi depuis 1980 dans de nombreuses campagnes de terrain pour des objectifs scientifiques variés et sous des climats différents : Afrique Tropicale et Equatoriale, Afrique Méditerranéenne, Amérique Latine, France, il répond aux exigences d'expérimentations dans les conditions les plus variées et les plus complexes.

La mise au point de ce simulateur de pluie de seconde génération a été décidée sur les principes suivants :

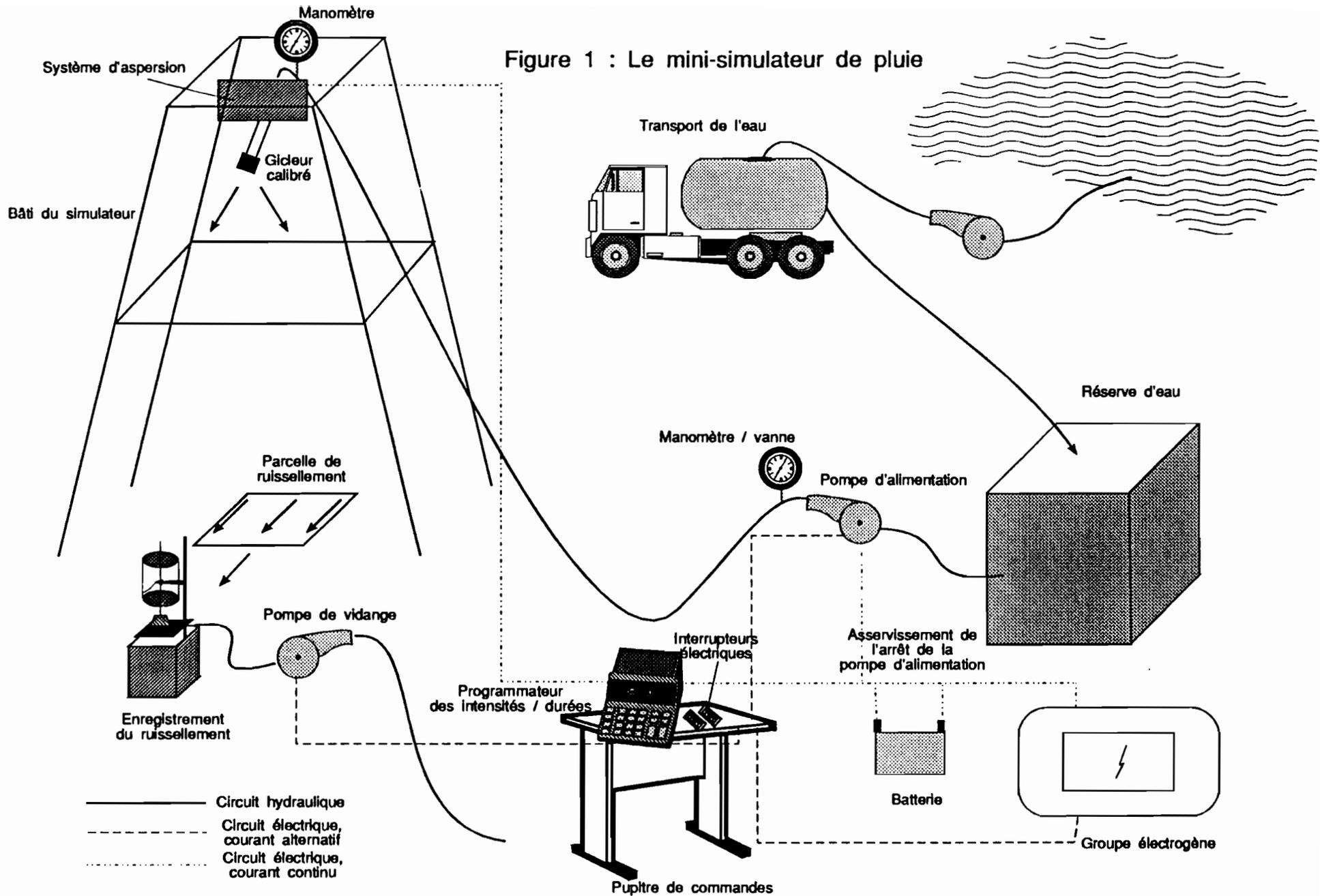
- conserver l'idée de produire une averse artificielle à intensité variable sur une parcelle de 1 m², en faisant varier la surface arrosée au sol à l'aide d'un gicleur calibré monté sur un bras oscillant,
- chercher à obtenir un balayage à vitesse constante,
- faciliter l'utilisation de cet outil en automatisant ses principales fonctions, et en réduisant ses dimensions,
- améliorer ses capacités en élargissant les gammes d'intensités produites, surtout vers les faibles valeurs.

L'utilisation d'un moteur «Hybride» pas à pas piloté par un microprocesseur s'est avérée comme la solution qui permet de simplifier au maximum les parties mécaniques nécessaires pour obtenir la cinétique voulue.

Ce matériel dont les organes électroniques dérivent des technologies de pointe est d'une fiabilité supérieure aux systèmes entièrement mécaniques même en conditions tropicales.

1. Le mini-simulateur de pluie, Type ORSTOM (figure 1)

Il s'agit d'une tour en forme de tronc pyramidal en tubes carrés démontable et suffisamment légère pour être transportée par quatre hommes (100kg environ) protégée du vent par des bâches plastiques.



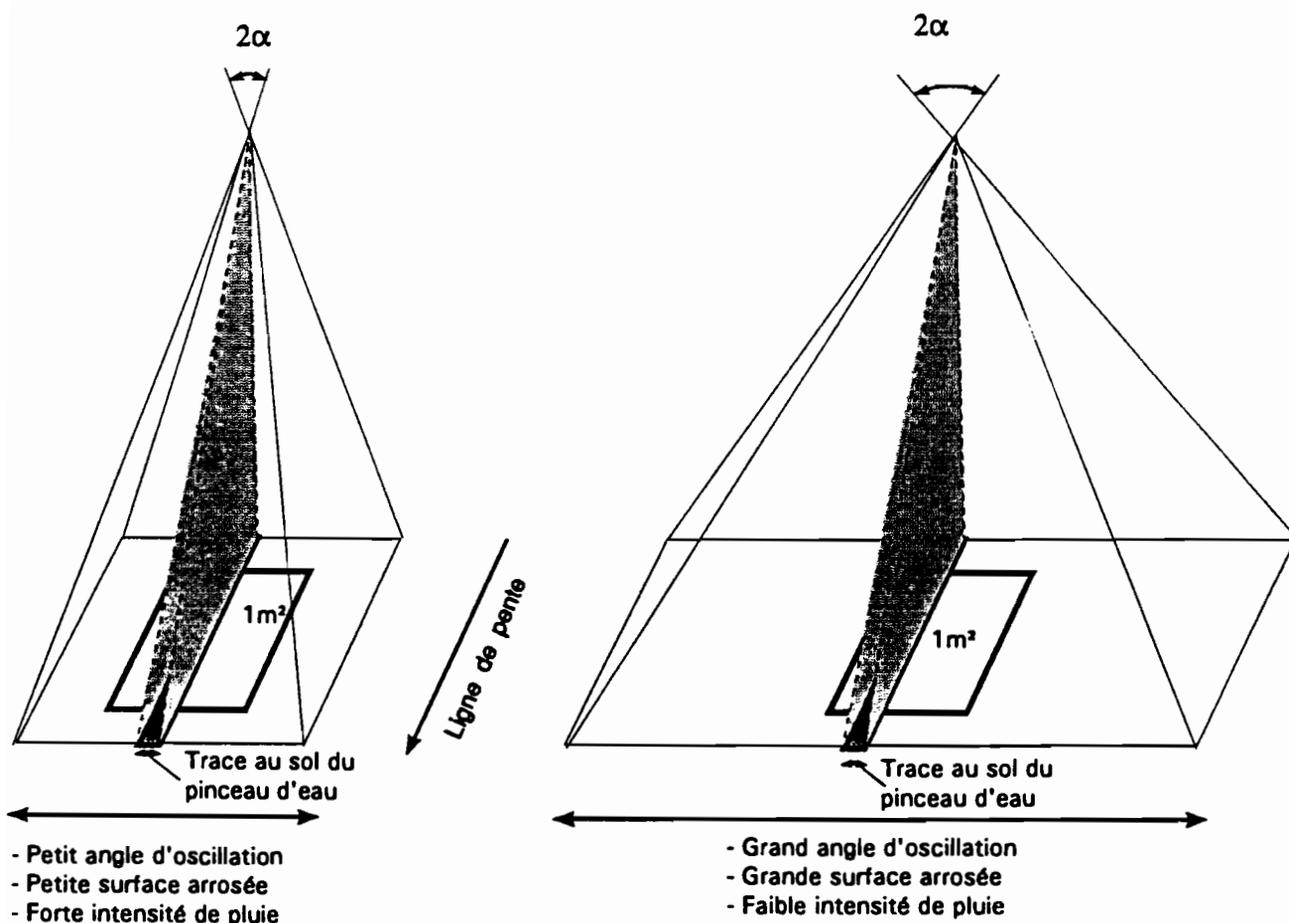
La surface au sommet est un rectangle de 2.0 m sur 1.40 m, la base occupe une surface au sol de 4.0 m sur 2.8 m. La hauteur est de 4.10 m. Ce bâti est fixé au sol par des haubans.

Au sommet de la tour est fixé le système d'aspersion composé d'un moteur, "hybride", pas à pas piloté par un microprocesseur actionnant un bras oscillant sur lequel est monté un gicleur calibré qui arrose la parcelle et son voisinage suivant un faisceau plan parallèle à la ligne de plus grande pente (figure 2). En modifiant l'angle de balayage du gicleur, on fait varier la surface de sol arrosée et donc la quantité d'eau reçue par la parcelle de 1 m² à l'aplomb du système. Le réglage de l'intensité de la pluie se fait par modification de l'angle d'oscillation qui est programmable entre 2° et 360°. Lorsque l'on programme un angle supérieur à 180°, le gicleur s'arrête en position horizontale le temps qu'il mettrait pour poursuivre sa course jusqu'à l'angle programmé. La gamme des intensités possibles varie de 20 à 140 mm/h. Il est ainsi possible de programmer le hétérogramme d'une averse; on affiche le nombre de séquences de l'averse, pour chaque séquence on affiche sa durée et l'angle d'oscillation du gicleur. Une table de correspondance (figure 3) donne l'intensité en fonction de l'angle d'oscillation mais un étalonnage avant chaque expérimentation est conseillé.

L'alimentation en eau du gicleur est réalisée par une pompe électrique dont l'arrêt en fin de pluie est asservi au microprocesseur. La pression d'eau, visualisée sur un manomètre au sommet de la tour, est réglable à tout moment par une vanne en aval de la pompe d'alimentation.

L'alimentation électrique (220 v et 12 v) est fournie par un groupe électrogène et des batteries en tempon. Un système d'éclairage permet l'expérimentation de nuit. Toutes les commandes électriques sont regroupées dans une armoire qui permet le démarrage ou l'arrêt instantané d'un appareil ou d'un éclairage.

Figure 2 : Principe du réglage des intensités



L'énergie cinétique des gouttes de pluies ($1/2 mv^2$) dépend de la masse m et de la vitesse d'impact des gouttes de pluies. Valentin (1981) démontre que la composante tangentielle de la vitesse donnée par le mouvement de balayage de l'asperseur est annulée avant l'arrivée des gouttes au sol et que les gouttes ne sont soumises qu'aux forces de pesanteur et résistance de l'air. Pour déterminer le diamètre des gouttes de pluie, Valentin (1981) a utilisé la méthode proposée par Bently (1904) qui consiste à recueillir les gouttes de pluie dans un bac de farine. Les agrégats qui se forment sont tamisés et se répartissent en plusieurs classes de tailles. La buse du gicleur choisie est celle qui a donné la répartition la plus proche de celle obtenue sur un ensemble d'averses naturelles tropicales observées à Adiopodoumé près d'Abidjan.

La parcelle est constituée d'un cadre métallique de 1 m de coté que l'on enfonce dans le sol. Le coté perpendiculaire à la ligne de plus grande pente est percée d'une rangée de trous qui permettent de recueillir le ruissellement dans une goulotte.

Le ruissellement est recueilli dans une cuve de 0.1 m^2 de section afin qu'un cm d'élévation du niveau d'eau représente un millimètre de ruissellement. Cette cuve est surmontée d'une table à pieds réglables supportant un limnigraphe de précision à déroulement horaire qui permet d'apprécier les hauteurs ruisselées au dixième de mm et le temps à 10 secondes près.

Dans l'anneau de garde, autour de la parcelle, des dispositifs du suivi de l'infiltration peuvent être installés : tube de sonde à neutrons, tensiomètres ...

Sur le cadre de la parcelle peut se fixer un bac à fond plein de même dimension permettant de recueillir la totalité de la pluie et de caler les intensités des pluies moyennes sur le mètre carré. Cette opération est appelée étalonnage des intensités de la pluie. La surface de l'anneau de garde est également protégée de la pluie pendant l'étalonnage.

2. Calcul théorique de la hauteur d'eau précipitée en chaque point de la parcelle

Pour étudier la répartition des hauteurs précipitées au sol durant un pas de temps où l'intensité de la pluie est constante on part de l'équation du mouvement du gicleur et du débit émis par ce gicleur. Le mouvement donné au gicleur par le moteur pas à pas est de type sinusoïdal (fig. 3) :

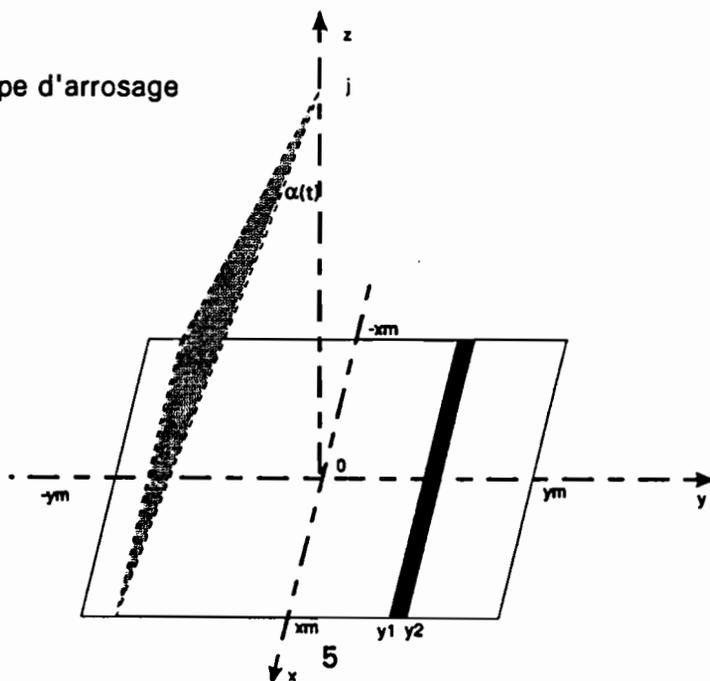
$$\alpha(t) = \alpha_m \sin \omega t \quad (1)$$

où $\alpha(t)$ est l'angle du plan du jet avec le plan vertical oxz à l'instant t (rd)

α_m est l'amplitude maximum restant constante pendant une phase opératoire (rd)

ω est la vitesse de rotation uniforme du moteur (rd/s)

Figure 3 : Principe d'arrosage



La quantité d'eau reçue par la bande hachurée entre y_1 et y_2 est :

$$Q_{y_1 y_2} = \int_{t_1}^{t_2} q dt \quad (2)$$

où $Q_{y_1 y_2}$ est la quantité d'eau reçue par la bande $[y_1 y_2]$ (m^3)
 q est le débit du gicleur (constant) ($m^3 s^{-1}$)
 t_i est l'instant de passage du jet sur y_1 (s)

$$\text{or } y_t = H \operatorname{tg} \alpha(t) \quad (3)$$

où $H = OJ$ hauteur du gicleur (m)

en utilisant l'équation (1) :

$$y_t = H \operatorname{tg} (\alpha_m \sin \omega t)$$

$$\alpha_m \sin \omega t = \operatorname{Arctg} \frac{y_t}{H} \quad (4)$$

l'expression exacte de t en fonction de y_t s'écrit alors :

$$t = \frac{1}{\omega} \operatorname{Arcsin} \left(\frac{1}{\alpha m} \operatorname{Arctg} \frac{y_t}{H} \right) \quad (5)$$

l'équation (1) s'intègre alors aisément (q constant) et donne :

$$Q_{y_1 y_2} = q \frac{1}{\omega} \left(\operatorname{Arcsin} \left(\frac{1}{\alpha m} \operatorname{Arctg} \frac{y_2}{H} \right) - \operatorname{Arcsin} \left(\frac{1}{\alpha m} \operatorname{Arctg} \frac{y_1}{H} \right) \right) \quad (6)$$

Q en m^3 , q en $m^3 s^{-1}$, ω en srd^{-1} et αm en rd

l'équation (6) donne sur toute la surface arrosée de $-y_m$ à y_m :

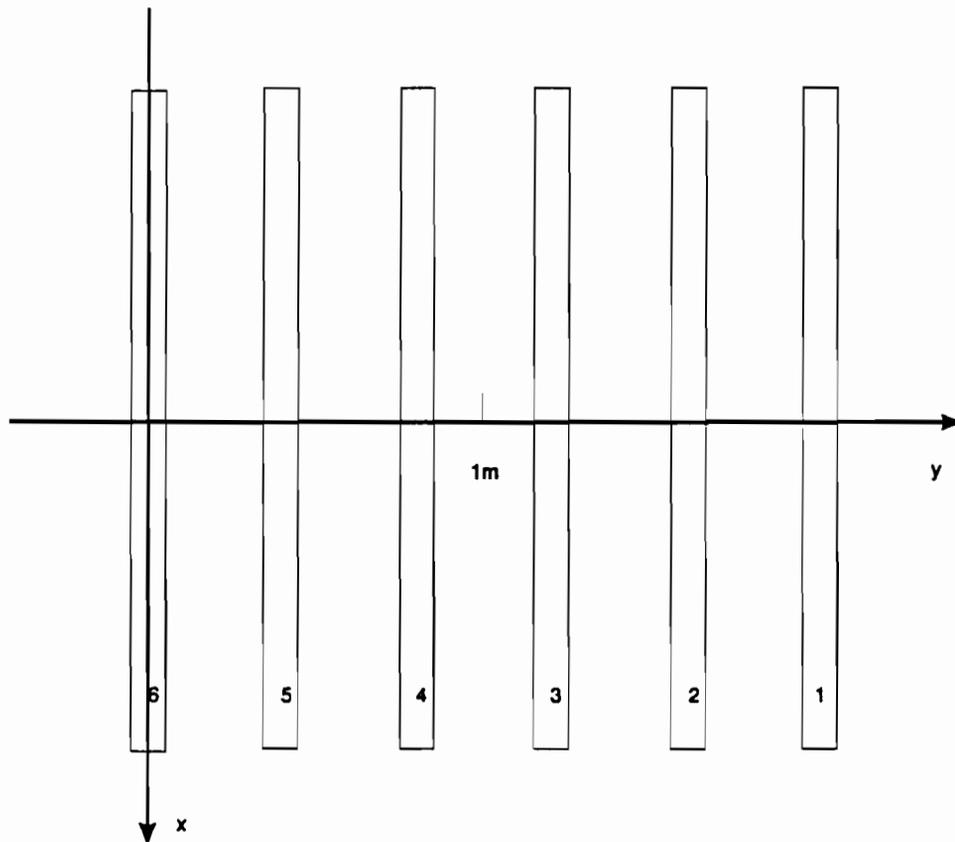
$$Q_{-y_m y_m} = q \frac{1}{\omega} \left(\operatorname{Arcsin} \left(\frac{\alpha m}{\alpha m} \right) - \operatorname{Arcsin} \left(\frac{-\alpha m}{\alpha m} \right) \right)$$

$$Q_{-y_m y_m} = q \frac{1}{\omega} \pi = q \frac{T}{2} \quad (7)$$

T est la période du mouvement sinusoïdal et $Q_{-y_m y_m}$ est la quantité d'eau reçue par la surface arrosée.

Si l'on veut connaître la répartition de l'eau reçue sur la surface balayée, on peut calculer la quantité d'eau reçue par des tranches de sol parallèles à la ligne de pente (axe oy). Ces tranches ont pour longueur L_x et pour largeur L_y . Ce résultat théorique peut être vérifié expérimentalement en plaçant un jeu de boîtes rectangulaires disposées dans l'axe du pinceau d'arrosage (fig.4).

Figure 4: Dispositif expérimental de calcul de la répartition de l'eau précipité



Pour une tranche i à un instant t , le débit effectif à prendre en compte n'est pas tout le débit q du gicleur mais seulement la fraction du pinceau qui est reçue sur la largeur L_y :

$$\frac{q}{L_x} \frac{2xm}{2xm} \text{ avec } xm = H \operatorname{tg}\beta \text{ et } \beta = \text{ouverture transversale du gicleur}$$

on fait l'hypothèse réaliste de l'uniformité du jet sur $[-xm, xm]$, por un temps t_0 il y a :

$$\frac{2t_0\omega}{2\pi} = \frac{2t_0}{T} \text{ passages}$$

la quantité d'eau recueillie dans la tranche i est suivant l'equation (6) et les données géométriques de la tranche :

$$Q_i = \frac{qL_x}{2H\operatorname{tg}\beta} \frac{t_0}{\pi} \left(\operatorname{Arcsin}\left(\frac{1}{\alpha m} \operatorname{Arctg}\left(\frac{y_i}{H}\right)\right) - \operatorname{Arcsin}\left(\frac{1}{\alpha m} \operatorname{Arctg}\left(\frac{y_i - L_y}{H}\right)\right) \right) \quad (8)$$

Il est possible de faire une application numérique pour une surface arrosée au sol égale à l'embase de la tour (2.8 x 4m)

$$2H\operatorname{tg}\beta = 2.80\text{m}, \alpha m = \operatorname{Arctg}\frac{2}{4.10} = 0.54, H = 4.10\text{m}$$

on note Q^*i le pourcentage de volume retenue dans la tranche i par rapport au volume émis:

$$Q^*i = \frac{Q_i}{qt_0} \times 10$$

On vérifie que pour l'ensemble de la surface arrosée ($L_x = 2.80\text{m}$, $L_y = 4\text{m}$, $y_i = y_m = 2\text{m}$), on

$$a: Q^*i = \frac{Q_i}{q_{t_0}} \times 10 = 100\%$$

On calcule la quantité d'eau reçue par une parcelle de 1m^2 située au centre de la surface arrosée ($L_x = 1\text{m}$, $L_y = 1\text{m}$, $y_i = 0.5\text{m}$ centré en y) :

$$Q^*i = \frac{Q_i}{q_{t_0}} \times 10 = 6.15\%$$

Ce pourcentage d'eau reçue par la parcelle peut être comparé aux rapport de surface : parcelle/ surface arrosée :

$$\frac{1}{4 \times 2.8} = 9$$

Si l'on diminue la course du gicleur de moitié ($y_m/2$), Q^*i devient 12.1%. La parcelle reçoit alors 12% du volume d'eau émis alors qu'elle représente 18% de la surface arrosée.

Pour un gicleur de débit donné, la quantité reçue par la parcelle globalement, dépend donc uniquement de l'angle d'oscillation du gicleur. Il reste à vérifier l'homogénéité de l'arrosage sur la parcelle. Pour cela, on réalise une application numérique de l'équation (8) pour une série de tranche i de 1m de long disposée tous les 40cm de part et d'autre de l'axe y (Fig.4).

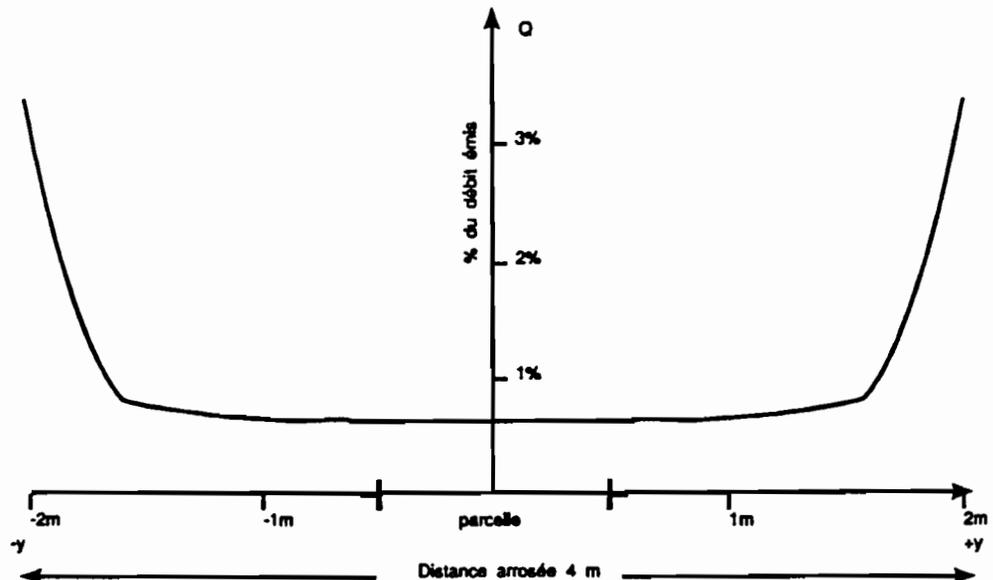
$$2H \tan \beta = 2.80\text{m}, \alpha_m = \text{Arctg} \frac{2}{4.10} = 0.54, H = 4.10\text{m}, L_y = 0.10\text{m}, L_x = 1\text{m}$$

Le tableau 1 donne les résultats de cette application numérique et la figure 5 montre la répartition de l'eau sur la surface arrosée.

Tableau 1 : Distribution de l'eau reçue sur la surface arrosée

Tranche i	1	2	3	4	5	6
$Q^*i\%$	3.38	0.89	0.71	0.64	0.63	0.62

Figure 5 : Distribution de l'eau reçue sur la surface arrosée



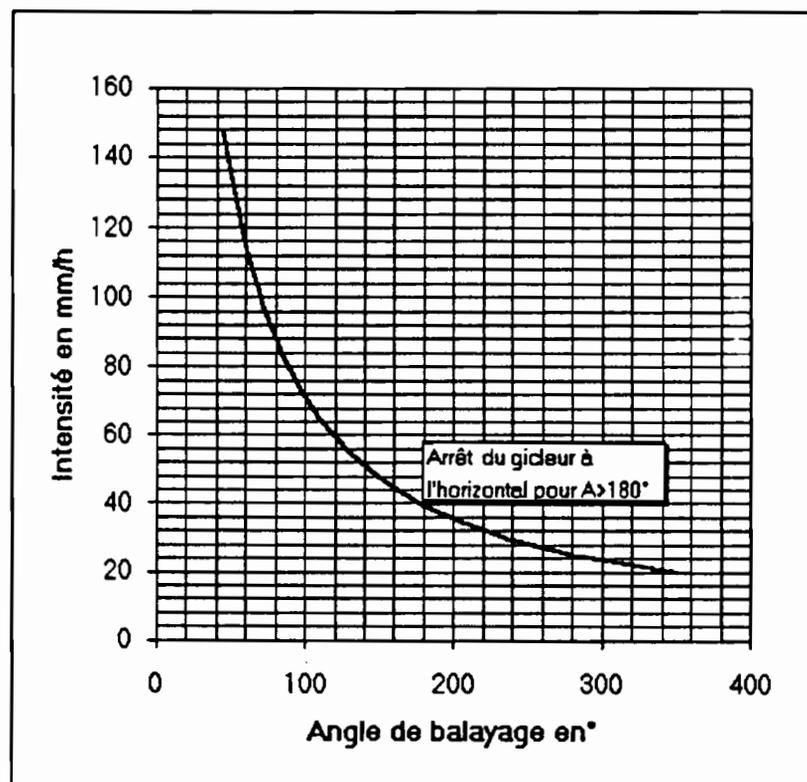
La non uniformité de l'aspersion se fait sentir d'autant plus que l'on se rapproche des extrémités (lieu où la vitesse du bras oscillant s'annule. On voit sur la figure 4 que l'on peut considérer que tous les points situés de part et d'autre de l'axe centrale jusqu'à 1,50 reçoivent grossièrement la même quantité d'eau. Ceci permet d'installer une parcelle de 1 m² et de disposer d'un anneau de garde de 1 m pour faire des prélèvements ou suivre la cinétique d'infiltration sans perturber la parcelle.

Le calcul de la quantité d'eau reçue par la parcelle pour un angle donné de balayage permet de construire un abaque d'étalonnage (intensité de pluie = f(angle)) pour les données expérimentales idéales :

- Gicleur bien centré à 4,10m de la parcelle,
- Pression stabilisée à 0.4 bars

Cet abaque est donné par la figure 6. Le positionnement de l'appareil par rapport à la parcelle étant difficile (pente du terrain, déléger décentrage de la tour lorsqu'on tire sur les haubans de fixation), il est conseillé d'étalonner l'appareil à chaque mise en place. On peut citer une conclusion de Toebes et Ourivaev (1970) d'une étude sur différents infiltromètres à aspersion utilisés en sciences du sol : "La fiabilité des infiltromètres à aspersion dépend surtout des étalonnages d'intensité de la pluie effectuée avant ou après la pluie".

Figure 6 : Abaque des intensité de la pluie simulée en fonction de l'angle de balayage du gicleur



3. Les paramètres hydrologiques accessibles par la mesure sous pluie simulée.

Le ruissellement est mesuré très près de la bordure aval de la parcelle. On néglige dans toute l'étude les temps de transfert de l'eau à partir des points les plus éloignés de l'exutoire et le temps de transfert entre l'exutoire et la «cuve» enregistreuse qui recueille l'eau ruisselée.

Cette approximation est justifiée par les faibles dimensions du dispositif. Le limnigramme donne la hauteur des lames ruisselées cumulées en fonction du temps. La pente de la tangente en chaque point du diagramme donne l'intensité de ruissellement. La précision des mesures est de 1/10 mm pour les hauteurs d'eau ruisselée et de 10 secondes pour le temps.

Le graphique 3 représente le hyétogramme d'une pluie simulée sur une parcelle de 1 m². Les intensités contrôlées de la pluie sont notées $I(t)$, et l'intensité de ruissellement mesurée en chaque point du limnigramme, $R(t)$.

Du début de la pluie jusqu'au temps t_i on n'observe aucun ruissellement, c'est la phase d'imbibition. Une première quantité d'eau (très faible) est interceptée par la végétation (I_{nt}). L'infiltration est ensuite totale, l'intensité potentielle d'infiltration est en chaque point de la parcelle supérieure à l'intensité de la pluie. L'intensité d'infiltration $F(t)$ est égale à $I(t)$. La capacité d'infiltration diminue tandis que le sol s'humecte, elle devient en plusieurs points inférieure à l'intensité de la pluie et l'eau commence à remplir les dépressions de la parcelle. On note ce temps t_p (pounding time). $F(t)$ diminue tandis que le stockage de l'eau en surface $S(t)$ augmente.

Au temps t_i les flaques débordent, l'eau se met en mouvement et parvient à l'exutoire. L'hydrogramme prend une forme de S allongé, l'intensité de ruissellement augmente, celle d'infiltration diminue. Si toutes les flaques débordent la totalité de la superficie de la parcelle participe au ruissellement. La hauteur moyenne de la lame d'eau en mouvement à la surface (D_m) augmente. Cette phase correspond à un régime transitoire.

A partir du temps t_m s'établit un palier de ruissellement, dont l'intensité a atteint un maximum, l'infiltration est alors constante, il s'est établi un régime permanent (D_m constant).

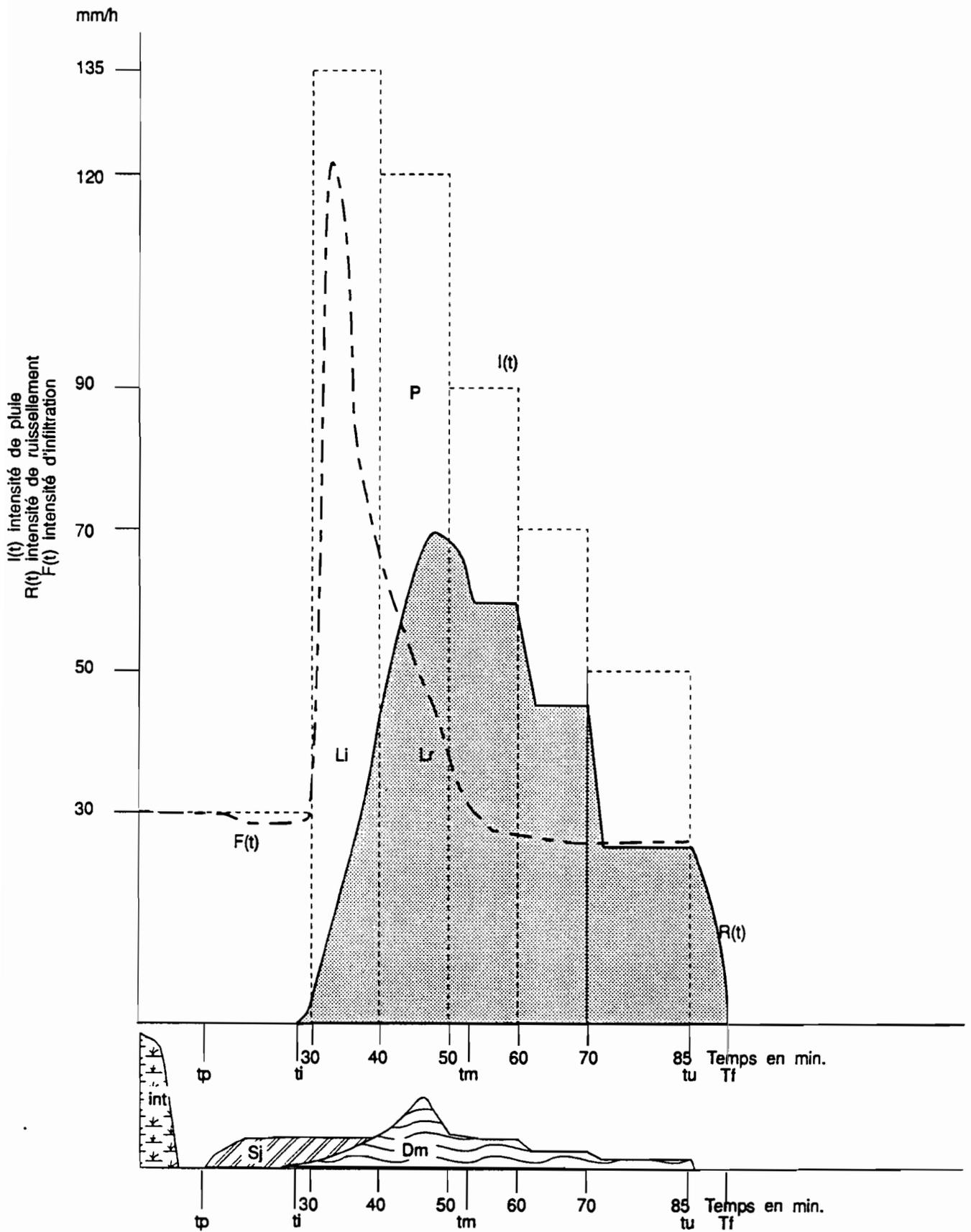
Au changement d'intensité de la pluie, la lame d'eau mobilisable (D_m) varie dans le même sens que $I(t)$. La charge en surface varie, les conditions de ruissellement et d'infiltration se modifient. Le régime permanent cesse jusqu'à un nouvel équilibre entre les variables en jeu : épaisseur de la lame d'eau ruisselante, intensité d'infiltration et intensité de ruissellement. On retrouve un palier caractéristique du nouveau régime permanent.

Lorsque la pluie cesse, le ruissellement décroît lentement pour s'annuler au temps t_f . C'est la phase de vidange, la quantité d'eau qui s'écoule représente la détention superficielle récupérable (D_r) ; c'est la partie non infiltrée des réserves superficielles acquises à la fin de la pluie (D_m).

Pour chacune des phases décrites on peut faire le bilan et en tirer les équations entre les grandeurs mesurées (LAFFORGUE, 1977). Pour cela, on utilise les notations suivantes:

- $P_u(t)$: hauteur de pluie à l'instant t
- $L_r(t)$: lame ruisselée à l'instant t
- $S(t)$: lame stockée en surface à l'instant t
- $D_m(t)$: détention superficielle mobilisable à l'instant t
- $D_r(t)$: détention superficielle récupérable à l'instant t
- $I(t)$: intensité de la pluie à l'instant t
- $R(t)$: intensité de ruissellement à l'instant t
- $F(t)$: intensité d'infiltration à l'instant t
- R_x : intensité maximale de ruissellement pour une intensité donnée
- F_n : intensité minimale d'infiltration pour une intensité donnée
- t_i : temps correspondant à l'apparition du ruissellement
- t_m : temps correspondant à l'apparition du régime permanent
- t_u : temps correspondant à la fin de la pluie
- t_f : temps correspondant à la fin du ruissellement.

Figure 7 : Processus hydrologiques sur la parcelle



- Pour la totalité de la pluie l'équation du bilan s'écrit :

$$Pu(t) - Lr(t) - Dm(t) - S(t) - Li(t) = 0 \quad (1)$$

- Pendant la phase d'imbibition

$$Lr(t) = 0, Dm(t) = 0, Pu(t) - Li(t) - S(t) = 0 \quad (2)$$

- Régime transitoire

$$\text{en dérivant l'équation(1)} \quad I(t) - R(t) - \frac{dDm}{dt} - \frac{dS}{dt} = 0 \quad (3)$$

- Régime permanent

$$I(t) = I, R(t) = Rx, F(t) = Fn, \frac{dDm}{dt} = 0, \frac{dS}{dt} = 0$$

$$I - Rx - Fn = 0 \quad (4)$$

- Phase de vidange

$$Lr(tf) - Lr(tn) = Dm(tu) + S(tu) - S(tf) + Li(tu) - Li(tf) \quad (5)$$

soit en désignant par Dr (Détection superficielle récupérable pour le ruissellement) la hauteur de la lame d'eau que l'on récupère après l'arrêt de la pluie ; Lif celle qui s'infiltré :

$$Dr = Dm(tu) + S(tu) - S(tf) - Lif \quad (6)$$

4. Le protocole de pluie simulée

Les études sous pluie simulée ont montré que sur une surface élémentaire, les facteurs principaux du ruissellement sont la hauteur et l'intensité de la pluie ainsi que l'état d'humectation du sol (CASENAVE, 1982). Le protocole doit permettre de déterminer pour chacune des parcelles les liaisons existant entre ces différents paramètres. L'influence de l'état d'humectation du sol sur le ruissellement est quantifiée à partir d'une série de pluies simulées séparées par des temps de ressuyage plus ou moins longs. Chacune des pluies simulées est constituée d'une séquence de 5 à 7 intensités différentes, déterminées à partir des caractéristiques des pluies naturelles de la région. Cela permet d'étudier le rôle de l'intensité de la pluie sur le ruissellement pour une gamme d'états d'humectation de sol donnée.

Pour rester proche des conditions naturelles, on a estimé que ce protocole devrait répondre aux critères suivants :

- Le total pluviométrique reçu par la parcelle doit être inférieur au total annuel médian.
- Le nombre d'averses doit être suffisant pour avoir des temps de ressuyage des sols différents.
- Les hauteurs d'eau reçues par chaque parcelle en cours d'averse doivent être suffisantes pour permettre de définir une relation lame ruisselée-pluie utile. Les pluies sont donc suffisamment longues. Nous avons choisi de reproduire des averses de récurrence au moins annuelle ou décennale.
- La forme de la pluie tient compte des intensités obtenues dans l'étude des courbes intensité - durée - fréquence et de leur répartition dans le temps pour qu'elle ressemble aux précipitations les plus courantes dans la zone d'étude. En zone sahélienne, il s'agit de tornades simples composées d'une ondée préliminaire, un corps prédominant et une traîne d'intensité plus faible et de courte durée (Cf TP).

Deux pluies types ont été définies à partir de l'étude des averses sahéliennes (Brunet-Moret, 1963). Elles sont données dans le tableau 2.

Le tableau 2 forme des pluies simulées.

Pluie type 1	Pluie type 2
10 minutes à 40 mm.h-1	30 minutes à 30 mm.h-1
10 minutes à 120 mm.h-1	10 minutes à 135 mm.h-1
10 minutes à 90 mm.h-1	10 minutes à 120 mm.h-1
10 minutes à 70 mm.h-1	10 minutes à 90 mm.h-1
10 minutes à 50 mm.h-1	10 minutes à 70 mm.h-1
	15 minutes à 50 mm.h-1
H = 61,7 mm	H = 96,7 mm

Si on se réfère aux études statistiques sur les données aux stations de référence de la zone sahélienne, on remarque que la pluie de type 1 correspond à une averse de récurrence annuelle celle de type 2 une averse décennale.

Le tableau 3 donne la succession des averses utilisée dans plusieurs protocoles (Albergel, 1987)

Tableau 3: Succession des pluies simulées

Forme de la pluie	Hauteur mm	Temps d'arrêt entre 2 pluie
Type 2	96,7	72
Type 1	61,7	72
Type 1	61,7	12
Type 1	61,7	48
Type 2	96,7	12

Ce protocole est réalisé en saison sèche, un mois, au moins, après la dernière pluie, pour être sûr de débiter l'expérimentation sur un sol bien sec et pour s'affranchir des pluies naturelles. Chaque événement est réalisé le matin très tôt ou la nuit, pour ne pas être perturbé par les vents de saison sèche et pour profiter des meilleures conditions de travail pendant l'expérimentation (chaleur, évaporation). Le calendrier expérimental tient compte de l'éloignement des parcelles pour pouvoir les traiter par lot de trois ou quatre et réaliser de 3 à 5 pluies par jour

5. Exemples de travaux ayant mis en oeuvre les techniques de simulation de pluie

Les travaux de recherches menées à l'ORSTOM et utilisant les techniques de simulation de pluie sont essentiellement de trois types.

a) En hydrologie de petits bassins versants, le simulateur de pluie a été utilisée pour réaliser un référentiel des aptitudes au ruissellement des sols en Afrique sahélienne (Casenave & Valentin, 1989). Cette étude portant sur les facteurs explicatifs de l'infiltration a mis en relief l'aspect prépondérant des états de surface : couvert végétal, activité de la mésofaune, organisation pelliculaire de l'horizon superficiel du sol.

Une autre étude s'est intéressée à définir la perméabilité globale de différents bassins à partir des essais au simulateur de pluie dans le but de prédéterminer les crues de projet. Pour se faire, on a recherché les liaisons existantes entre les mesures ponctuelles de ruissellement aux observations d'écoulement à l'exutoire. Un premier travail sur les bassins forestiers de Côte d'Ivoire a permis de montrer qu'il est possible de prédéterminer la crue de projet à partir des résultats de simulation de pluie observés sur trois sites judicieusement installés sur une toposéquence (Casenave et al, 1982). Sur les bassins versants sahéliens Albergel, 1987 établit un modèle de prédétermination de la crue de projet à partir d'une carte des états de surface et d'essais de pluie simulée. Rodier (1992) publie une étude faisant la synthèse des travaux menés au Sahel pour prédéterminer la crue de projet à partir des essais de simulation de pluie sur parcelles.

Les tests de simulation de pluie ont été également utilisés dans la recherche de fonction de production dans des modèles pluie-débit à discrétisation spatiale (Chevallier et al, 1983, Albergel, 1987, Albergel et al 1988) ou des modèles par aires contributives dans un modèle d'hydrologie urbaine dans la ville de Niamey (Bouvier & Desbordes, 1990).

b) En physique des sols le simulateur de pluie a été utilisé pour caractériser les propriétés physiques et hydrodynamiques des organisations superficielles (Valentin, 1981). Une comparaison de la détermination in situ des propriétés hydrodynamiques des sols par la méthode de l'infiltration dans un double anneau et celle du simulateur de pluie a montré l'utilité du second appareil pour comprendre le ruissellement sous pluie naturelle (Touma & Albergel, 1992). Un modèle physique du ruissellement en nappe sur des sols du Togo a été mis au point en utilisant la simulation de pluie (Bader, 1990). Un programme de recherche en cours essaye de coupler les expérimentations sous simulation de pluie à la caractérisation des sols par rétractométrie. Cette dernière technique mise au point par Braudeau, 1988 a, b, détermine la capacité de recharge en eau d'un sol en mesurant le gonflement de ses argiles en phase d'imbibition ou leur rétraction en phase d'assèchement.

c) En agronomie le simulateur de pluie a été utilisé essentiellement dans deux domaines. Le premier est l'amélioration de l'estimation du ruissellement dans le bilan hydrique des plantes cultivés (Mil au Mali, arachide au Sénégal) (Albergel & Al, 1991). Le second est le test de techniques culturales sur l'aptitude au ruissellement (Lamachère 1991).

Bibliographie

ALBERGEL J., (1987) Genèse et prédétermination des crues au BURKINA FASO. Du m² au km². étude des paramètres hydrologiques et de leur évolution. *Thèse de Doctorat es sciences de l'université PARIS VI PARIS, Col Etudes et Thèses de l'ORSTOM* 336 p

ALBERGEL J., CHEVALIER P., LORTIC B. (1987). D'OURSIS à GAGARA: transposition d'un modèle de ruissellement dans le SAHEL (BURKINA FASO) *Hydrologie continentale, ed de l'ORSTOM. vol 2 n°2* pp 77-86

ALBERGEL J, PEREZ P., VAKSMANN M. (1991) Amélioration des modèles du bilan hydrique sur parcelles par la prise en compte du ruissellement. *in Soil Water Balance in the Soudano Sahelian Zone. SIVAQUMAR M.V.K., WALLACE J.S., RENARD C., GIROUX C., éditeurs. IAHS publ N°199, Niamey proceedings of the Int. Workshop 18-23 Fev. 1991* pp 483-496.

Bader J.C. (1990) Extrapolation de mesures ponctuelles de ruissellement à l'échelle d'un versant homogène. *Rapport ORSTOM. Lomé.* 56 p.

Bentley W.A. (1904) Studies of raindrops and raindrop phenomena. *Monthly weather review* 32 pp 450-456

Bouvier C., Desbordes M. (1990) Un modèle de ruissellement urbain pour les villes d'Afrique de l'Ouest. *Hydrologie Continentale Vol.5, n°2, Ed de l'ORSTOM* pp 77-86

Braudeau E. (1988 a) Méthode de caractérisation pédo-hydrigue des sols basée sur l'analyse de la courbe de retrait. *Cahiers ORSTOM, ser. Pédol, Vol XXIV*, pp 179-189

Braudeau E. (1988 b) Essai de caractérisation quantitative de l'état structural d'un sol basé sur l'étude de la courbe de retrait. *C.R. Acad. Sci Paris, t 307, Serie II* pp 1933-1988

Casenave A., Valentin C. (1989) Les états de surface de la zone sahélienne. Influence sur l'infiltration. *Col. Didactiques. Ed. de l'ORSTOM* 229 p.

Casenave A., Guiguen N., Simon J.M. (1982) Etude des crues décennales des petits bassins forestiers en Afrique tropicale. *Cahiers ORSTOM, Ser. Hydrol. Vol XIX n°4* pp 229-252

Casenave A. (1982) Le minisimulateur de pluie. Conditions d'utilisation et principes de l'interprétation des mesures. *Cahiers ORSTOM, Ser. Hydrol. Vol XIX n°4* pp 207-228

Chevallier P., Claude, J., Pouyaud, B., Bernard A. (1985). Pluies et crues au Sahel. Hydrologie de la mare d'Oursi. Burkina Faso. Travaux et documents n°190 ORSTOM PARIS, 251 p.

Laforgue, A. (1977) Inventaire et examen des processus élémentaires de ruissellement et d'infiltration sur parcelles. Application à une exploitation méthodique des données obtenues sous pluies simulées. *Cah. ORSTOM, ser. Hydrologie. Vol XIV n°4* pp 299-344

Lamachère J.M. (1991) Aptitude au ruissellement et à l'infiltration d'un sol sableux fin après sarclage. Soil Water Balance in the Sudano Sahélian Zone. *Proceedings of Niamey Workshop, Fev. 1991. IAHS publ n°199*, pp 109-119

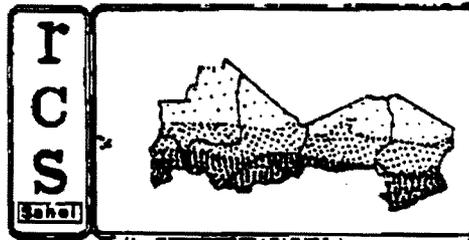
Rodier J; (1992) Du simulateur de pluie aux bassins versants représentatifs sahéliens. *Coll Etudes et hèses. Ed de l'ORSTOM*, 76p.

Touma J. & Albergel J. (1992) Determining soil hydrologic properties from rain simulator or double ring infiltrometer experiments : a comparison. *Journal of Hydrology*,

Valentin , C. (1981) Organisations pelliculaires superficielles de quelques sols de région subdésertiques. Dynamique de formation et conséquences sur l'économie en eau. *Col., études et thèse de l'ORSTOM. Thèse docteur 3°cycle. Université PARIS VII*, 229 p.

A N N E X E V I I

ORSTOM



Atelier de Formation aux Techniques d'Etude de l'eau dans le système Sol - Plante - Atmosphère

Mbour, 30 Novembre - 10 Décembre 1992

**ÉCOULEMENTS DANS LES SOLS NON
SATURÉS**

Jawdat TOUMA

Écoulements dans les sols non saturés

1. Domaine d'étude et applications:

- Agronomie: gestion des périmètres irrigués, aération et drainage des sols...
- Sciences de l'environnement: pollution des nappes et/ou des sols, renouvellement des ressources naturelles, intrusion de front salin dans les nappes côtières d'eau douce...
- Génie civil: stabilité des ouvrages, écoulements à travers digues et barrages en terre...
- Génie pétrolier: exploitation et/ou récupération du pétrole
- Hydrologie: infiltration, ruissellement...

2. Définitions:

- Milieu polyphasique: solide, constitué par les grains (indice s); liquide, généralement de l'eau (indice w) et gaz, généralement de l'air (indice a). On peut le schématiser comme suit:

masses		volumes
M_a	gaz	V_a
M_w	liquide	V_w
M_s	solide	V_s

Vu la différence entre la masse volumique de l'air (ou du gaz en général) et celles des deux autres constituants, on peut considérer $M_a = 0$, d'où $M_t = M_w + M_s$ et $V_t = V_w + V_s + V_a$

- Porosité, n : c'est le volume des vides par rapport au volume total:
$$n = (V_w + V_a)/V_t \quad (1)$$

- Masses volumiques:

* des grains :
$$\rho_s = M_s/V_s \quad (2)$$

* apparente sèche :
$$\rho_d = M_s/V_t \quad (3)$$

d'où :
$$\rho_d/\rho_s = V_s/V_t = \{V_t - (V_w + V_a)\}/V_t = 1-n \quad (4)$$

* apparente humide :
$$\rho_h = (M_s + M_w)/V_t \quad (5)$$

- Teneurs en eau:

* pondérale :
$$\omega = M_w/M_s \quad (6)$$

* volumique : $\theta = V_w/V_t$ (7)

d'où : $\theta/\omega = (V_w/M_w) \cdot (M_s/V_t) = \rho_d/\rho_w$ (8)

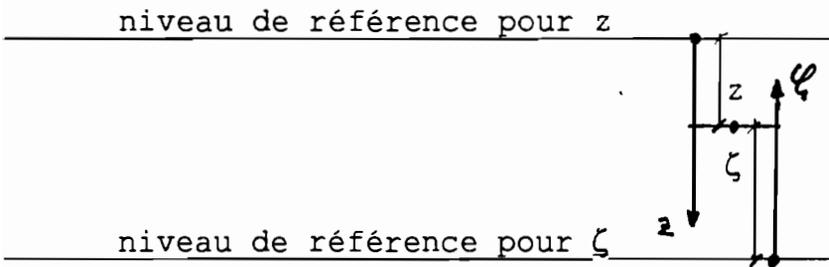
or $\rho_w = 1 \text{ g/cm}^3$ et donc $\theta = \omega \cdot d_d$ (9)

dans cette dernière équation, d_d est la densité apparente du sol sec, numériquement égale à sa masse volumique mais sans dimension.

ρ_h et ρ_d sont liées par : $\rho_h/\rho_d = (M_s+M_w)/M_s = 1+\omega$ (10)

En milieu saturé, tous les vides sont (en principe) remplis d'eau et donc $\theta = n$, alors qu'en milieu non saturé $\theta < n$. La valeur maximale de θ atteinte à la saturation est notée θ_s . Cette valeur est généralement inférieure à n du fait des bulles d'air qui restent piégées. A titre d'exemple, pour un sable n est de l'ordre de $0.4 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ alors que θ_s est de l'ordre de $0.3 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$.

- Energies: On considère un élément de volume d'eau dV , de masse $dm = \rho_w \cdot dV$ et de poids $dW = g \cdot dm = \rho_w g \cdot dV$ (g est l'accélération de la pesanteur), qui se trouve à l'instant t à la cote z (ou ζ , suivant le niveau de référence choisi), soumis à la pression p_w (positive ou négative) par rapport à la pression atmosphérique et qui se déplace à la vitesse v . Il possède une énergie potentielle de gravité E_g (qui dépend du niveau de référence adopté), une énergie potentielle de pression E_p (la somme des deux est le potentiel total) et une énergie cinétique. Son énergie totale étant la somme des trois termes et le potentiel total est la somme $E_g + E_p$ où:



* $E_{g,z} = -z \cdot dW = -g \cdot z \cdot dm = -\rho_w g \cdot z \cdot dV$ (11)

* $E_{g,\zeta} = +\zeta \cdot dW = +g \cdot \zeta \cdot dm = +\rho_w g \cdot \zeta \cdot dV$ (12)

* $E_p = p_w \cdot dV = (p_w/\rho_w) dm = (p_w/\rho_w g) dW = h \cdot dW$ (13)

où $h = p_w/\rho_w g$ est la pression exprimée en hauteur de colonne d'eau et relativement à la pression atmosphérique.

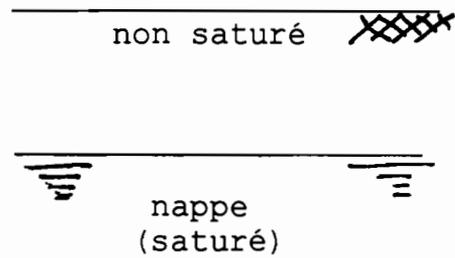
* $E_c = \rho_w v^2 \cdot dV/2 = v^2 \cdot dm/2 = v^2 \cdot dW/2g$ (14)

Généralement, on définit ces quantités par unité de poids. Elle sont donc à diviser par dW . Dans ce cas, le

potentiel total est appelé la charge hydraulique et noté $H_z = h - z$ (ou $H_\zeta = h + \zeta$).

Dans les sols, les vitesses d'écoulement sont suffisamment faibles pour que l'on puisse négliger le terme de l'énergie cinétique devant le potentiel total. Dans ce cas, la charge hydraulique représente le travail que peut fournir (ou à fournir à) l'unité de poids d'eau pour ramener son niveau énergétique à celui de l'eau libre au niveau de référence.

A noter que le signe de la quantité h permet de distinguer entre sol saturé et non. En effet, si l'on considère un profil de sol avec une nappe dont la surface libre soit à la profondeur z_n et que l'eau soit en équilibre dans ce profil, on peut appliquer les lois de l'hydrostatique pour déduire la distribution de la pression si on la connaît en un seul point du profil. Or, à la surface de la nappe, l'eau est à la pression atmosphérique. D'où il découle que la pression h est négative dans la zone non saturée et positive ou nulle dans la zone saturée. Ceci a pour conséquence que la teneur en eau volumique, θ , dans cette zone dépend de la pression: elle diminue avec h (lorsque h augmente en valeur absolue). De même, la conductivité hydraulique K croît avec θ et atteint sa valeur maximale, notée K_s , lorsque le milieu est saturé.



3. Hypothèses:

- Le sol:

* homogène: les propriétés déterminées en un point sont indépendantes de la position du point;

* isotrope: en un point donné, les propriétés déterminées sont indépendantes de la direction dans laquelle elles sont mesurées;

* indéformable: l'écoulement de l'eau ne change pas la configuration géométrique du sol. Un corollaire à cette hypothèse est que la porosité n , la teneur en eau à saturation θ_s , ainsi que la conductivité hydraulique à saturation K_s , sont constantes;

* chimiquement inerte: il n'existe pas d'interactions chimiques entre le squelette solide et l'eau même si celle ci est chargée de matières dissoutes.

- L'eau:

* liquide incompressible et donc de masse volumique constante;

* pure: on ne considère pas les variations de concentration d'une éventuelle matière dissoute.

- L'air est supposé constamment relié à l'atmosphère. Sa présence n'affecte pas l'écoulement de l'eau.

- L'écoulement:

* isotherme: les propriétés des différents constituants restent constantes pendant l'écoulement;

* conservatif: il n'y a pas de production ni de disparition de matière pendant l'écoulement;

* de vitesse suffisamment faible pour que l'énergie cinétique de l'eau puisse être négligée. Le seul moteur de l'écoulement est donc un gradient (variation) de la charge hydraulique.

4. Equations de l'écoulement:

On ne considère que l'écoulement vertical. L'axe z est orienté positivement vers le bas avec son origine prise à la surface du sol. L'équation de l'écoulement s'obtient par la combinaison de deux équations: dynamique et continuité. L'équation dynamique exprime la relation entre la vitesse de l'écoulement et le moteur qui l'induit; alors que l'équation de continuité exprime la conservation de la masse en tout point du domaine étudié.

* Equation dynamique: c'est la loi de Darcy, à l'origine expérimentale et établie d'abord pour des écoulements saturés, étendue et vérifiée expérimentalement par la suite pour les écoulements non saturés. Elle s'écrit:

$$q = - K \cdot \frac{\partial H}{\partial z} = - K \cdot \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) \quad (15)$$

où q est la densité de flux volumique (débit par unité de surface), $K = K(\theta)$ est la conductivité hydraulique, fonction de la teneur en eau θ , $H = h - z$ est la charge hydraulique, h étant la pression de l'eau au point considéré et z sa cote. q et K ont les dimensions d'une vitesse.

* Equation de continuité: pour l'écoulement vertical de l'eau considérée comme un liquide incompressible elle s'écrit:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial z} = 0 \quad (16)$$

où t est le temps.

* Equation de l'écoulement: remplaçant (15) dans (16) on obtient:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \{ K \cdot \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) \} \quad (17)$$

Cette équation contient deux variables dépendantes θ et h, pour qu'elle puisse être résolue il faut en éliminer une en utilisant la relation qui existe entre elles. Ceci peut être fait de deux façons différentes:

- le premier membre de (17) est écrit sous la forme:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = (d\theta/dh) \cdot (\partial h / \partial t) = C \cdot \partial h / \partial t$$

et (17) devient:

$$C \cdot \partial h / \partial t = \partial / \partial z \{ K \cdot (\partial h / \partial z - 1) \} \quad (18)$$

où $C = d\theta/dh$ est la capacité capillaire, elle a les dimensions de l'inverse d'une longueur. L'équation (18) est désignée sous le nom d'équation de Richards.

- la seconde façon d'obtenir (17) avec une seule variable indépendante consiste à écrire le terme $K \cdot \partial h / \partial z$ dans le second membre sous la forme:

$$K \cdot \partial h / \partial z = K \cdot (dh/d\theta) \cdot (\partial \theta / \partial z) = D \cdot (\partial \theta / \partial z)$$

et (17) devient:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \partial / \partial z \{ D \cdot (\partial \theta / \partial z) - K \} \quad (19)$$

où $D = K \cdot (dh/d\theta) = K/C$ est la diffusivité capillaire qui a les dimensions d'une surface divisée par un temps. L'équation (19) est désignée sous le nom d'équation de Fokker-Planck.

A noter que lorsque le milieu se sature θ devient une constante (= θ_s), dans ce cas le membre de gauche de (18) devient nul (puisque C s'annule) et cette équation décrit l'écoulement vertical dans une nappe, alors que l'équation (19) devient indéterminée (puisque D tend vers l'infini).

Pour être exploitables, les équations (18) et/ou (19) nécessitent la connaissance des relations caractéristiques du sol qui sont $\theta = \theta(h)$ et $K = K(\theta)$. Elles sont obtenues in-situ par le suivi de la cinétique de redistribution de l'humidité et de la pression en différents horizons d'un profil vertical de sol préalablement humidifié par apport d'eau à la surface.

5. Méthodologie expérimentale:

Les mesures généralement effectuées sont $H(z_n, t)$ et $\theta(z_n, t)$. A chaque cote z_n ($n = 1, 2, \dots$), les mesures $H(z_n, t)$ fournissent directement la pression à la cote considérée $h(z_n, t)$ par la relation:

$$h(z_n, t) = H(z_n, t) + z_n \quad (20)$$

5.1. La relation $\theta(h)$:

Il suffit d'éliminer le temps t entre $\theta(z_n, t)$ et $h(z_n, t)$ pour obtenir cette relation à chaque cote z_n . Ceci revient à tracer les deux quantités avec la même échelle de temps et de prendre les différents couples (h, θ) mesurés au même temps.

5.2. La relation $K(\theta)$:

D'après (15) on a: $K = -q/(dH/dz)$ où q et dH/dz doivent être déterminés au même instant t_n et à la même cote z_n . Pour le dénominateur, il suffit de tracer le profil de la charge hydraulique $H(z, t_n)$ à partir des différentes mesures $H(z_n, t_n)$ et prendre la pente de ce profil à la cote considérée. Pour évaluer le numérateur, l'équation (16) est intégrée entre une cote z_o et la cote considérée z_n , le résultat étant évalué à t_n . Ce qui donne:

$$\int_{z_o}^{z_n} \frac{\partial \theta}{\partial t} . dz + \int_{z_o}^{z_n} \frac{\partial q}{\partial z} . dz = 0$$

L'espace et le temps étant indépendants, cette équation devient:

$$d/dt \int_{z_o}^{z_n} \theta . dz + q_{zn} - q_{zo} = dS/dt + q_{zn} - q_{zo} = 0$$

S étant le stock d'eau entre les cotes z_o et z_n évalué à l'instant t_n et exprimé en hauteur de colonne d'eau. Il apparaît donc que pour connaître q à z_n , il faut le connaître à z_o . Ce qui donne lieu à deux méthodes expérimentales:

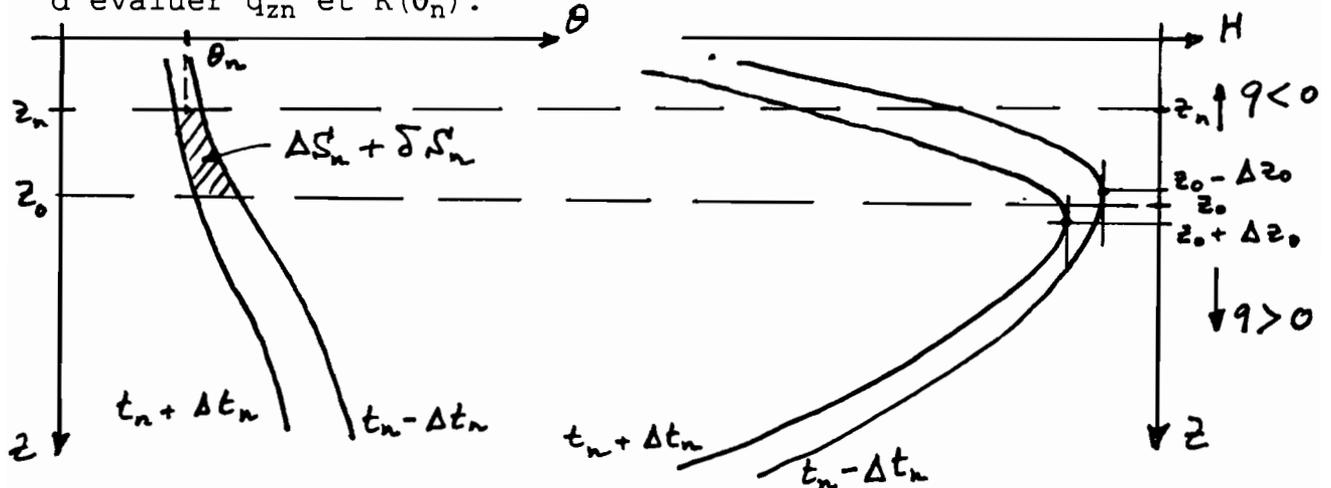
* Le drainage interne

Dans ce cas le suivi du ressuyage s'effectue avec la surface du sol couverte de façon à empêcher l'évaporation (et l'infiltration d'éventuelles pluies). Ceci résulte en $q_{zo} = z_o = 0$. D'une façon générale, le stock évalué (par planimétrie ou intégration numérique des profils hydriques, i.e. $\theta(z, t_n)$) entre la surface du sol et la cote considérée z_n , varie de façon linéaire avec le logarithme du temps. Il suffit par conséquent d'effectuer la régression linéaire $S(z_n, t) = a_n + b_n . \ln t$ et d'évaluer q_{zn} par $-dS(z_n, t)/dt = -b_n/t_n$.

* Le plan de flux nul:

Dans ce cas la surface du sol reste découverte. Le ressuyage s'effectue donc en conditions naturelles si bien qu'il y a évaporation en surface (mouvement ascendant de l'eau, $q < 0$) et percolation (mouvement descendant, $q > 0$) en profondeur. Il existe donc à chaque instant t_n un plan dans lequel $q = 0$, c.à.d. $dH/dz = 0$ d'après (15), qu'il suffit de localiser pour éliminer q_{zo} et fixer la borne inférieure dans l'intégrale qui exprime le stock. Pratiquement, ce plan n'étant pas fixe dans le temps, on considère les instants $t_n - \Delta t_n$ et $t_n + \Delta t_n$ pour lesquels le plan de flux nul se trouve respectivement à

$z_0 - \Delta z_0$ et $z_0 + \Delta z_0$. Au temps moyen t_n , on peut considérer que le plan de flux nul se trouve à z_0 . On peut donc déterminer le stock entre z_0 et z_n aux instants $t_n - \Delta t_n$ et $t_n + \Delta t_n$ que l'on note respectivement $S_n - \delta S_n$ et $S_n + \delta S_n$. Ce qui permet d'approximer dS/dt par $(\Delta S_n + \delta S_n)/2\Delta t_n$ et donc d'évaluer q_{zn} et $K(\theta_n)$.



6. Mise en oeuvre pratique:

6.1. Tensiométrie (mesure de H):

Cette mesure repose sur le principe des vases communicants. Elle consiste à introduire une bougie poreuse, perméable à l'eau mais imperméable à l'air, à la cote de mesure. Elle est reliée à un manomètre à mercure par l'intermédiaire d'un circuit hydraulique saturé comme illustré par le schéma ci-dessous. L'imperméabilité de la bougie à l'air et la saturation du circuit hydraulique impliquent que l'eau tend à un équilibre énergétique de part et d'autre des parois de la bougie. Autrement dit, l'eau à l'intérieur de la bougie est à la même pression que l'eau du sol avoisinant. Le point A, situé à la surface de la réserve de mercure étant en contact avec l'atmosphère, sa pression h_A est donc nulle.

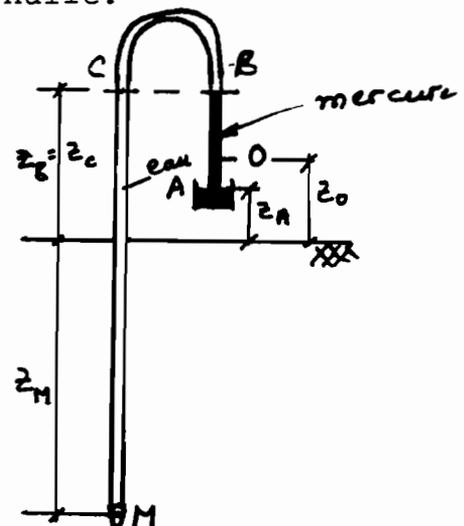
On note O l'origine de l'échelle de mercure, B le sommet de la colonne de mercure, C est au même niveau que B, M le centre de la bougie et ρ_{Hg} la masse volumique du mercure (13.6 g/cm^3), celle de l'eau est $\rho_w = 1 \text{ g/cm}^3$. En appliquant les principes de l'hydrostatique on a:

$$0 = h_A = h_B + (\rho_{Hg}/\rho_w) \cdot (z_B - z_A)$$

$$h_B = h_C$$

et

$$h_C + z_C + z_M = h_M$$



d'où:

$$H_M = h_M - z_M = z_B - (\rho_{Hg}/\rho_w) \cdot (z_B - z_A)$$

en ajoutant et retranchant z_0 à z_B et en remplaçant ρ_{Hg}/ρ_w par sa valeur numérique on obtient:

$$H_M = h_M - z_M = 13.6 z_A - 12.6 z_0 - 12.6 (z_B - z_0)$$

Dans cette dernière équation les deux premiers termes étant constants et de signe contraire, il est toujours possible de positionner la réserve de mercure et l'origine de l'échelle de lecture de façon que leur somme soit nulle. En utilisant des échelles de lecture appropriées (qui tiennent compte du facteur 12.6 dans le dernier terme) la mesure sera directe et ne nécessitera pas de correction.

6.2. Humidimétrie neutronique:

Cette technique est un moyen non destructif pour mesurer l'humidité volumique du sol. Elle repose sur le ralentissement des neutrons rapides émis par une source radioactive introduite dans le sol, processus dit de thermalisation et dû aux chocs successifs que subissent les neutrons rapides avec les noyaux d'hydrogène, et donc principalement ceux de l'eau, présents dans le sol. La relation entre l'humidité volumique à une cote donnée et le comptage neutronique N effectué à la même cote est linéaire de la forme:

$$\theta = a_n + b_n \cdot N \quad (21)$$

Cependant, les coefficients a_n et b_n sont inconnus et doivent être déterminés pour chaque horizon du profil par étalonnage préalable de l'humidimètre neutronique (sonde à neutrons). De plus, plutôt que d'utiliser le comptage N effectué à la cote de mesure, on utilise ce qui est communément appelé "comptage réduit" qui est la valeur de N rapportée à un "comptage standard" effectué dans l'eau. Ce dernier a pour but d'éliminer les biais de l'électronique de la sonde, dus principalement à son échauffement vu les conditions opératoires.

A noter que la mesure de l'humidité n'est pas ponctuelle. En effet, les neutrons rapides sont émis aléatoirement dans toutes les directions autour de la source radioactive. La probabilité qu'un neutron rapide rencontre un noyau d'hydrogène est donc d'autant plus grande que cet élément est abondant autour de la source et donc, que le sol est humide. Il apparaît par conséquent que la région intéressée par la mesure est une sphère, appelée "sphère d'influence", centrée sur la source radioactive et dont le rayon varie suivant l'état d'humidité du sol. Il est de l'ordre de 15 cm pour un sol humide et de l'ordre de 25 à 30 cm pour un sol sec. Ceci implique quelques précautions lors de l'installation des autres senseurs de mesure, notamment les tensiomètres, dont la distance au tube d'accès de la sonde doit être

d'au moins 20 à 25 cm, afin de ne pas perturber la sphère d'influence de cette dernière.

6.3. Etalonnage de la sonde à neutrons:

Généralement, celui-ci est effectué à proximité (quelques mètres) du site d'étude proprement dit. Ceci suppose implicitement qu'à cette échelle le sol reste homogène. Un tube d'accès pour la sonde à neutron est installé et un profil de comptage neutronique effectué immédiatement après l'installation du tube aux différentes cotes de mesure. Celles-ci sont généralement des multiples de 10 cm. Les prélèvements effectués lors de l'installation du tube sont passés à l'étuve pour déterminer l'humidité pondérale à chaque cote de mesure. Une surface (de l'ordre de 1 m²) est délimitée autour du tube d'accès, de façon à ce qu'il soit au centre, et le sol humecté par apport d'une lame d'eau maintenue à la surface. Il va de soi que la quantité d'eau à apporter dépend de la profondeur à étudier. A titre d'exemple, pour humecter le profil sur 1 m de profondeur il faut infiltrer quelques 30 cm d'eau, ce qui représente un volume de 300 l pour 1 m². Un moyen pratique et fiable de s'assurer que le profil a été humecté jusqu'à la profondeur désirée est de fixer la sonde à ladite profondeur et d'attendre que les comptages se stabilisent à leur valeur maximale.

Pendant le ressuage, des prélèvements à différents états d'humidité permettent, par passage à l'étuve, de déterminer l'humidité pondérale ω à chaque cote et chaque état d'humidité. Lors de chaque prélèvement, on effectue un profil neutronique et des comptages standards. Ceci permet de déterminer le comptage réduit pour chaque cote correspondant à chaque état d'humidité. Connaissant ω , il est possible de calculer θ à partir de (9) à condition de connaître ρ_d . Il existe plusieurs méthodes pour mesurer ce paramètre, parmi les plus utilisées on peut citer le densitomètre à membrane, le carottier et le densimètre gammamétrique.

6.4. Conduite des essais:

L'appareil le plus couramment utilisé sur le terrain pour ce type d'expérimentation est l'infiltromètre double-anneau. Il s'agit de deux anneaux métalliques cylindriques concentriques enfoncés d'une dizaine de cm dans le sol. Bien que les dimensions des anneaux ne soient pas standardisées on utilise souvent un anneau intérieur de 25 à 35 cm de rayon, celui de l'anneau extérieur étant le double. La raison d'être de ce dernier est de limiter la composante horizontale de l'écoulement qui a lieu sous l'anneau central et par conséquent, légitimer l'emploi des équations développées plus haut

pour l'écoulement vertical lors du dépouillement des mesures. Le tube d'accès de la sonde à neutrons est installé au centre des anneaux et les tensiomètres aux cotes prescrites et à une distance appropriée du tube. Généralement, les tensiomètres sont installés avec un pas de 10 cm jusqu'à 50 ou 60 cm de profondeur et un pas de 20 cm au-delà. L'installation des appareils doit se faire de façon à perturber le moins possible la surface du sol à l'intérieur des anneaux. L'infiltration a lieu sous une lame d'eau de faible épaisseur (2 à 3 cm) maintenue constante à la surface des deux anneaux -manuellement ou au moyen de vases de Mariotte- pendant toute la phase d'humectation. La lame infiltrée cumulée est mesurée en fonction du temps dans l'anneau central. La profondeur humectée est contrôlée au moyen des tensiomètres et/ou des mesures neutroniques. Si le ressuage doit se dérouler en drainage interne, sitôt après la disparition de la lame d'eau à la surface du sol, celle-ci est couverte (feuilles de plastique, paillage, mulch, copeaux ou plaques de polystyrène expansé, etc...). La fréquence des mesures (profils neutroniques et tensiométriques) est élevée au début du ressuage et devient de plus en plus faible au fur et à mesure que celui-ci se prolonge afin de suivre la cinétique du phénomène qui varie dans le même sens. Généralement, 3 à 6 profils sont relevés au cours des 3 premières heures du ressuage, 2 à 3 profils au cours des 3 heures suivantes et 1 ou 2 profils pour le reste de la première journée. Deux ou 3 profils journaliers suffisent pendant les 3 journées suivantes. Au-delà, la fréquence peut tomber à 1 profil journalier, voire deux profils hebdomadaires si les mesures se prolongent pendant plus qu'une quinzaine de jours, ce qui est fréquemment le cas.

7. Les modèles simplifiés:

Sous réserve des hypothèses du § 3, les équations développées au § 4 décrivent finement l'écoulement dans un sol non saturé aussi bien pendant l'infiltration que pendant le ressuage. En outre, elles sont indispensables pour déterminer les caractéristiques hydriques du sol. Cependant, il existe des situations où la connaissance de ces caractéristiques est de peu d'utilité. C'est notamment le cas lorsqu'on s'intéresse uniquement à l'infiltrabilité (ou capacité d'infiltration) du sol. Par infiltrabilité on entend la lame infiltrée en fonction du temps suite à une lame d'eau d'épaisseur constante et négligeable imposée à la surface du sol. Pour de telles situations il existe plusieurs modèles simplifiés. Les plus importants -et le plus souvent utilisés- sont le modèle de Green et Ampt et le modèle de Philip du nom des chercheurs qui les ont proposés. Outre l'homogénéité du sol, les deux modèles supposent une humidité initiale

(avant l'infiltration) uniforme le long du profil, hypothèse généralement justifiée dès lors que la nappe est à plus de 2 m de profondeur.

7.1. Modèle de Green et Ampt:

D'après ces chercheurs, le sol est caractérisé par 3 paramètres: la teneur en eau à saturation θ_s , à laquelle correspond la conductivité hydraulique à saturation K_s , et une pression au niveau du front d'humectation h_f , l'humidité initiale étant θ_i . A l'instant t après le début de l'infiltration le front d'humectation est à la profondeur z_f , comme schématisé ci-contre. En appliquant la loi de Darcy à la surface du sol, on a:

$$q = -K \cdot dH/dz = -K_s \cdot (h_f - z_f) / z_f = -K_s \cdot (h_f/z_f - 1)$$

A cet instant, la lame infiltrée, notée I , est égale à la quantité d'eau qui s'est accumulée dans le profil, à savoir:

$$I = (\theta_s - \theta_i) \cdot z_f$$

et donc:

$$q = -K_s \cdot \{h_f \cdot (\theta_s - \theta_i) / I - 1\}$$

Par ailleurs, q étant la vitesse d'infiltration, elle est donnée par:

$$q = dI/dt$$

et l'on aboutit à l'équation différentielle ordinaire:

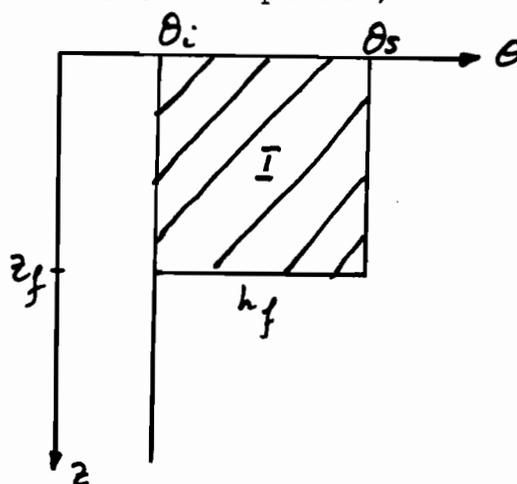
$$dI/dt = K_s \cdot \{1 - h_f \cdot (\theta_s - \theta_i) / I\} \quad (22)$$

qui s'intègre avec la condition:

$$I = 0 \text{ à } t = 0 \text{ pour donner:}$$

$$I = K_s \cdot t - h_f \cdot (\theta_s - \theta_i) \cdot \ln\{1 - I / [h_f \cdot (\theta_s - \theta_i)]\} \quad (23)$$

A noter que la lame infiltrée mesurée en fonction du temps permet, au moyen de (22), d'estimer la conductivité saturée du sol, et ce, par corrélation linéaire entre dI/dt et $1/I$.



7.2. Modèle de Philip:

Ce modèle est obtenu à partir de la solution analytique de l'équation (19) présentée par ce chercheur pour le cas considéré. Il se présente sous la forme:

$$I = S \cdot \sqrt{t} + B \cdot t \quad (23)$$

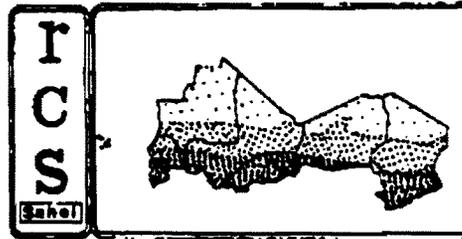
où S est la "sorptivité" et a les dimensions d'une longueur divisée par la racine carrée d'un temps et B a les dimensions d'une vitesse. Physiquement, la sorptivité représente la plus ou moins grande capacité d'un sol à absorber l'eau par capillarité. La mesure de la lame infiltrée en fonction du temps permet d'obtenir ces paramètres en corrélant I/\sqrt{t} avec \sqrt{t} . A noter que si cette équation possède l'avantage sur (22) d'exprimer explicitement I en fonction du temps, la valeur de B est

difficilement utilisable pour déduire la conductivité à saturation du sol K_s puisque la relation entre ces deux paramètres n'est pas bien connue.

8. Conclusion:

Malgré sa complexité apparente, le cas étudié dans le cadre de cet atelier est l'un des plus simples qui soient dans ce domaine, vu la restriction des hypothèses émises. Même dans ce cas, les équations (18) et/ou (19), appliquées à des cas concrets, ne peuvent être exploitées sans recours aux techniques numériques de résolution par ordinateur. Grâce à ces techniques, il est possible d'envisager des cas bien plus complexes que celui examiné ici. A titre d'exemple, il est possible d'obtenir des solutions pour des sols hétérogènes ou anisotropes, de tenir compte du rôle de l'air dans le sol ou des matières dissoutes dans l'eau ou des écoulements dus à des gradients de température etc... Il est évident que plus le phénomène étudié est complexe, plus les équations qui le décrivent le sont aussi et plus le modèle numérique nécessaire pour les résoudre est sophistiqué. Cependant, il faut garder présent à l'esprit que quelle que soit la complexité des équations, elles sont toujours subordonnées à certaines hypothèses, et nécessitent toujours la connaissance de certains paramètres et/ou relations. D'où l'importance de l'expérience qui non seulement permet d'obtenir lesdits paramètres ou relations mais aussi de vérifier la pertinence des hypothèses qui ont permis d'élaborer les équations et le modèle numérique correspondant.

ORSTOM



Atelier de Formation aux Techniques d'Etude de l'eau dans le système Sol - Plante - Atmosphère

Mbour, 30 Novembre - 10 Décembre 1992

**L'EAU DANS LE SOL
SPATIALISATION DES OBSERVATIONS**

Pascal BOIVIN

L'eau dans le sol : Spatialisation des observations.

Introduction

Que l'on cherche à quantifier le contenu du sol (variables d'état ou paramètres statiques tels que granulométrie, teneurs en eau, porosité etc..) ou des paramètres dynamiques (tels que conductivité hydraulique, facteur d'échelle etc..), on ne dispose généralement que d'un nombre *limité* d'observations *ponctuelles*.

La notion d'observation ponctuelle dépend elle même du protocole de caractérisation employé. Ainsi une granulométrie sera généralement pratiquée sur 200g de sol sec tamisé et broyé, un conductivité hydraulique pourra être déterminée sur différents supports dont la dimension est variable (Bouma, 1983, Boivin, 1990), mais peut être qualifiée de ponctuelle en regard de la dimension de l'objet étudié (profil de sol, parcelle, unité pédologique...).

A partir des données dont on dispose se présente généralement l'un des problèmes suivants:
-quelle est la valeur de la variable que l'on étudie en un point où elle n'a pas été déterminée?
-quelle est la valeur moyenne de la variable étudiée sur un bloc (en deux ou trois dimensions) pour lequel on dispose d'observations *ponctuelles*?

Ce sont ces problèmes de *l'interpolation* et de *l'estimation d'une valeur moyenne* à partir d'un ensemble de valeurs ponctuelles que nous allons aborder.

I Problématique

I-1 Les propriétés des sols et leur variabilité

De nombreuses publications sont consacrées à la variabilité des propriétés du sol. Dans la suite de ce texte, seule la variabilité spatiale sera évoquée. On pourra se reporter aux publications de Vauclin (1982) et Gascuel-Oudou (1987) pour une synthèse des principales publications dans ce domaine.

* Notions d'homogénéité et d'uniformité

Un milieu homogène est caractérisé par une loi de distribution unimodale.

Un milieu est uniforme s'il sa fonction de distribution est une combinaison linéaire de DIRAC.

Un sol n'est jamais homogène et uniforme : il impose donc le recours à une description stochastique.

* Notion d'indépendance spatiale des observations

Les observations réalisées sont rarement indépendantes dans l'espace. En d'autres termes, la corrélation entre deux valeurs varie en fonction de la distance qui sépare les observations. Il est donc nécessaire, lors d'une description stochastique, de tenir compte des dépendances spatiales.

Remarque : en cas de dépendance spatiale, on se trouve hors du champ d'application de la statistique "classique" ou fishérienne.

I-2 Méthodes d'estimation et d'interpolation : quel choix ?

Les méthodes d'estimation locale ou globale sont variées en science du sol.

L'une des plus anciennes : la cartographie. Affectation d'un profil type à une unité de sol distribuée en plages cartographiques. Eventuellement une variance est associée (e.g. Geoderma, 1992, Walter, 1990).

Interpolation : il existe une panoplie de méthodes. Exemples :

- polygones de thyssen;
- pondération inverse de la distance;
- isopondération
- etc...

Problèmes : Ces méthodes ont un caractère arbitraire. Elles introduisent généralement un biais. Les interpolateurs ne sont pas tous exacts. Les variances d'estimation ne sont pas connues.

En 1965, Matheron énonce la *théorie des variables aléatoires régionalisées*, qui donne naissance à la *géostatistique*. Cette théorie permet de palier les inconvénients cités ci-avant et s'impose comme la plus performante *dans son domaine d'application*.

II- La géostatistique.

II-1 Cadre conceptuel et hypothèses.

La théorie des variables régionalisées est conçue pour prendre en compte des phénomènes se déployant dans un espace, avec *un caractère aléatoire et un caractère structuré* (c'est à dire une dépendance des valeurs prises entre deux points distincts).

Ses principaux développements reposent sur les **hypothèses** suivantes :

Soit Z une Variable Aléatoire Régionalisée (VAR) dont $Z(r)$ est une réalisation constituée de n observations :

Ergodicité :

Les variations spatiales de $Z(r)$ constatées dans une réalisation représentent toutes les variations possibles de l'ensemble. C'est à dire que l'ensemble des valeurs dont on dispose permet de caractériser les propriétés de Z .

Stationnarités :

La densité de probabilité de $Z(r)$ et ses moments associés sont indépendants de l'espace;

La covariance entre les observations $Z(r)$ et $Z(r+h)$ est indépendante de l'espace (du vecteur r) et ne dépend que de la distance h qui sépare deux observations.

La stationnarité de la variance entraîne celle de la variance (le contraire n'est pas vrai). On se limite donc en pratique aux hypothèses d'ergodicité, de stationnarité d'ordre 1 ($E(Z(r))$ indépendant de r), et de stationnarité des accroissements (l'accroissement $Z(r+h)-Z(r)$ est indépendant de r et ne dépend que de h)(hypothèse intrinsèque).

II-2 Eléments de théorie, formalisme.

a) Le variogramme : description de la structure spatiale.

En faisant l'hypothèse complémentaire :

$$E(Z(r+h)-Z(r))=0$$

(les accroissements sont en moyenne nuls)

On écrit :

$$\gamma(h) = 1/2 \cdot E((Z(r+h)-Z(r))^2)$$

On peut expliciter cette relation comme représentant la (demi)variance entre deux points de mesure en fonction de la distance qui les sépare.

Cette fonction est appelée *semivariogramme*. Son comportement est utilisé pour étudier la VAR. Ce comportement permet en effet de caractériser la **structure spatiale** de la variable (Journel, 1978; Delhomme, 1978). On s'intéresse en particulier (fig 1) :

1-au comportement à l'origine : en principe, $\gamma(0)=0$. En réalité, on ne dispose pas de couples de mesures séparés par une distance nulle, mais uniquement de couples de mesures séparés par une distance faible h . En extrapolant le variogramme à l'origine, il arrive que ce dernier ne converge pas vers 0. Dans ce cas, on dira qu'il existe un «effet de pépite». Ce dernier peut correspondre :

- à une variance s'exprimant pour des distances inférieures à h ;
- à une erreur de mesure ou «bruit de fond» de la mesure.

2-au comportement au voisinage de l'origine : en principe, la variance existant entre deux points de mesure doit augmenter lorsque la distance qui les sépare augmente. Ceci se traduit par une pente du variogramme. Il arrive que le variogramme ait une pente nulle : il est dit «plat» ou «pépitique pur». Ceci signifie que la variable étudiée est purement aléatoire : on se trouve alors dans le domaine d'application de la statistique classique.

3-au comportement aux grandes distances («à l'infini») : le semi variogramme atteint généralement une valeur constante appelée «palier», à partir d'une distance appelée «portée» ou

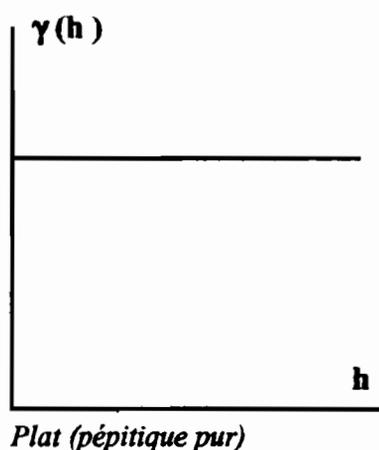
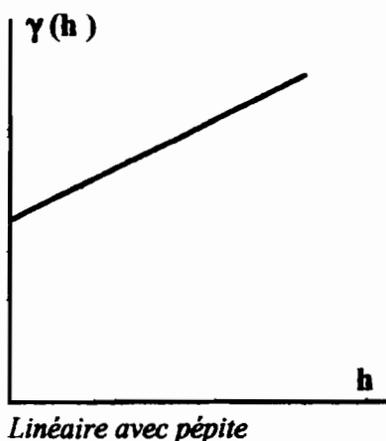
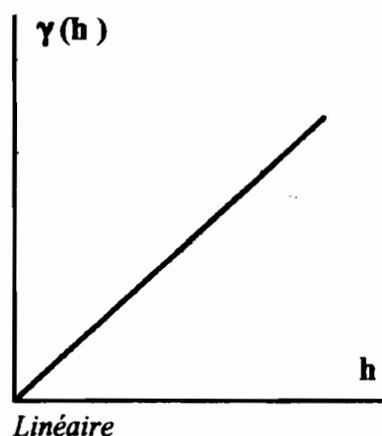
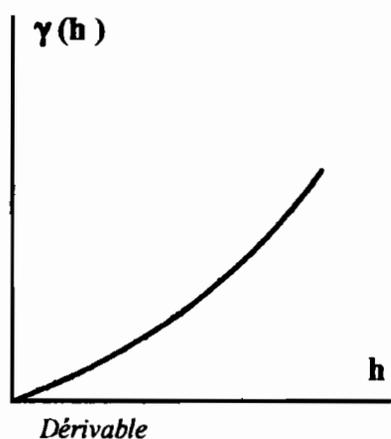


Figure 1 : comportement du variogramme à l'origine (d'après Delhomme, 1978)

«distance d'autocorrélation». Ceci signifie qu'au delà de cette distance, les valeurs de la variable sont statistiquement indépendantes les unes des autres.

Le variogramme peut ne pas être borné. Lorsqu'il se rapproche d'une branche d'hyperbole, ceci indique généralement l'existence d'une dérive (ou tendance de la variable : ses valeurs sont partiellement expliquées par les coordonnées des points d'observation). Dans ce cas, l'hypothèse intrinsèque n'est pas vérifiée. Des transformations de la variable sont proposées (Chiles, 1977), de façon à se ramener au cas sans dérive. Cette opération est toutefois délicate à pratiquer dans le cas des études pédologiques où l'on dispose généralement de peu de points de mesure (moins de cent) (cf. exemple traité en travaux pratiques).

b) Le krigeage : un interpolateur optimal.

Le variogramme peut être modélisé. Quelques modèles, correspondant à des fonctions semi-définies positives, sont proposés (Webster, 1985). En pratique, les modèles les plus couramment utilisés sont les modèles exponentiel et sphérique (fig. 2).

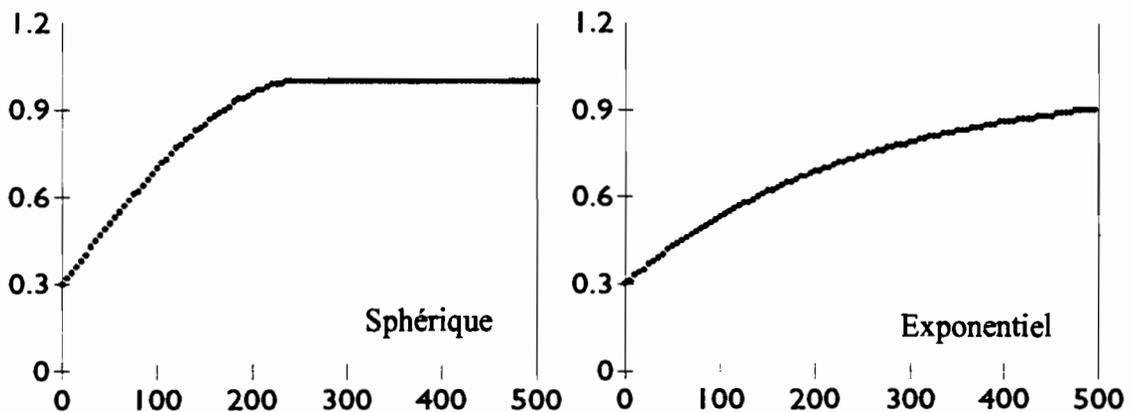


Figure 2 : Modèle sphérique et modèle exponentiel

Le modèle retenu pourra alors être utilisé comme interpolateur linéaire pour l'estimation ponctuelle, zonale ou globale de la variable. Cette opération est appelée krigeage. On trouvera dans Journel (1978) une description du système de krigeage. Elle permet de réaliser des interpolations (estimations sur des blocs, sur des points, calcul de cartes) dont on démontre en particulier qu'elles ont les propriétés suivantes:

- interpolation «non biaisée» : l'erreur moyenne est (théoriquement) nulle ou (en pratique et statistiquement) proche de 0;
- interpolation optimale : la moyenne quadratique de l'erreur est minimisée.

En plus d'une carte calculée par interpolation, cette technique offre l'avantage de fournir une carte de variance d'estimation : en tout point interpolé sont connues la valeur estimée de la variable (qui est sa valeur la plus probable en ce point), et la variance d'estimation. Ces caractéristiques en font un outil privilégié d'interpolation.

II-3 Calculs - Application pratique

Une étude géostatique comporte plusieurs étapes. La première étape est de disposer d'un échantillonnage. On montre expérimentalement (Gascuel et Boivin in Geoderma, 1992) ou par simulation (Webster et Oliver, 1992) qu'environ 150 points d'observation permettent pour un site donné de réaliser une étude géostatistique dans de bonnes conditions.

Outre le nombre de valeurs dont on dispose, la répartition des données dans l'espace (schéma d'échantillonnage) influe beaucoup sur la qualité de l'interprétation qui pourra être faite. Nous reviendrons sur ce point.

Une fois les données disponibles, les calculs du variogramme et de krigeage peuvent être réalisés. Ils supposent de disposer d'un ordinateur et d'un logiciel de géostatistique. Ce point sera également discuté plus loin.

a) Variogrammes

Technique de calcul

Pour calculer un variogramme, il faut disposer d'un ensemble d'observations localisées. Chaque point du variogramme correspond à une valeur moyenne calculée sur un ensemble de couples de points. Ainsi pour une distance h , seront recherchés tous les couples de points ayant cette interdistance, de façon à estimer la valeur du variogramme à ce pas. Selon que les points sont répartis sur un maillage régulier ou non, on sera amené à regrouper les couples de points par classes d'interdistances. On estime qu'il faut environ cinquante couples pour estimer un variogramme à un pas donné, sans que ce chiffre repose sur une base théorique.

Interprétation

Il est recommandé d'examiner au préalable la fonction de répartition des valeurs. L'existence de valeurs aberrantes (cf exemple donné en TP), une fonction de répartition multimodale, risquent de fausser l'interprétation du variogramme. En particulier, la présence de 1 ou 2 valeurs erronées et aberrantes dans un lot de 100 valeurs peut suffire à fausser totalement l'allure du variogramme.

Dans un premier temps, la validité des hypothèses est discutée au vu du variogramme. Ainsi un variogramme non convergent, ou décroissant à partir d'une distance, ou dont le palier est inférieur à la variance globale, seront autant d'indicateurs de l'existence d'une dérive.

Dans le cas où une dérive est identifiée, il est possible :

- i)-de calculer des variogrammes directionnels (calcul où l'on ne prend en compte que des bipoints orientés), en cherchant à identifier des directions préférentielles sans dérive;
- ii)-de filtrer cette dérive par régression de la variable étudiée sur les coordonnées des observations, puis de n'étudier que les résidus (variable - dérive);
- iii)-de mettre en oeuvre des méthodes plus sophistiquées de prise en compte de la dérive (accroissements d'ordre k , Journel, 1978), en pratique ces techniques ne sont généralement pas applicables avec des lots de données limités à 100 ou 200 valeurs.

Le cas i) sera ensuite traité de façon ordinaire, en supposant que la structure spatiale de la variable est identifiée pour la direction sans dérive, et que la stationnarité est *localement* vérifiée.

Le cas ii) revient à supposer que la variable recueillie est la somme d'une dérive et d'une VAR, et que cette dérive est estimée correctement par régression de la variable sur les coordonnées des points.

Lorsque cette étape est franchie, on ajuste généralement un modèle au variogramme expérimental, de façon à déterminer ses principales caractéristiques : pépite, palier, portée. La recherche du

modèle peut être visuelle ou utiliser des protocoles d'ajustement non linéaire. Certains logiciels proposent les deux possibilités.

Le variogramme renseigne sur la structure spatiale de la variable étudiée. Il permet en particulier de savoir à partir de quelle distance deux valeurs sont autocorrélées, et quelle est l'importance de l'autocorrélation. Le palier donne une estimation non biaisée de la variance. L'effet de pépète est un majorant de l'erreur de mesure.

Ces différentes interprétations sont importantes, par exemple pour décider d'un échantillonnage (au cours du temps, pour estimer une valeur moyenne...), pour interpréter des essais agronomiques en tenant compte des corrélations spatiales (cf. Vauclin et al, 1990, Van Es et Van Es in Geoderma, 1992).

Remarque : on limite généralement l'interprétation d'un variogramme à la demi-longueur du site étudié. Au delà de cette distance, il est en effet fréquent qu'un nombre limité de valeurs particulières pèse très fortement sur l'allure du variogramme.

b) Krigeage : un aperçu.

La mise en oeuvre d'un krigeage suppose de disposer d'un ensemble de valeurs localisées et d'un modèle de variogramme représentant la structure spatiale de la variable étudiée. Les propriétés du krigeage ne seront vérifiées que si les hypothèses inhérentes à la démarche sont elles-mêmes vérifiées, c'est à dire si l'on se trouve bien dans le *domaine d'application* de cette technique.

En théorie, l'estimation d'une valeur ponctuelle peut se faire en tenant compte de toutes les valeurs connues de la variable à estimer. En pratique, si la variable manifeste une structure dans l'espace (c'est à dire si l'on ne se trouve pas dans le domaine d'application de la statistique classique), les poids pris par les points les plus proches pour l'estimation d'une valeur représentent la totalité de l'estimation, si l'on prend en considération la précision de la mesure. On se limite donc à tenir compte pour une estimation ponctuelle d'un *voisinage glissant* de quelques voisins connus (souvent moins de 10).

On prend en outre, au niveau du logiciel, les dispositions suivantes :

-rayon maximum de recherche pour la prise en compte d'un point d'appuis à l'estimation (voisinage);

-nombre minimum de valeurs voisines connues rencontrées dans ce voisinage, pour qu'une estimation soit calculée;

-nombre maximum de voisins à prendre en compte.

-distance entre deux valeurs estimées (sur quelle maille doit se faire l'estimation);

-polygone d'estimation;

Sur cette base, une carte des valeurs estimées est produite (un maillage de valeurs ponctuelles ou calculées sur des blocs). Une carte des variances d'estimation est également calculée.

III - Un exemple d'application

Présentation d'une étude de variabilité et d'une spatialisation de mesures ponctuelles de conductivité hydraulique à saturation en travaux pratiques.

IV Autres aspects

IV-1 La géostatistique multivariée.

Une généralisation de la géostatistique au cas de l'étude plusieurs variables a été proposée (voir par ex. H. Wackernagel, in Geoderma, 1992). Elle repose sur la généralisation de l'écriture du variogramme : le covariogramme s'écrit :

$$\gamma_{1,2}(h) = E((Z_1(x+h) - Z_1(x)) * (Z_2(x+h) - Z_2(x)))$$

où Z1 et Z2 sont des VAR.

Le système de cokrigage permet d'estimer la valeur de la variable Z à partir des valeurs voisines connues de Z et des valeurs connues d'autres variables corégionalisées.

Ce type d'étude est assez lourd numériquement. Peu de logiciels permettent de réaliser un cokrigage. L'une des contraintes est de disposer d'un lot de valeurs connues des différentes variables **aux mêmes points et simultanément**.

Le domaine d'application est généralement le suivant :

- aide à l'estimation d'une variable peu échantillonnée (coûteuse) à partir d'autres variables;
- changement de variable (transfert d'échelle).

IV-2 Logiciels

L'un des standards est le logiciel BLUEPACK du centre de Géostatistique de l'Ecole des Mines de Fontainebleau. Il est cher et ne fonctionne pas sur micro-ordinateur.

De nombreux logiciels sur PC ont vu le jour ces dernières années. Nous en citerons 2 :

GEOEAS (logiciel américain, du domaine public)

GEOSTAT- PC (logiciel en Français, commercialisé par l'ORSTOM).

IV-3 Formation

La pratique de la géostatistique suppose une formation approfondie. Nous recommandons en particulier les stages de géostatistique appliquée de l'Ecole des Mines à Fontainebleau (France).

Bibliographie

BOIVINP. 1990, Caractérisation physique des sols sulfatés acides de la vallée de Katoure (basse Casamance, Sénégal) : variabilité spatiale et relation avec les caractéristiques pédologiques. Thèse Université Paris VI, Ed. ORSTOM Paris, Série Etudes et Thèses, 226 pages.

BOUMA, J., 1983, Use of soil survey data to select measurement techniques for hydraulic conductivity. Agr. Water man., 6 (2/3), 177-190.

CHILES, J.P., 1977, Géostatistique des phénomènes non stationnaires, Thèse université Nancy1.

DELHOMME, J.P., 1978, Application de la théorie des variables aléatoires régionalisées dans les sciences de l'eau, Bull. BRGM, III, N4, pp.341-375

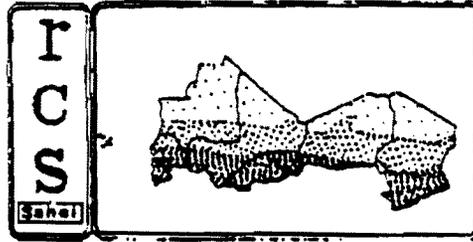
GASCUEL-ODOUX, C., 1987, Variabilité spatiale des propriétés hydriques du sol, cas d'une seule variable: revue bibliographique, Agronomie, 7 (1), 61-71

GEODERMA, 1992, Proceedings of the first AISS Congress "Pedometrics", Wageningen, the Netherlands.

JOURNEL, A.G., 1977, Géostatistique minière Multig. ENSMP, Centre de géostatistique, 2 tomes, 733p.

- MATHERON, G. 1965, Les variables régionalisées et leur estimation Editions MASSON
- VAUCLIN, M., 1982, Méthodes d'étude de la variabilité spatiale des propriétés d'un sol, Colloque S.H.F.-I.N.R.A., Avignon, Juin 1982, pp 9-45
- VAUCLIN, M., MUNOZ-PARDO, J., RUELLE, P. et VACHAUD, G., 1990, Analyse statistique et géostatistique de la variabilité spatiale d'une parcelle agronomique, Multig. IMG
- WALTER, C., 1990, Estimation des propriétés du sol et quantification de leurs propriétés à moyenne échelle, Thèse de Docteur de l'Université Paris 6, 172 pages.
- WEBSTER, R., 1985, Quantitative spatial analysis of soil in the field. In : B.A. Stewart (editor), Advances in Soil Science. 3. Springer. New York, 1-70.
- WEBSTER, R. and OLIVER, M., 1992, Sample adequately to estimate variograms of soil properties Journal of Soil Science, 43:177-192

ORSTOM



Atelier de Formation aux Techniques d'Etude de l'eau dans le système Sol - Plante - Atmosphère

Mbour, 30 Novembre - 10 Décembre 1992

La structure du sol, son interaction avec l'eau.
Aspects qualitatifs et quantitatifs.

Par Erik Braudeau, Pédologie, ORSTOM Dakar

L'eau et la structure du sol

Il est bien établi que le transfert de l'eau dans le sol est régi par les lois de la Mécanique des Milieux Continus; les équations de transfert sont les mêmes que celles utilisées pour décrire la propagation de la chaleur, ou de l'électricité dans un conducteur. Cependant, les outils mathématiques qui ont été développés pour l'étude de l'hydrodynamique du sol partiellement désaturé, sont basées sur des hypothèses très réductrices de la nature du sol: entre autres, celles qui définissent le milieu sol comme un milieu poreux **homogène, indéformable et inerte**.

Or à l'évidence, ce qui caractérise le sol, c'est de n'être ni tout à fait homogène, ni inerte et encore moins indéformable, et ceci à des nuances qu'il convient de préciser, car en fait ce sont des caractéristiques de la structure du sol dont il faut tenir compte pour comprendre le fonctionnement hydrodynamique du sol, et les mécanismes de rétention d'eau et d'air. Mais les prendre en compte complique nettement l'application directe de la théorie aux sols en situation sur le terrain, c'est pourquoi elles sont très souvent négligées.

En ce qui concerne l'homogénéité, elle dépend bien évidemment de l'échelle d'observation. La structure du sol possède en effet la propriété d'être organisée en plusieurs niveaux hiérarchisés: de l'amas de particules d'argiles à l'agrégat, puis à la motte de sol, l'horizon etc..: à chaque niveau d'organisation correspond en principe un volume de sol répondant au critère d'homogénéité macroscopique de la mécanique des milieux continus.

Quant à la déformation du sol, de sa structure, elle provient surtout de l'interaction des composants fins, argile hydroxydes amorphes, matière organique ... avec l'eau. Connaissant les propriétés de gonflement retrait de l'argile, on conçoit bien que la variation de volume s'effectue en premier

lieu au niveau microscopique, par adsorption de l'eau dans le plasma argileux (ou désorption pour le retrait), et se répercute de manière plus ou moins estompée à chaque niveau d'organisation de la structure, jusqu'au sol en place: celui-ci peut ne présenter aucune variation de volume au niveau macroscopique sur le terrain, alors qu'une forte variation de volume du plasma argileux se produise avec la teneur en eau au niveau microscopique; c'est une propriété importante de la structure du sol que nous verrons plus en détail par la suite.

Ces deux propriétés: organisation hiérarchisée et variation volumique des organisations par interaction entre l'eau et le plasma argileux, sont deux aspects complémentaires et inséparables de la structure du sol. Connues depuis longtemps de manière qualitative (Kubiena 1938, Brewer 1964) il est toujours à l'heure actuelle difficile de les mesurer, ou quantifier. Elles sont à l'origine de nombreuses caractéristiques physiques des sols, reconnues souvent empiriquement. Ce sont par exemple:

des états hydriques particuliers :

humidité à la capacité au champ

humidité au point de flétrissement

des réserves en eau particulières:

la REU, réserve en eau facilement utilisable

la RU, réserve en eau utile

des états mécaniques particuliers:

état plastique

état friable

état semi-friable

état dur et cassant

Ces deux aspects morphologique et dynamique de la structure du sol sont présentés ici, en prenant pour base respectivement les résultats obtenus en micromorphologie des sols sur lame mince , et ceux obtenus en rétractométrie (courbe de retrait) .

1°) Morphologie du sol

Pendant longtemps on a confondu structure du sol avec morphologie du sol, oubliant l'aspect dynamique de celle-ci.

La structure du sol a été définie par Brewer en 1964 comme la "constitution physique d'un matériau sol, exprimé par la taille, la forme et l'arrangement de particules solides et de vides; incluant à la fois les particules primaires qui forment les particules composées, et les particules composées elles-mêmes".

Du fait des propriétés d'agrégation de l'argile, l'assemblage (= fabric) n'est généralement pas un simple empilement des particules primaires: mais se présente plutôt sous une forme agrégée, stable, à plusieurs niveaux d'organisation, produite au cours du temps sous l'influence de nombreux facteurs pédogénétiques (pH; humidité, hydroxydes, MO..).

A l'échelle du terrain, la structure du sol est appréhendée par l'observation d'un profil: on distingue généralement des horizons qui sont des volumes de sols horizontaux qui apparaissent homogènes du point de vue morphologique (essentiellement la couleur et la structure). Si un réseau de fentes ou de fissures est observable, il constitue un niveau d'observation dont on peut mesurer l'échelle: les descriptions des pédologues font état de cette échelle (très fine, fine, grossière, très grossière). Un sous-réseau de fissures peut éventuellement être observé; on parle alors de sous structure; la morphologie des éléments structuraux délimités par ce deuxième réseau définit là encore un deuxième niveau d'observation; et ainsi de suite jusqu'aux arrangement primaires entre particules du sol.

L'étude micromorphologique en lame mince permet d'observer les premiers niveaux de l'arrangement textural. Après Kubiena (1938), Brewer (1964) proposa une typologie des assemblages (fabric) rencontrés et mis sur pied toute nomenclature appropriée à l'analyse micromorphologique des sols sur lame mince. Plus tard, Stoops et Jongerius (1975) proposèrent une classification des différentes formes d'assemblage rencontrées (fig2): cette

classification, exhaustive à cette échelle d'organisation, est basée sur la reconnaissance d'une répartition entre éléments grossiers (sables) et amas de particules fines. Elle ne fait que généraliser, en la rendant moins contraignante, la notion de squelette sableux et plasma argileux introduite par Kubiena (1938). Kubiena faisait intervenir en plus l'idée de stabilité imposé par le squelette, relativement aux propriétés de déformation du plasma argileux. Des synthèses récentes ont réactualisés ces systèmes de description (3).

Ce qu'il nous apparaît important de retenir ici est que :

- a) la structure du sol, à l'échelle de la lame mince, apparaît nettement bimodale , avec une microporosité associée au plasma argileux, et une porosité d'assemblage constituée de l'espace inter-grains (agrégats argileux, squelette sableux).
- b) la représentation graphique des différents mode d'assemblage donnée par Stoops et Jongerius montre une partition des sols en deux grandes classes: des sols dont les particules grossières sont jointives, au dessus de la surface (A), et au dessous, ceux dont les particules grossières sont "noyés" dans le plasma argileux (arrangement porphyric). Cette partition nous intéresse directement ici, car elle différencie les sols macroscopiquement incompressibles aux différentes teneurs en eau, de ceux qui sont susceptibles de l'être, ayant un arrangement porphyric de leurs particules.

Cette distinction entre deux grandes classes de sol est confortée par Brewer (1979) qui, mettant en évidence au niveau de la lame mince, la relation entre les différentes formes d'assemblage et la texture granulométrique (fig3), nous montre en même temps que la surface (A) précédente correspond à un pourcentage (argile + limons) aux environs de 10 %.

C'est à peu près les limites en taux d'argile que nous constatons par mesure directe du retrait d'échantillons de sol en dessèchement (7,8), pour observer un retrait.

Cependant, une grande limitation de la micromorphologie est de n'avoir pu observer des échantillons de sol qu'à l'état sec. On n'avait donc pas accès à l'étude de la déformation du plasma

argileux et des pores en fonction de la teneur en eau jusqu'à une époque récente où de nouvelles techniques d'imprégnation permirent de conserver l'état structural de l'échantillon à un état d'humidité donné (Tessier et al. 1980). On commence à obtenir de nombreux renseignements sur la façon dont les différentes argiles gonflent ou se rétractent en interaction avec l'eau (fig.4), et il devient intéressant de confronter ces observations aux données expérimentales de la courbe de retrait.

II Dynamique de la structure.

II-1 Propriétés de gonflement-retrait de l'argile.

La courbe de retrait de l'argile est une donnée essentielle de ses propriétés de gonflement-retrait par absorption ou désorption d'eau. Elle représente la variation de volume massique d'une pâte saturée d'argile en dessèchement, en fonction de la teneur en eau. Les caractéristiques qui se lisent sur cette courbe (fig 5 et 6), sont:

- le point d'entrée d'air AE
- la limite de retrait SL
- le maximum de gonflement, s'il existe, c'est à dire sa capacité d'absorption d'eau.

Ces caractéristiques varient évidemment avec la pression externe et sont considérées ici à la pression atmosphérique.

En se référant au graphique (fig4), on comprend aisément que le point d'entrée d'air dans l'argile dépend de la forme de ses particules et l'encombrement qui en résulte. Il se situe à 30% de teneur en eau pour la kaolinite, et aux environs de 10% pour l'illite (échantillon d'argile de la Vallée du Fleuve Sénégal). Il en est de même pour la limite de retrait, certaines argiles comme les smectites n'en ont pas. Par contre la capacité de gonflement de l'argile, c'est à dire sa capacité à absorber l'eau dépendra plutôt de sa nature minéralogique, des cations échangeables, des conditions physico-chimiques environnantes.

II-2 Courbe de retrait d'un échantillon de sol

Le niveau d'observation est maintenant celui de la motte de sol, de 50 à 100 cm³. A cette échelle, dans la plupart des cas, il est possible de prélever dans un horizon de sol suffisamment épais, un échantillon homogène, dont la structure conservée est représentative de cet horizon.

Le niveau de structure apparent de l'échantillon est soit

- a) l'assemblage porphyric primaire, c'est à dire massif, sans structure apparente (en général, limon + argile)
- b) l'assemblage plasma/squelette primaire, l'échantillon est sableux, massif sans structure apparente;
- c) l'assemblage d'agrégats: une structure agrégée est apparente, la taille des éléments ne dépassant pas 5mm.

La grande majorité des sols rentrent dans ces trois catégories.

Nous parlerons surtout des deux derniers dont la courbe de retrait est de

forme sigmoïdale. La figure 7 nous montre une telle courbe ainsi que la courbe de retrait de la phase argileuse correspondante, que l'on calcule à partir de la courbe globale en faisant les hypothèses suivantes (8):

AE est le point d'entrée d'air dans la phase argileuse

MS le point au maximum de de gonflement de la phase argileuse

et la relation:

$$dv = Kb dv_{\mu} + Kst d\theta_m$$

θ_m étant l'eau extérieure à la phase argileuse, contenue dans la porosité s'assemblage, v_{μ} le volume massique de la phase argileuse, Kb et Kst , les pentes des parties linéaires de la courbe de retrait: principal (basic) ,et structural.

La figure 8 est une représentation graphique du modèle de fonctionnement structural du sol en fonction de la teneur en eau (Braudeau et Touma 1993). Elle définit un certain nombre de grandeurs descriptives de la structure du sol et de son fonctionnement.

III - Applications

La courbe de retrait synthétise un grand nombre d'informations sur la structure du sol et la variation de son système poral en fonction de la teneur en eau ((8) à (14)). Il est possible de modéliser cette variation volumique de la structure du sol en accord avec le modèle morphologique en systèmes d'organisation hiérarchisés, ce qui ouvre la voie à une caractérisation quantitative de la structure du sol.

Cette modélisation nous permet de définir les notions de réserves en eau, capacité à l'air, et de les référencer à la courbe de retrait (fig 9).

Il en est de même des états d'humidité et états mécaniques du sol (fig 10). La notion de régime pédohydrigue se conçoit alors facilement comme étant le cycle annuel de l'eau dans le sol replacé sur la courbe de retrait, dans les différents domaines pédohydrigues définis par elle.

Bibliographie:

- (1) "Advances in Soil Structure" , 1991, Special issue: Australian J. Soil RES. 29 (6), 697-956.
- (2) Coughlan K.J., D.McGarry, R.J. Loch, B. Bridge and D. Smith, 1991; The measurement of soil structure Aust. J Soil RES. 29(6), 869-890.
- (3) Brewer and J.R. Sleeman 1988, "Soil Structure and Fabric" (CSRIO Aust.; Adelaïde).
- (3) Bulbock, P., N. Feodoroff, A. Jungerius, G. Stoops, T. Tursina 1985; "Handbook for soil thin section description" (Waine Reseach Publicatio: Wolverhampton U.K.).
- (4) Brewer R. 1964. Fabric and Mineral Analysis of soils. (Wiley, New York N.Y.)
- (5) Brewer R. 1970. Relationships between particles size, fabric and others factors in some Australian Soils. Aust. J. Soil Res., 17,29-41.
- (6) G. Stoops and A. Jongerius 1975. Proposal for micromorphological classificatio of soil materials. Geoderma 13,188-199.

(7) Oades and A.G. Waters, 1991. Aggregate hierarchy in soils. Aust. J. Soil Res., 29, 815-828.

(8) Braudeau and J. Touma 1993. Modelling shrinkage of unconfined structured soil cores. soumis à Journal of Soil Science.

(1) Mc Garry D., 1988: Quantification of the effects of zero and mechanical tillage on a vertisol by using shrinkage curve indices. Austr. J. Soil Res., 26:537-542.

(9) Mc Garry D. and I.G. Daniells, 1987: Shrinkage curve indices to quantify cultivation effects on soil structure of a vertisol. Soil Sci. Soc. Am. J., 51:1575-1580.

(10) Reeve M.J. and D.G.M. Hall, 1978: Shrinkage in clayey subsoils of contrasting structure. J. Soil Sci., 29:315-

(11) Coughlan K.J., D.McGarry, R.J. Loch, B. Bridge and D. Smith, 1991;The measurement of soil structure Aust. J Soil RES. 29(6), 869-890.

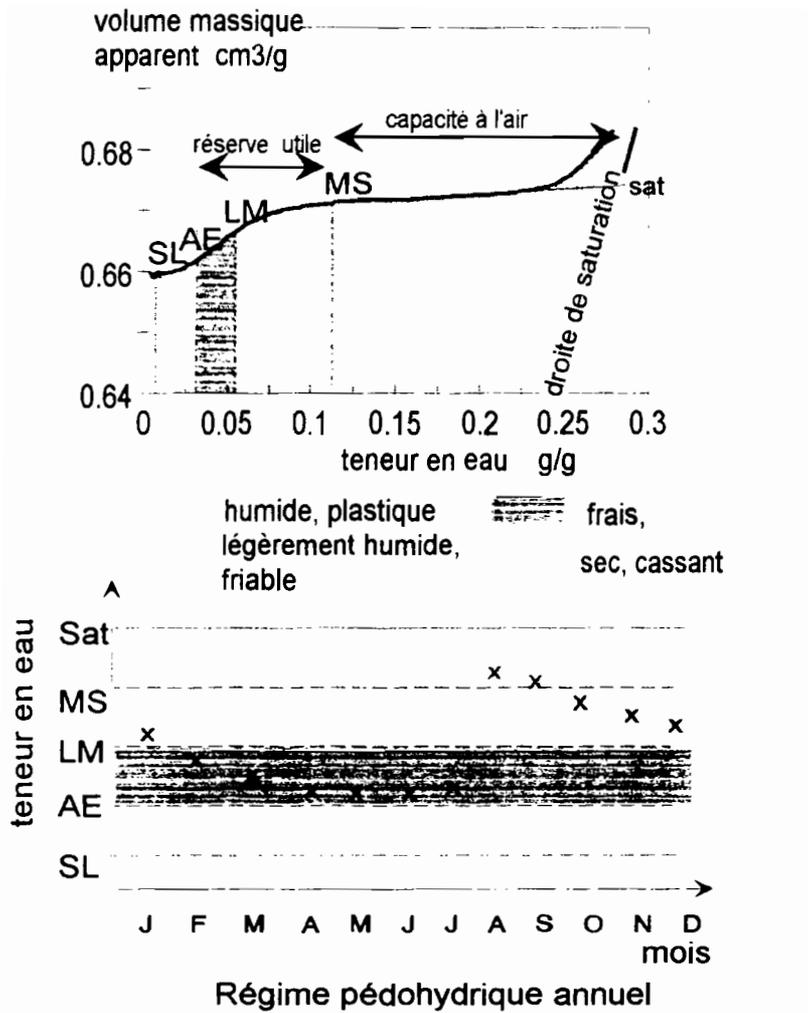
(12) Braudeau E. 1988, Methode de caractérisation pédohydrrique des sols. Cah. ORSTOM, série Pédol.,20/3, 179-189.

(13) Braudeau E., 1988, Equation généralisée des courbes de retrait d'échantillons de sol structurés. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 307,série II, 1731-1734.

(13) Braudeau E.,1988b, Essai de caractérisation quantitative de l'état structural d'un sol basé sur l'étude de la courbe de retrait. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 307,série II, 1933-1936.

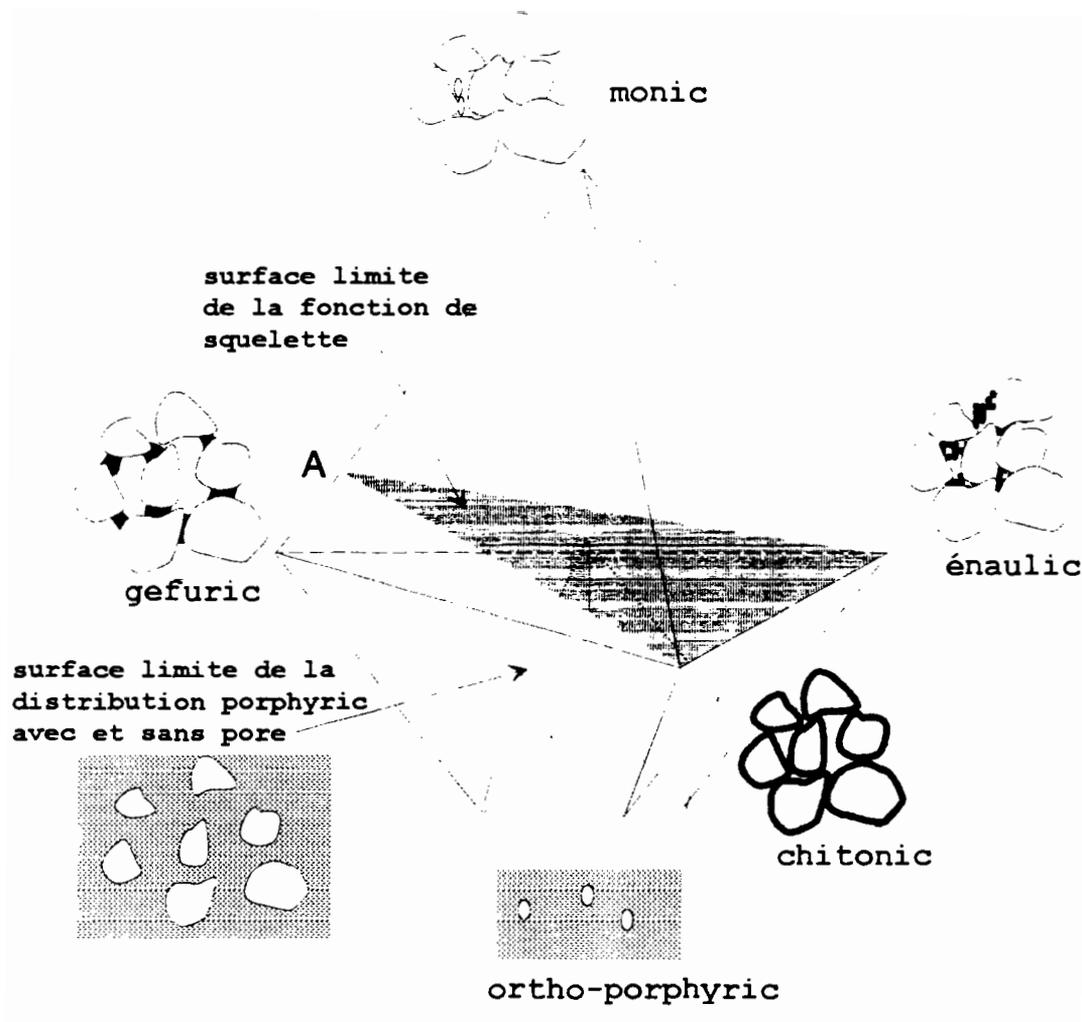
(14) Braudeau E. et A. Bruand, 1993, Détermination de la courbe de retrait de la phase argileuse à partir de la courbe de retrait établie sur échantillon de

sol non rermanié- Application à une séquence de sol de Côte d'Ivoire. C.
Rend. Ac. Sc. Paris, série II.



Exemple: courbe de retrait d'un sol ferrugineux de Bambey (10% d'argile)

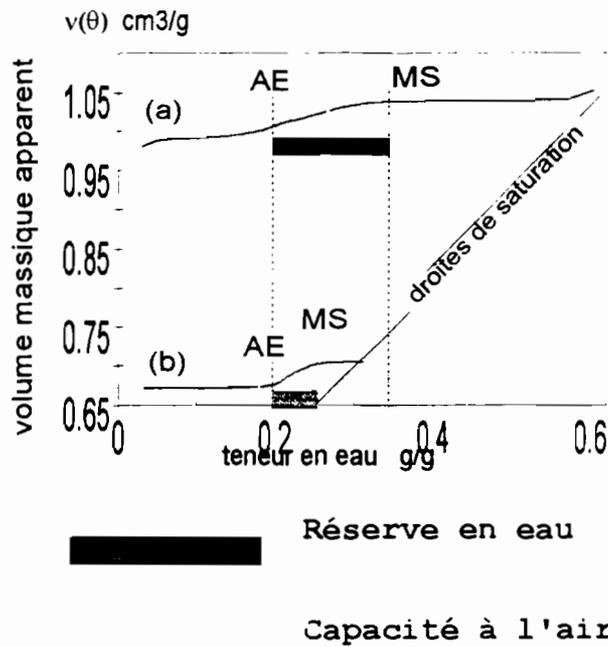
fig-10: Choix de la courbe de retrait comme référentiel des états hydriques et mécaniques du sol.



D'après G. STOOPS and A. JUNGERIUS
(1975)

fig-2) Diagramme montrant les
caractéristiques spécifiques des 5 types de
distribution de base:
grains du squelette / particules fines

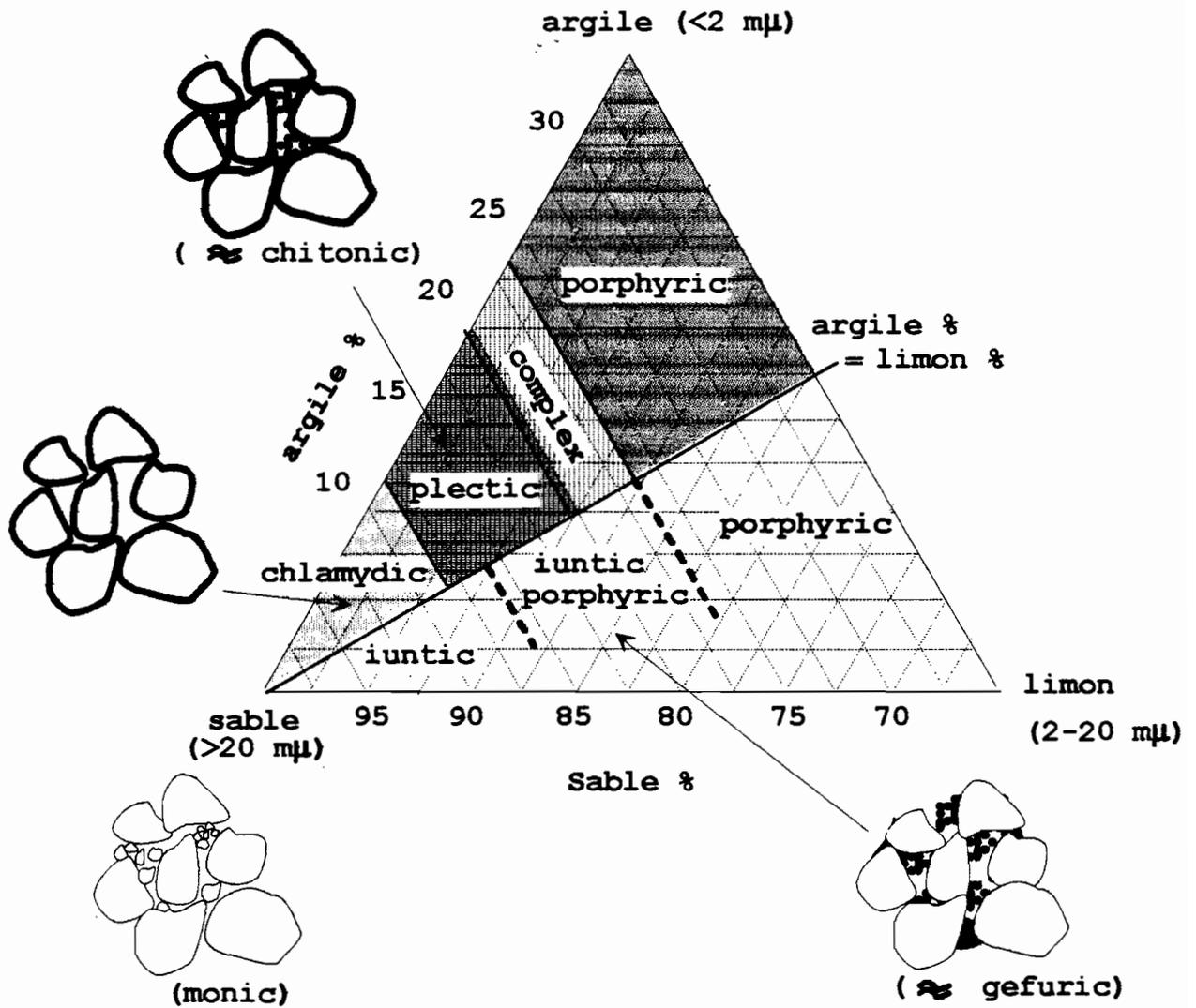
Sols ferrallitiques du Congo (Vallée du Niari)



(a) horizon humifère (10cm), 43% argile, 5% M.O

(b) horizon AB (25cm), 50% argile

fig-9 Représentation sur la courbe de retrait de la réserve en eau et de la capacité à l'air de deux sols ferrallitiques du Congo



D'après R. BREWER (1979)

fig-3) Relation entre le type d'assemblage plasma/squelette (Fabric) et la texture

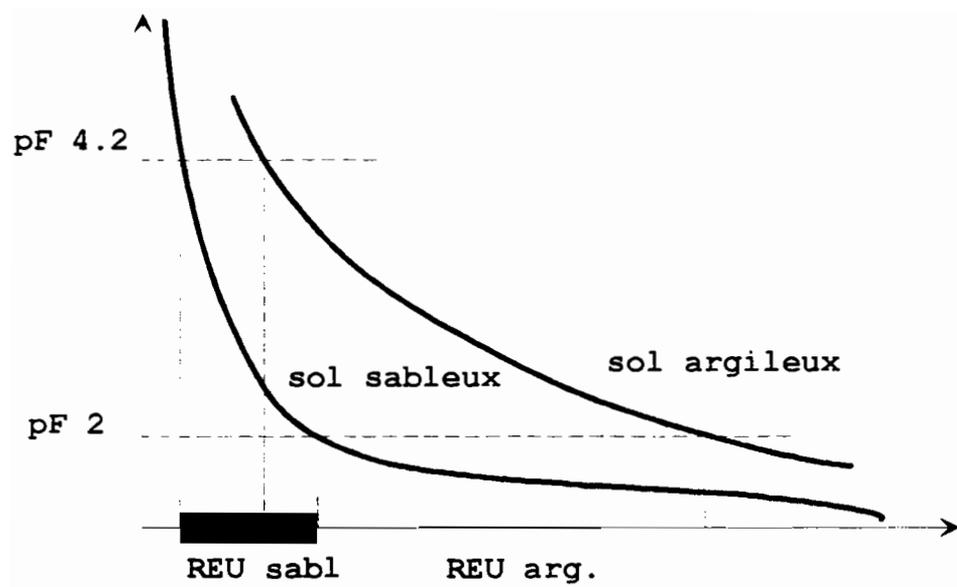
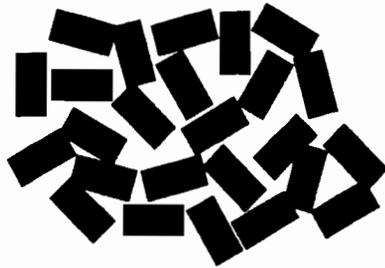


fig 1) Réserves en eau utile (EU) comparées d'un sol sableux et d'un sol argileux



Ca illite

Pores de ~ 10 nm



kaolinite

pores de ~ 100 nm

Représentation schématique de
l'arrangement de deux argiles.

d'après Oades (1987)

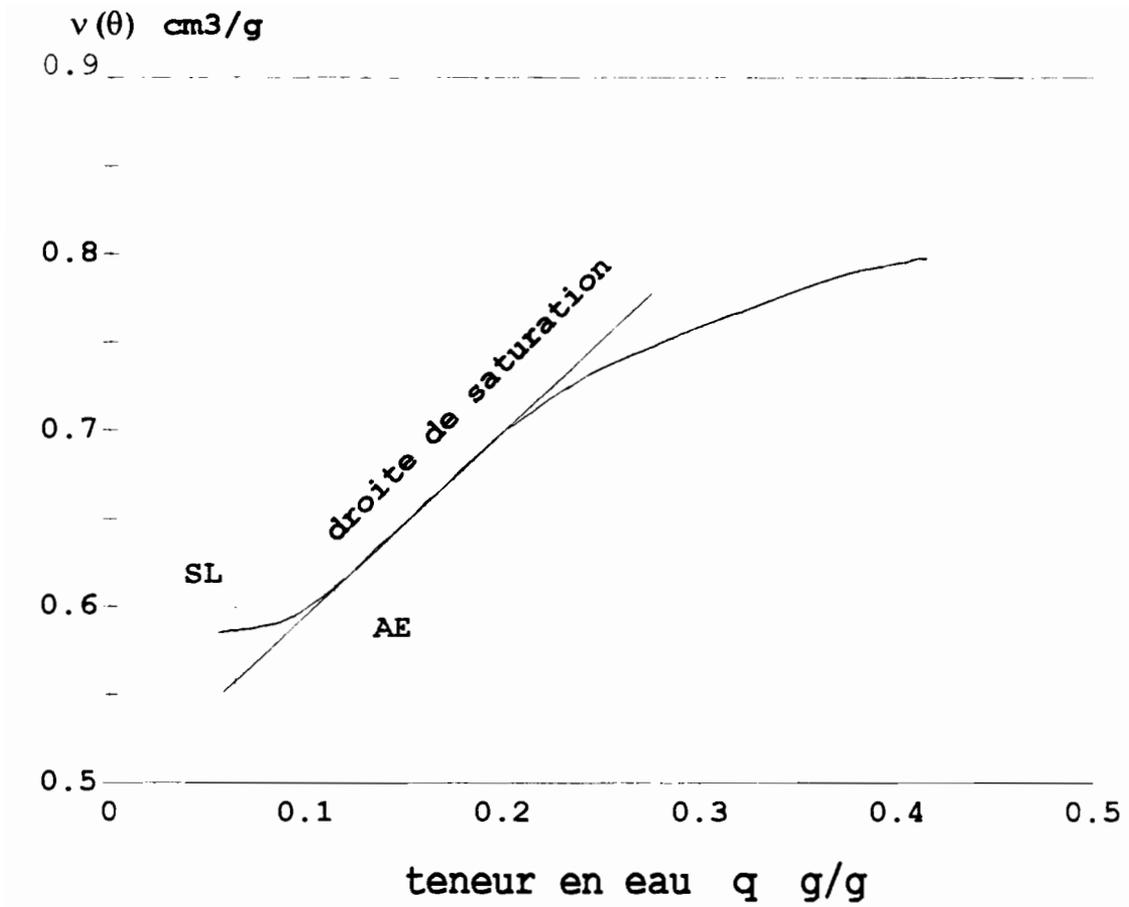
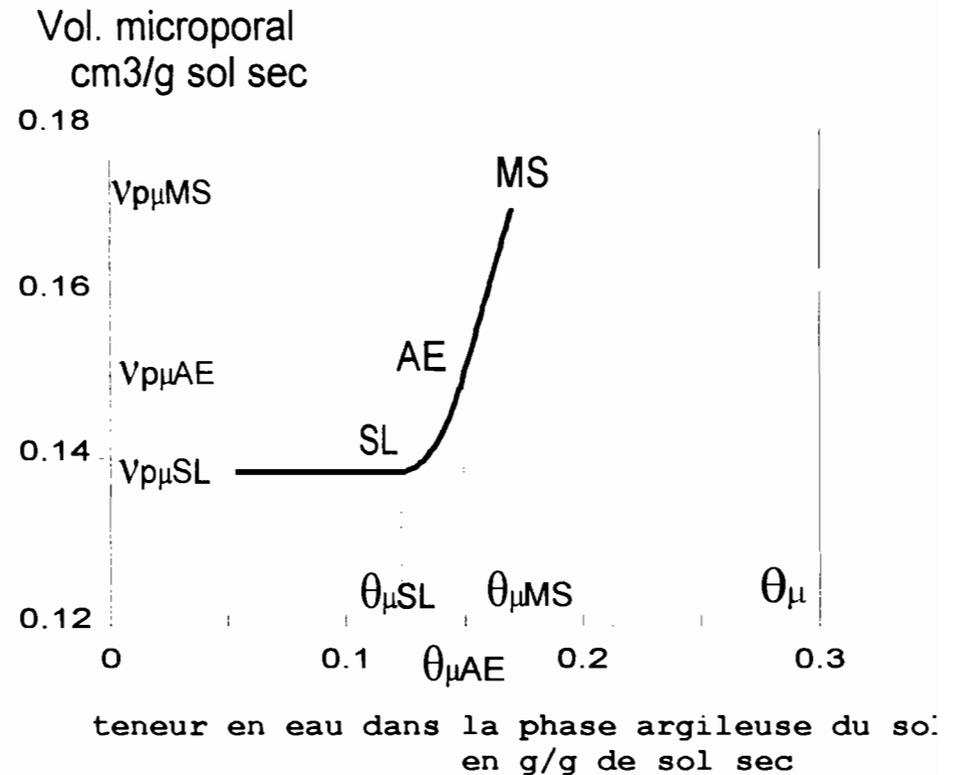
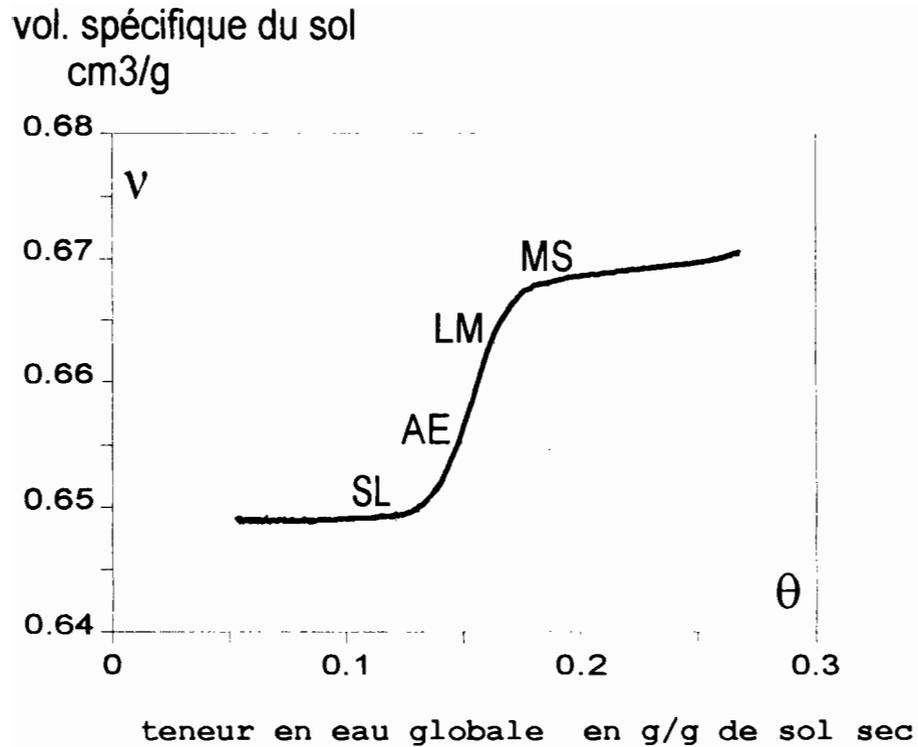


fig-6) courbe de retrait d'une argile (70%) de la vallée du fleuve sénégal (riche en illite)

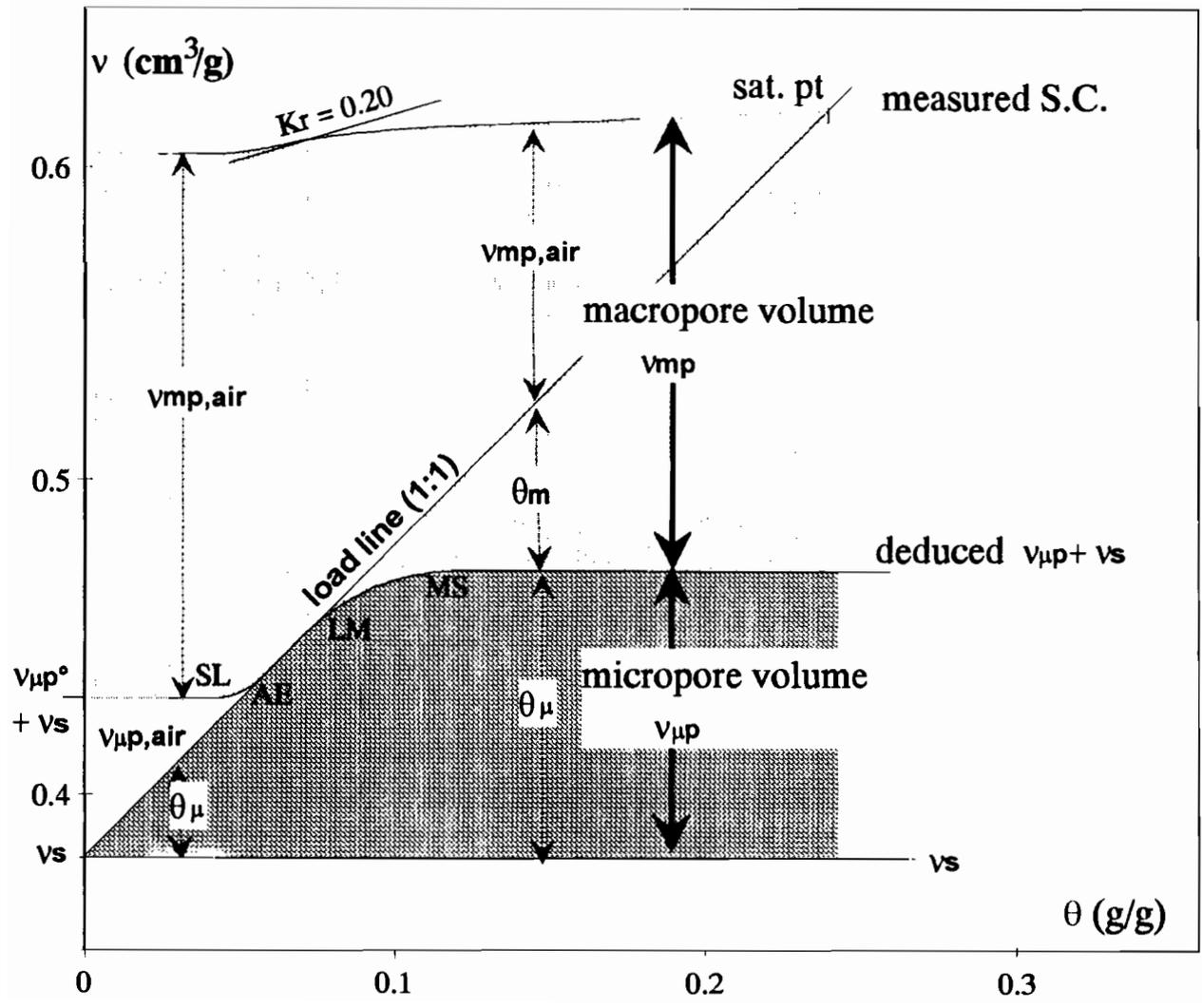


Courbe de retrait global
de l'échantillon de sol



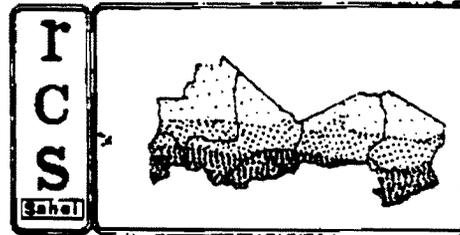
Courbe de retrait de la phase
argileuse du sol

fig 7) déduction de la courbe de retrait de l'argile du sol à partir de la courbe de retrait globale d'un échantillon de sol.



A N N E X E V I I I

ORSTOM



Atelier de Formation aux Techniques d'Etude de l'eau dans le système Sol - Plante - Atmosphère

Mbour, 30 Novembre - 10 Décembre 1992

**ELEMENTS D'HYDRODYNAMIQUE DE
L'EAU DANS LA ZONE SATURÉE**

J.L. SAOS et R. MALOU

**ELEMENTS D'HYDRODYNAMIQUE DE L'EAU DANS LA ZONE SATUREE
(J.L. SAOS * ET R. MALOU **)**

* Chargé de recherche - ORSTOM - Dakar - Sénégal.

** Assistant - Département de Géologie - UCAD - Sénégal.

I- NOTION DE BASSIN HYDROGEOLOGIQUE

Le transit de l'eau dans le sol et le sous sol est une étape importante du cycle global de l'eau. Le réservoir souterrain est, en dehors des océans et des glaciers, le plus important. Il stocke, environ, 40 % de l'eau douce à l'échelle planétaire (UNESCO, 1978).

Le bassin hydrogéologique est (fig. 1), le prolongement souterrain du bassin hydrologique et correspond, en général, au bassin sédimentaire. Il est constitué d'un ou de plusieurs aquifères.

II- ORIGINE DES EAUX SOUTERRAINES

L'eau du sol et du sous-sol provient des précipitations (P en mm) qui, après avoir fait l'objet de reprises évaporatoires (EP en mm), parviennent à la surface du sol. Cette quantité d'eau précipitée, appelée pluie efficace est alors répartie en deux fractions: le ruissellement (R) qui alimente l'écoulement de surface et l'infiltration qui franchie la surface du sol.

Une partie de cette lame infiltrée est reprise par l'évapotranspiration (ETP), la fraction résiduaire, IE , appelée infiltration efficace, alimente l'écoulement souterrain (Q_w). Elle rejoindra, à plus ou moins long terme, l'écoulement total (QT) (fig. 1).

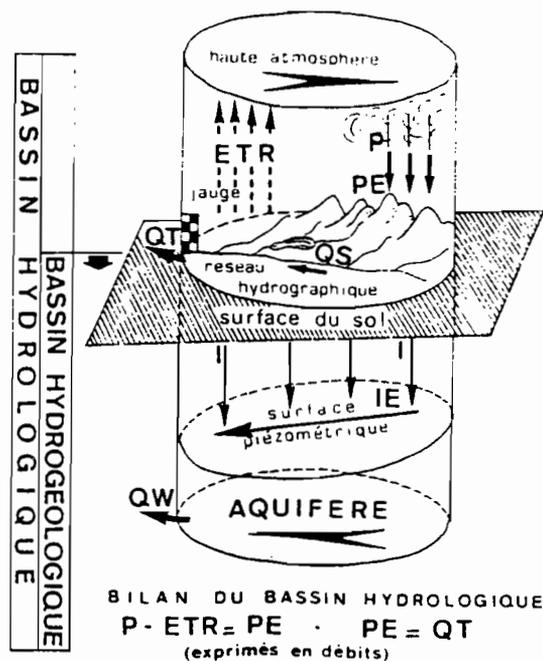


Figure 1 - Trois domaines d'espace identifient trois systèmes hydrologiques emboîtés de grandeurs décroissantes : bassin hydrologique, bassin hydrogéologique et aquifère. P , précipitations ; ETR , évapotranspiration réelle ; PE , précipitations efficaces ; QT , débit de l'écoulement total mesuré à la station de jaugeage de l'exutoire du bassin hydrologique ; QS , débit de l'écoulement de surface ; I , infiltration ; IE , infiltration efficace ; QW , débit de l'écoulement souterrain.

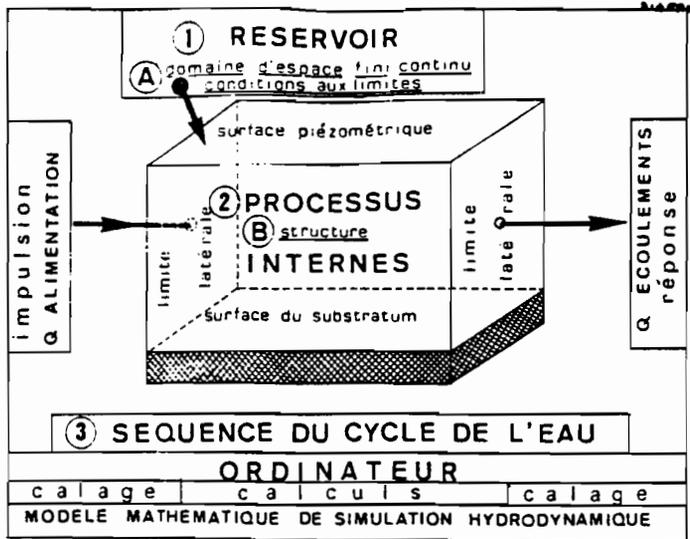


Figure 2 - Schéma d'identification du système aquifère.

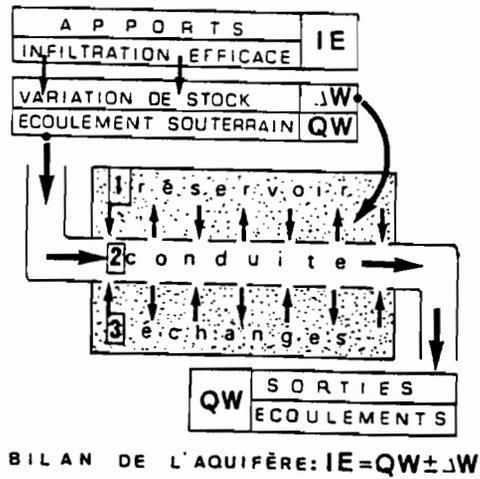


Figure 3 - Le réservoir de l'aquifère remplit trois fonctions vis-à-vis de l'eau souterraine : 1, réservoir (capacitive), 2, conduite (conductrice) et 3, échanges physico-chimiques (interactions eau/roche).

III- NOTION D'AQUIFERE

Un aquifère est une formation hydrogéologique perméable permettant l'écoulement significatif d'une nappe d'eau souterraine et le captage de quantités d'eau appréciables par des moyens économiques. Il s'agit d'un système hydrologique et hydrodynamique identifiable (fig. 2) par:

- un réservoir (1), domaine d'espace fini, caractérisé par ses conditions aux limites et ses dimensions ou configuration (A) et par son organisation interne ou structure (B);

- des processus internes ou mécanismes (2) hydrodynamiques, hydrochimiques et hydrobiologiques entraînant le stockage, la conduite et les échanges géochimiques de l'eau (fig. 3);

- une séquence du cycle de l'eau, interaction avec l'environnement et caractérisé par le couple impulsion/réponse exprimé par une relation ou fonction de transfert (fig. 4);

- la variabilité dans l'espace de ces caractéristiques;

- des conditions de temps, toutes les mesures des caractéristiques étant rapportées à une date (état initial) ou à une durée moyenne (variabilité des caractéristiques dans le temps).

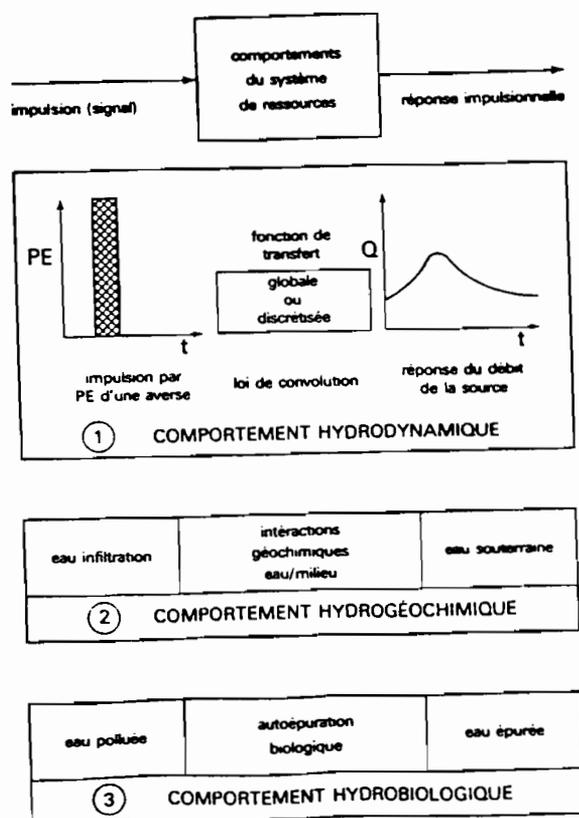


Figure 4 - L'aquifère, séquence de l'écoulement de l'eau dans le bassin hydrogéologique, présente trois comportements, en réponse aux influences de son environnement: hydrodynamique, hydrochimique et hydrobiologique.

IV- AQUIFERES ET STOCKAGE DE L'EAU SOUTERRAINE

L'aquifère est un complexe de deux constituants en interactions: le réservoir et l'eau souterraine. La fonction principale du réservoir est l'emménagement qui règle le stockage et la libération de l'eau gravitaire. Cette fonction est déterminée par les caractéristiques physico-chimiques du réservoir (morphologie et interconnexion des vides):

- la morphologie des pores et milieux poreux: la dimension des pores est directement liée à celle des grains du réservoir;

- interconnexion des pores et milieu continu: la communication des pores permet le déplacement des particules d'eau selon des trajectoires plus ou moins compliquées (tortuosité des trajectoires).

- morphologie des fissures et milieu fissuré: micro et macrofissures, fentes plus ou moins allongées issues d'un processus purement mécanique.

En fonction de ces caractéristiques, les réservoirs se classent en deux grandes catégories:

- Les réservoirs poreux, constitués de roches meubles, non consolidées (fig. 5);

- les réservoirs fissurés, constitués de roches compactes, consolidées (fig. 6).

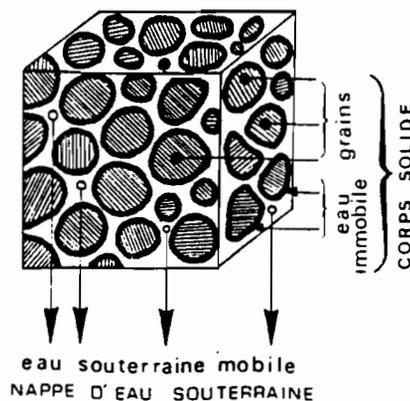


Figure 5 - L'aquifère est un complexe physico-chimique unique de deux constituants ou phases : le réservoir et l'eau souterraine dont la fraction mobile constitue la nappe d'eau souterraine.

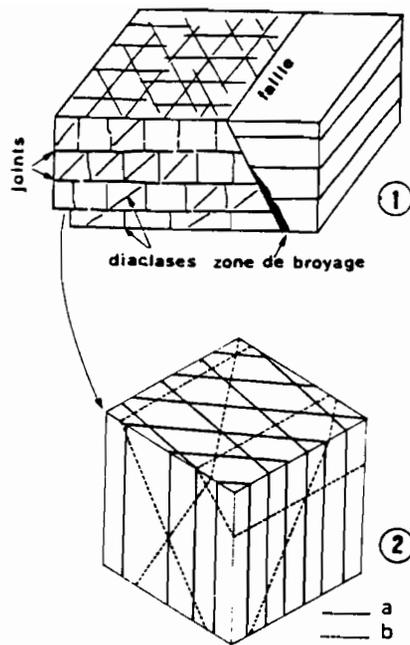


Figure 6 - Microfissures et macrofissures des roches compactes. Milieu fissuré. Formation hydrogéologique perméable carbonatée fissurée de la craie supérieure du bassin de Paris.

1, bloc diagramme d'un grand volume d'aquifère ; 2, échantillon montrant trois grandes familles de microfissures (diaclases) identifiées par l'étude statistique des affleurements : a, fissures subverticales ; b, fissures obliques aquifères.

Les paramètres du complexe eau/réservoir sont mesurés en laboratoire et sur le terrain par la détermination de la porosité efficace et les pompages d'essai:

- La porosité (n) est le rapport du volume des vides (v_v) au volume total de la roche (v_t):

$$n = v_v / v_t \%$$

- La porosité efficace (n_e) est le rapport du volume d'eau gravitaire (v_e), que le réservoir peut contenir à l'état saturé puis libérer sous l'effet d'un égouttage complet, à son volume total (v_t) (fig. 7):

$$n_e = v_e / v_t (\%)$$

- L'emmagasinement: le coefficient d'emmagasinement (S) se détermine sur le terrain par des pompages d'essai. Il se définit comme étant le rapport du volume d'eau libéré ou emmagasiné, par unité de surface de l'aquifère (m^2), à la variation de charge hydraulique (Δh) correspondante. Dans une nappe à surface libre le coefficient d'emmagasinement est égal, en pratique à la porosité efficace, ce qui n'est pas le cas pour une nappe captive où il lui est 10 à 100 fois plus inférieur.

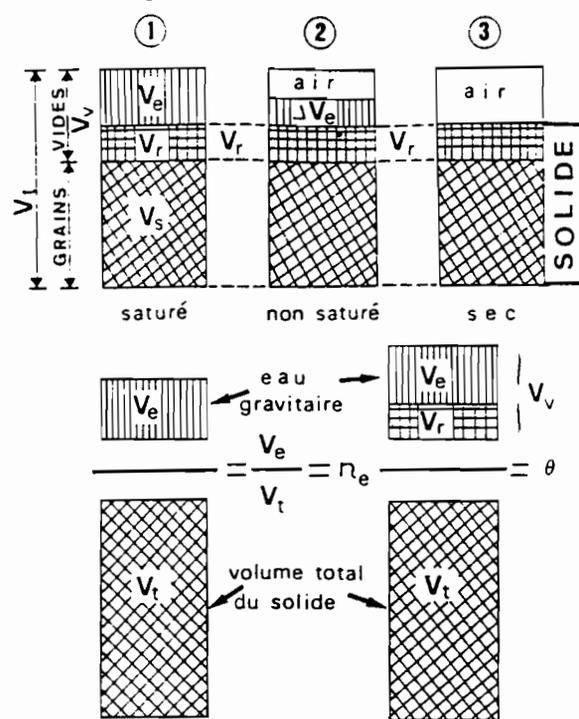


Figure 7 - Schéma des trois états d'un échantillon de sous-sol montrant les types d'eau souterraine présents dans les vides du réservoir. Définition de la porosité efficace, n_e et de la teneur en eau θ . V_e et ΔV_e , volumes d'eau gravitaire ; V_r , volume d'eau de rétention ; V_s , volume de la phase solide ; V_t , volume total de l'échantillon.

- Le niveau piézométrique (H, en m)

Le niveau piézométrique est l'altitude, en m, du plan d'eau par rapport au niveau de référence géographique (niveau marin). Il est mesuré par différence entre la cote du sol (z en m) et la profondeur du plan d'eau en équilibre naturel dans un ouvrage.

$$H = z - H_p$$

Pour une source c'est l'altitude de l'émergence naturelle

$$H = z$$

Pour une nappe artésienne elle est égale à la cote (z) du sol plus l'élevation du niveau d'eau au-dessus du sol.

- La charge hydraulique est le poids de la colonne d'eau au-dessus du niveau de référence. C'est l'énergie par unité de poids.

- Le potentiel hydraulique est l'énergie exigée pour porter l'unité de masse au-dessus du niveau de référence.

Ces trois paramètres sont assimilable, par convention, étant donné la précision des mesures, au niveau piézométrique.

- Le gradient hydraulique est la différence de niveau entre deux points de la surface piézométrique, par unité de longueur le long d'une ligne de courant.

V- AQUIFERE ET ECOULEMENT DE L'EAU SOUTERRAINE

En hydrodynamique souterraine, l'écoulement est le déplacement de particules d'eau le long de trajectoires théoriques matérialisées par les lignes de courant, encore appelées lignes de flux ou filets liquides.

La perpendiculaire aux lignes de courant successives est la ligne équipotentielle. C'est la ligne d'égal potentiel hydraulique,

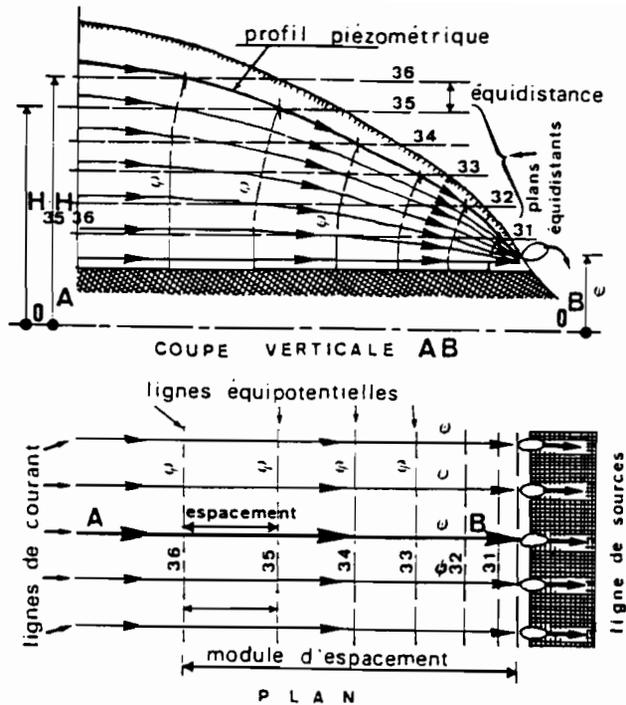


Figure 8 - Réseau d'écoulement. Aquifère à nappe libre alimentant une source de déversement. Équidistance et module d'espacement des courbes hydroisohypses.

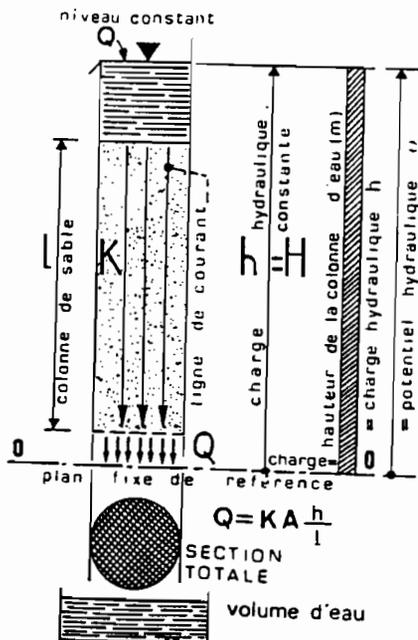


Figure 9 - Expérience de Darcy. Schéma du dispositif expérimental. La vitesse de filtration est calculée avec la section totale intérieure du tube.

assimilable à une ligne d'égal charge ou d'égal niveau piézométrique (fig. 8).

La fonction conduite du réservoir permet le transport des quantités d'eau et la transmission d'influence. Elle est imposée par la structure de l'aquifère (paramètres géométriques et hydrodynamiques).

La loi de Darcy, établie expérimentalement (fig. 9), est à la base de l'hydrodynamique souterraine. Elle montre que le volume d'eau (Q , en m^3), filtrant de haut en bas, dans une colonne de sable de hauteur, l , (en m), à travers la section totale, A , (en m^2), perpendiculaire à la direction verticale d'écoulement, est une fonction d'un coefficient de proportionnalité K (en m/s), caractéristique du sable et de la perte de charge h/l (sans dimension), par unité de longueur du cylindre de sable:

$$Q (m^3) = K (m/s) \cdot A (m^2) \cdot h/l$$

Le paramètre (K) est le coefficient de perméabilité;
le quotient de la charge (h) par la longueur (l) de la colonne de sable ou perte de charge par unité de longueur (h/l) est appelé le gradient hydraulique, i , sans dimensions).

$$Q = K \cdot A \cdot i$$

L'expression, Q/A (en m/s) noté q , en m/s est le débit unitaire. Il est égal au produit du coefficient de perméabilité au gradient hydraulique

$$q = K \cdot i$$

Il est l'équivalent de la vitesse de filtration, V , (en m/s), rapportée à la section totale (A en m^2):

$$V = q = Q/A = K \cdot i$$

L'application sur le terrain de loi de Darcy donne le schéma (fig. 10) de l'écoulement latéral de la nappe qui s'écrit:

$$q = - K \cdot (h_1 - h_2)/l = - K \cdot \Delta h/l = K \cdot i$$

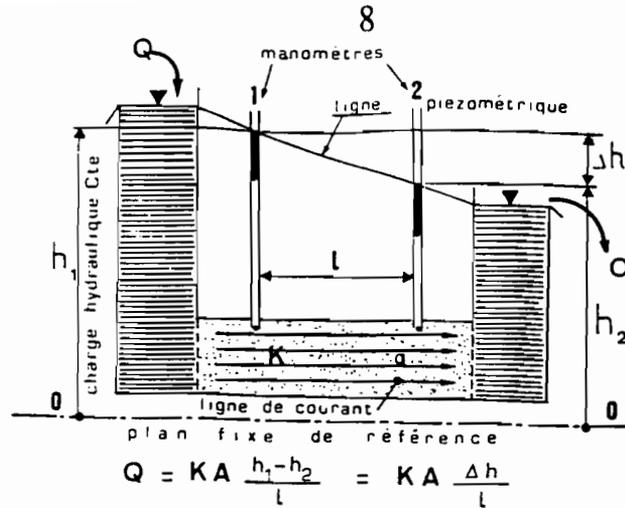


Figure 10 - Dispositif de laboratoire avec écoulement latéral représentatif de l'écoulement de l'eau souterraine dans l'aquifère.

VI- PRINCIPAUX TYPES DE NAPPES D'EAU SOUTERRAINE

La nappe désigne l'eau contenue dans son gisement. Elle évoque la notion de continuité de l'eau dans une formation hydrogéologique (un aquifère).

Il existe trois types de nappes définies par la nature de la limite supérieure de la formation aquifère:

- Nappe libre

La limite supérieure (fig. 11) est constituée par un niveau hydrodynamique, lieu de tous les points constituant la hauteur de l'eau dans l'aquifère et appelé surface piézométrique. Elle est en contact avec l'atmosphère (zone non saturée) et se déplace verticalement en fonction de l'exploitation ou de l'écoulement souterrain.

- Nappe captive

La limite supérieure (fig. 12) est constituée par une formation géologique imperméable appelée toit de l'aquifère. L'eau de la nappe est sous pression entre deux formations imperméables (le substratum ou mur et le toit de l'aquifère).

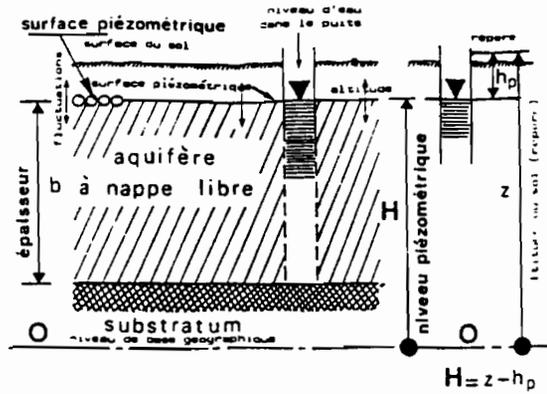


Figure 11 - Schéma de l'aquifère à nappe libre. Mesure du niveau piézométrique.

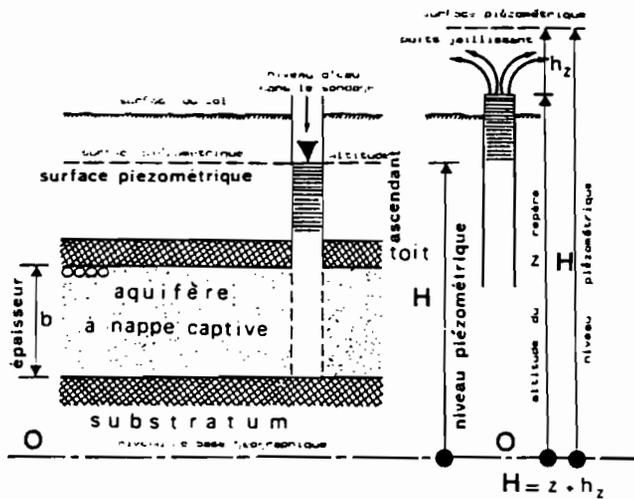


Figure 12 - Schéma de l'aquifère à nappe captive. Mesure du niveau piézométrique.

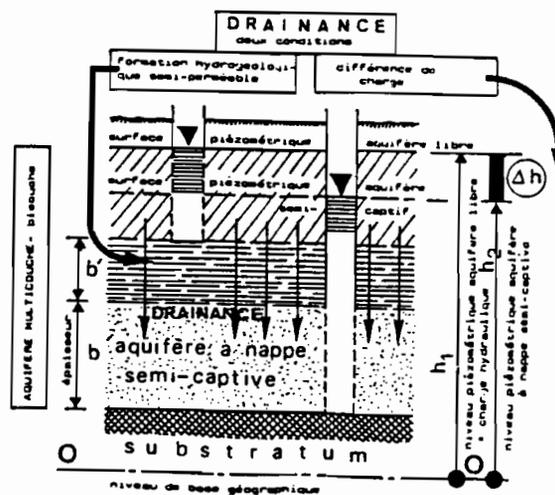


Figure 13 - Drainance et aquifère multicouche (bicouche). La drainance exige deux conditions : présence d'une formation hydrogéologique semi-perméable et différence de charge, Δh .

- Nappe semi-captive ou à drainance

Le toit de l'aquifère est constitué par une formation semi-perméable permettant, dans certaines conditions hydrodynamiques (différence de charge), des échanges d'eau ou de pression avec un aquifère supérieur ou sous-jacent (fig. 13).

VII- ETUDE DES VARIATIONS PIEZOMETRIQUES

La surface piézométrique des nappes présente, en fonction du temps, des fluctuations de niveau qui sont de deux ordres: naturelles et artificielles.

Les variations naturelles sont essentiellement dues aux précipitations, de concert avec l'évapotranspiration. Les fluctuations induites sont cycliques (saisonniers et même séculaires).

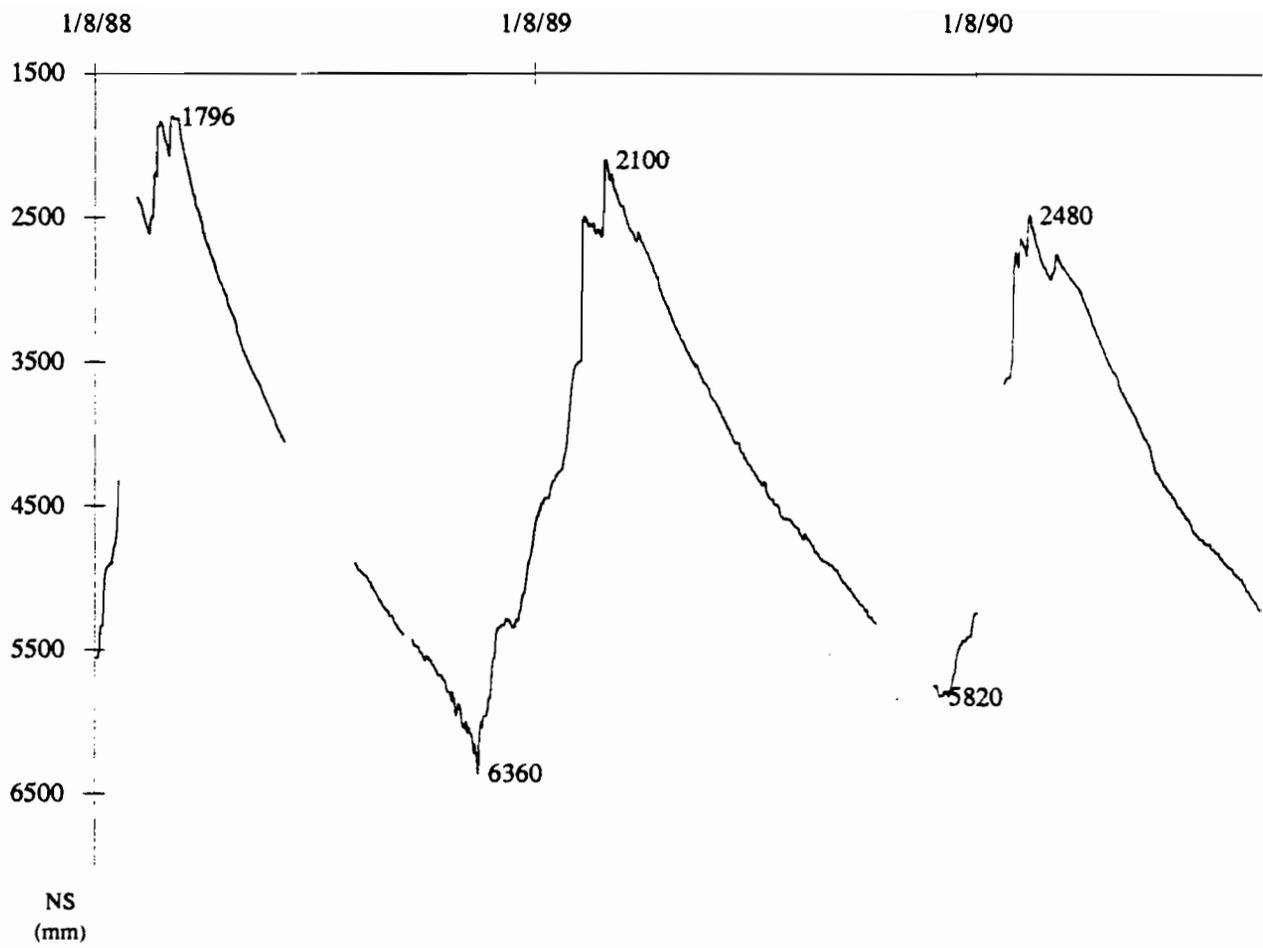
Les variations accidentelles ont des causes diverses (tremblement de terre, ébranlement, tassement, effondrement etc).

Les variations artificielles sont souvent le fait d'actions anthropiques (aménagement, exploitations abusives).

Nous n'insisterons que sur l'influence conjuguée des précipitations et de l'évapotranspiration, facteurs essentiels du bilan hydrologique des nappes superficielles dans les conditions climatiques actuelles de la zone tropicale sèche.

- Influence des précipitations et de l'évapotranspiration

Les précipitations, lorsqu'elles sont suffisantes, provoquent l'existence d'infiltrations efficaces, qui alimentent les nappes d'eau souterraine. En zone tropicale, la périodicité saisonnière des précipitations entraîne, avec un retard, dû au temps de percolation et fonction, essentiellement, de la profondeur de la nappe et de la perméabilité du substratum géologique, celle de l'hydrologie des nappes. La recharge saisonnière relève la surface piézométrique au cours de la saison humide. Au cours de la saison sèche qui suit, se



produit le processus inverse, sous l'effet de l'évapotranspiration (fig. 14).

L'hydrodynamique des nappes superficielles reste dominée par des mouvements verticaux, de recharge et de décharge piézométrique (fig. 15)

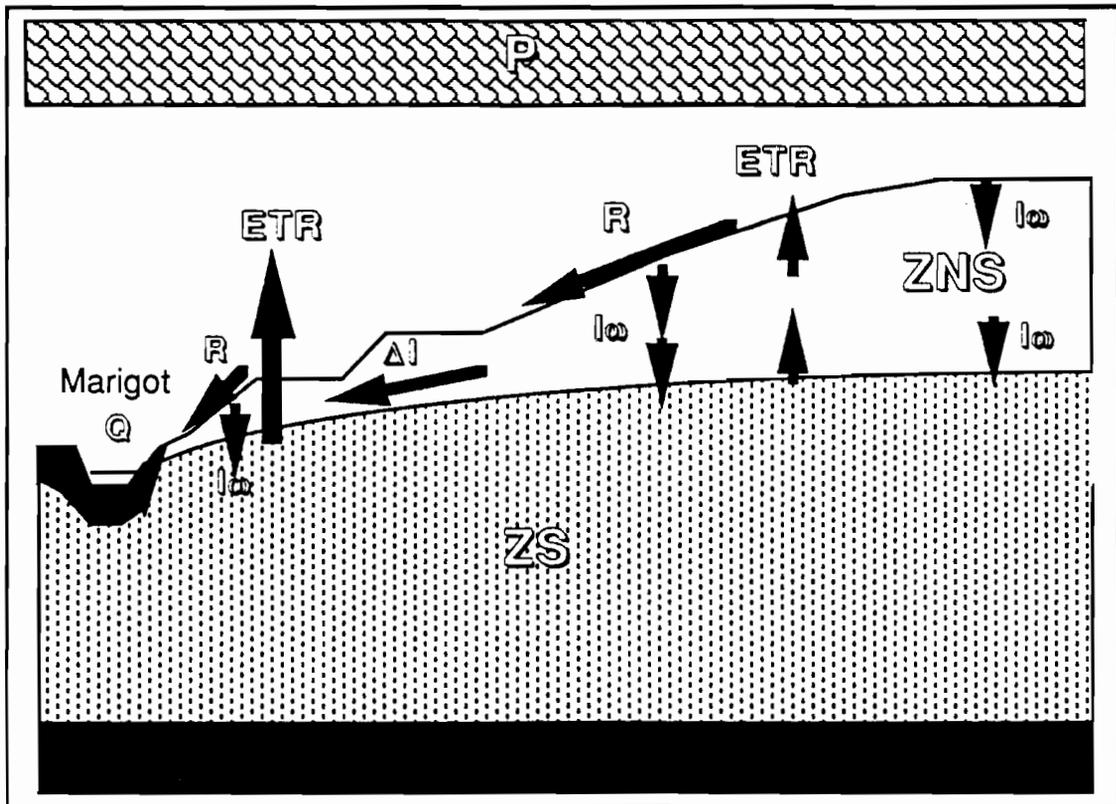


Figure 15 : éléments du bilan hydrique en Basse Casamance.

ETR: évapotranspiration réelle; I_e : infiltration efficace; ΔI : écoulement hypodermique; P: précipitations; Q: écoulement global; R: ruissellement direct; ZNS: zone non saturée; ZS: Zone saturée.

A N N E X E I X

ORSTOM



Atelier de Formation aux Techniques d'Etude de l'eau dans le système Sol - Plante - Atmosphère

Mbour, 30 Novembre - 10 Décembre 1992

LOIS ET VOIES DE LA CIRCULATION DE L'EAU

Extrait de E.GARNIER 1985.- Dessèchement du sol et indicateurs physiologiques de l'état hydrique chez le pêcher : Application au déclenchement de l'irrigation, Thèse Docteur Ingénieur, USTL, Montpellier.

CIRCULATION DE L'EAU: LOIS ET VOIES

L'idée de traiter les processus de circulation de l'eau du sol vers la plante puis de la plante vers l'atmosphère en considérant que ces trois éléments font partie d'un seul système - le système sol-plante-atmosphère - semble remonter à GRADMANN (1928). Reprenant cette idée, Van den HONERT (1948) propose de traiter les flux d'eau dans ce système comme un processus en chaîne obéissant, pour chaque maillon, à une relation du type loi d'Ohm:

$$\text{Flux} = \text{Différence de potentiel} / \text{Résistance, ou } F = \Delta\psi / r \quad (I.1)$$

Les flux d'eau sont gouvernés par des gradients de potentiel hydrique. Cette grandeur physique est devenue centrale aussi bien dans les études concernant la circulation de l'eau que pour caractériser l'état hydrique du végétal à un instant donné.

I.A. DEFINITION DU POTENTIEL HYDRIQUE

La définition du potentiel hydrique nécessite au préalable celle du potentiel chimique.

En thermodynamique, le potentiel chimique d'un élément j est sa contribution, par mole, à l'enthalpie libre du système, i.e. à la quantité d'énergie qui peut fournir du travail. Sous sa forme la plus générale, on peut l'écrire:

$$\mu_j = \mu_j^\circ + RT \ln a_j + \bar{V}_j P + z_j FE + m_j gh \quad (I.2)$$

Les différents termes de cette expression traduisent le fait que μ_j dépend:

- de l'activité de l'élément (a_j) et de sa température (T). R étant la constante des gaz parfaits;
- de la pression hydrostatique (exprimée par le terme de potentiel hydrostatique P), \bar{V}_j étant le volume molaire partiel de l'élément dans le système;
- du potentiel électrique si l'élément est chargé (E), z_j étant la charge de l'élément, et F la constante de Faraday;
- des forces de gravité, m_j étant la masse molaire de l'élément, g l'accélération de la pesanteur, et h la hauteur de l'élément par rapport à la référence.

Cette expression traduit également le fait que le potentiel chimique est une quantité relative dont la définition dépend d'une valeur de référence (μ_j°).

Le potentiel hydrique total (ψ) d'un système est défini comme la différence entre le potentiel chimique de l'eau (indice w) dans le système et celui de l'eau pure à la pression atmosphérique, à

la même température et à un niveau gravitationnel fixé à 0, le tout rapporté à l'unité de volume. Le potentiel de l'eau pure, défini comme précédemment, est pris comme potentiel de référence et est arbitrairement fixé à 0. Il s'ensuit que le potentiel hydrique d'un système sera en général négatif.

On trouvera en Annexe I les étapes du raisonnement permettant de passer de l'équation 1.2 à la formulation suivante:

$$\Psi = \mu_w - \mu_w^* / \bar{U}_w = P - \Pi + \rho_w g h \quad (1.3)$$

où Π est le potentiel osmotique et ρ_w la densité de l'eau. Défini ainsi, Ψ a la dimension d'une énergie par unité de volume ($N.m/m^3$) soit une force par unité de surface, donc une pression. L'unité du système international en est le Pascal ($1 \text{ Pa} = 1 \text{ N.m}^{-2}$). Bien que l'unité la plus communément employée soit le bar, pour des raisons d'unification, nous emploierons le Pa sous la forme d'un de ses multiples, le MegaPascal ($1 \text{ MPa} = 10^6 \text{ Pa} = 10 \text{ bars} = 0.987 \text{ atm}$). La contribution du terme de gravitation ($\rho_w g$) est de 0.01 MPa.m^{-1} . La présente étude a été réalisée sur des arbres dont la hauteur maximum est de l'ordre de 3m. Nous négligerons donc ce terme.

On décompose souvent le potentiel osmotique Π en deux parties, l'une tenant compte des substances dissoutes (Π_D), l'autre de l'influence des interfaces solide-liquide (Π_J). Une certaine confusion peut en résulter, car on assimile généralement Π_D à Π ($= \Pi_D + \Pi_J$), τ apparaissant comme une nouvelle composante du potentiel hydrique total, sans lien avec Π , et on écrit alors (gravitation négligée):

$$\Psi = P - \Pi - \tau \quad (1.4)$$

τ remplaçant Π_J : τ est appelé potentiel matriciel.

La contribution de ces différentes composantes varie beaucoup d'un tissu à l'autre: dans une cellule de parenchyme, c'est Π qui domine, alors que dans le xylème, il est généralement négligé.

On trouvera des approfondissements de ces différentes notions dans les travaux de BERGER (1971), PASSIOURA (1982) et NOBEL (1983), entre autres.

Rappelons simplement que la mesure du potentiel hydrique total Ψ est intéressante aussi bien pour déterminer le sens des flux d'eau que pour caractériser l'état hydrique du végétal: schématiquement, plus la valeur de Ψ sera négative (i.e. plus le potentiel chimique de l'eau dans le système considéré sera éloigné de celui de l'eau pure), moins l'eau sera disponible pour la plante, et donc, plus la contrainte hydrique qu'elle subira sera grande.

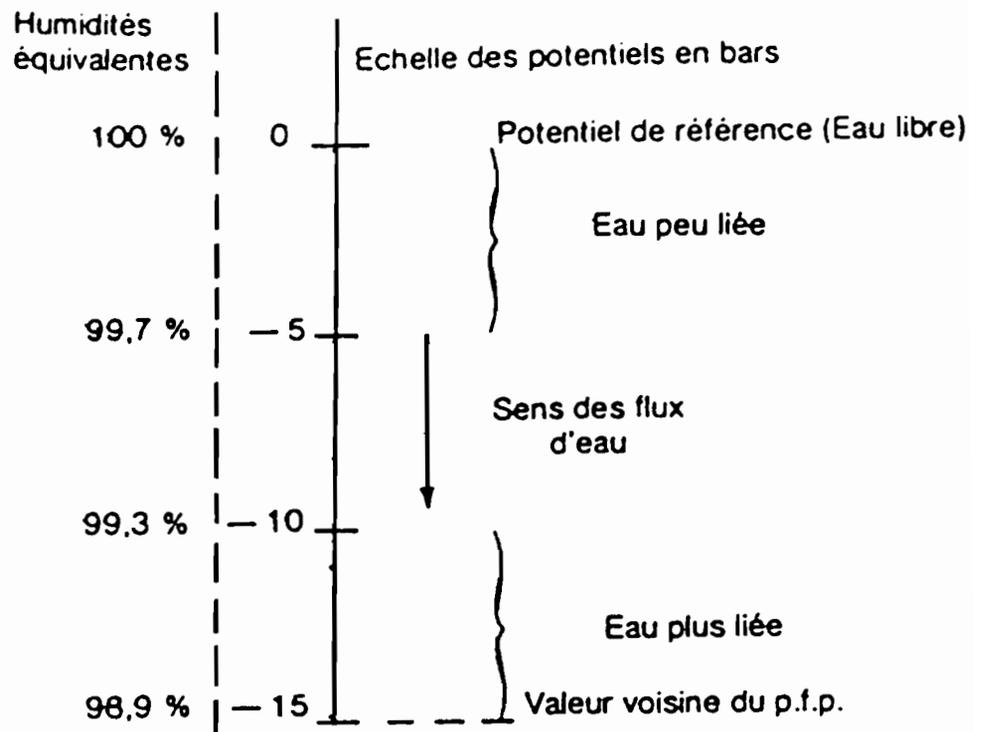


Fig. 1 - Convention de signe du potentiel hydrique et sens des flux d'eau entre deux valeurs de potentiel (in CRUIZIAT, 1980).

I.B. CIRCULATION DE L'EAU DANS LE SYSTEME SOL-PLANTE-ATMOSPHERE (SSPA)

L'eau circule dans le SSPA le long de gradients de potentiel hydrique, dans le sens des potentiels décroissants (fig. 1).

Les ordres de grandeur des valeurs du potentiel dans les différentes parties du système sont présentés en haut de la fig. 2 (page suivante). Cette figure montre que la gamme des potentiels dans l'atmosphère est de l'ordre de 10 à 100 fois plus faible (valeurs négatives) que dans le sol ou la plante. C'est ce gradient considérable entre plante et atmosphère qui est responsable, pour l'essentiel, de la circulation dans le SSPA.

I.B.1. Moteur et transmission

I.B.1.1. Généralités

Pendant la journée, deux phénomènes sont susceptibles de faire circuler l'eau:

- 1) La poussée racinaire, flux d'eau induit par un gradient de pression osmotique ($\Delta\Pi$) entre le milieu externe et la stèle racinaire;
- 2) La transpiration au niveau des feuilles.

Lorsque le flux de transpiration augmente au cours de la journée, $\Delta\Pi$ diminue par simple dilution des solutés dans l'eau; dans ces conditions, la contribution de la poussée racinaire au flux de transpiration est négligée (voir WEATHERLEY, 1982). Dans la présentation de ce qui suit, nous admettrons cette hypothèse et considérerons que le seul moteur de la circulation de l'eau est la transpiration foliaire.

La transpiration consiste en une vaporisation de l'eau au niveau des chambres sous-stomatiques suivie d'une diffusion de l'eau en phase gazeuse vers l'atmosphère. Depuis le sol jusqu'aux chambres sous-stomatiques, soit sur plus de 99% du trajet, l'eau est transportée sous forme liquide (voir fig. 2).

I.B.1.2. Le moteur: la transpiration

En l'absence de tout rayonnement, le simple gradient de potentiel entre la plante et l'atmosphère (fig. 2, page suivante) est susceptible de provoquer un flux d'eau si les stomates sont ouverts. Pendant la journée, l'écriture du bilan d'énergie au niveau des feuilles montrerait que leur température de surface s'équilibre entre 70 et 80°C. C'est l'évaporation de l'eau, processus physique consommateur d'énergie ($2454 \cdot 10^3$ J/kg d'eau évaporée à 20°C) qui permet de maintenir cette température à un niveau compatible avec la vie végétale. Pour la végétation, la formulation la plus complète de l'évaporation d'une unité de surface est donnée par l'équation de PENMAN-MONTEITH qui fait intervenir les différentes variables de

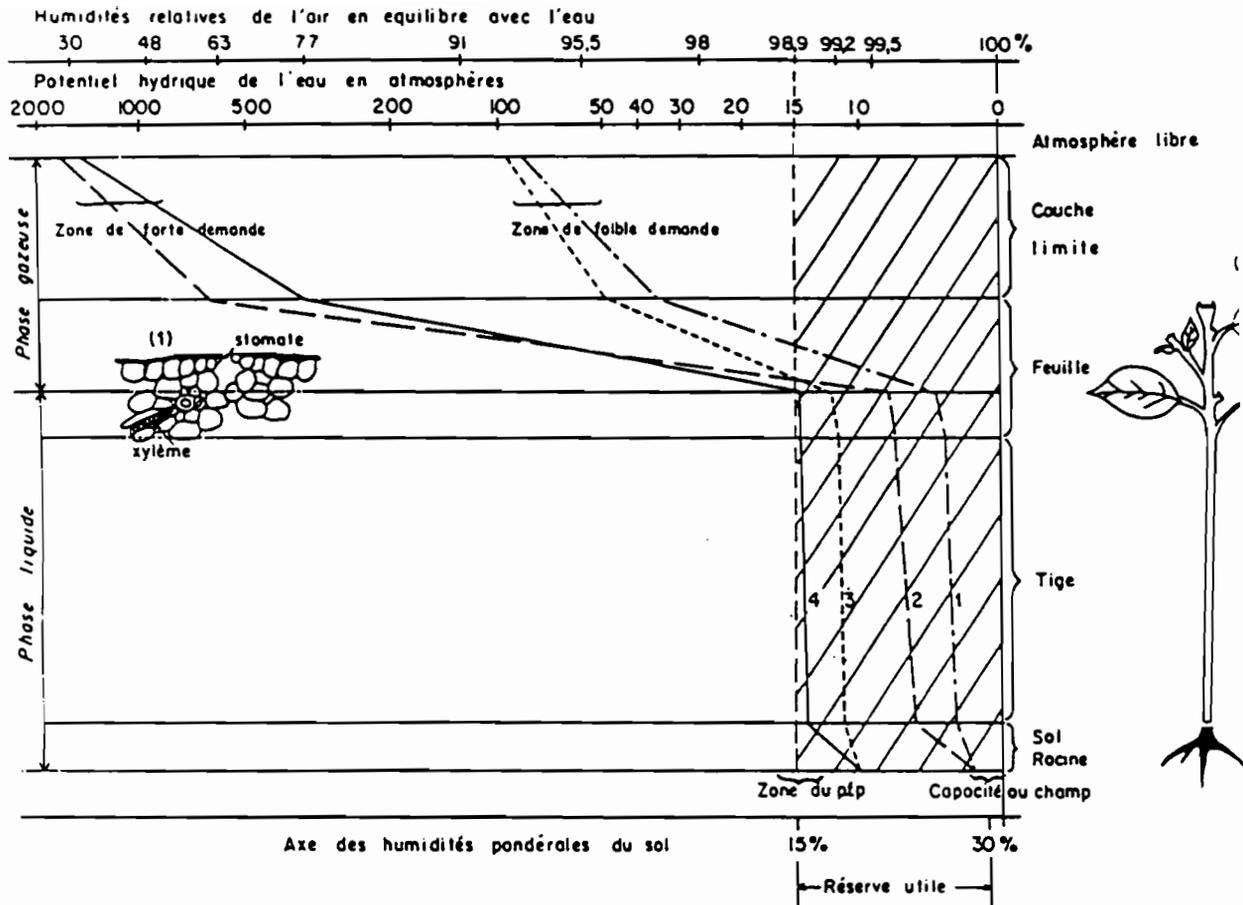


Fig. 2 - Schéma donnant les valeurs de potentiel hydrique dans les différentes parties du système sol-plante-atmosphère, ainsi que la correspondance approximative entre ces valeurs et les humidités relatives: courbe 1, sol humide, faible évaporation; C.2, sol humide, forte évaporation; C.3, sol sec, faible évaporation; C.4, sol sec, forte évaporation (in CRUIZIAT, 1980).

l'environnement (rayonnement net et déficit de pression de vapeur de l'air de façon directe, température de l'air et vitesse du vent de façon indirecte), et qui tient compte du degré d'ouverture des stomates (voir par exemple, JARVIS, 1975).

Une application de la loi de diffusion de Fick permet également de quantifier ce flux d'eau (voir SLATYER, 1967):

$$E = (c_w - c_a) / r \quad (1.5)$$

où E est la densité de flux de vapeur ($\text{Kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$), r est la résistance à la diffusion de vapeur (s.m^{-1}) et $c_w - c_a$ est le gradient de concentration de vapeur entre la surface évaporante et l'air (Kg.m^{-3}).

Cette perte d'eau par transpiration provoque une chute de pression hydrostatique (terme P de l'éq.1.3) dans les parois des cellules voisines de l'interface liquide-vapeur; le gradient de potentiel ainsi créé "tire" l'eau du sol à travers toute la plante contre les forces de gravité et de friction qu'elle rencontre.

I.B.1.3. La transmission: théorie de la cohésion

Une pompe à vide branchée à l'extrémité d'un tuyau vertical serait susceptible de faire monter de l'eau jusqu'à une hauteur de 10 mètres. Comment l'eau peut-elle arriver au sommet d'arbres mesurant jusqu'à 100m de hauteur, sachant que la force motrice n'est pas la poussée racinaire mais la transpiration ?

Deux conditions doivent être remplies: (1) pour que le gradient de potentiel créé soit supérieur à celui que créerait une pompe à vide, il faut que l'eau soit sous tension, c'est à dire à des pressions hydrostatiques négatives et (2), pour que l'eau évaporée soit remplacée par de l'eau liquide, il faut que la colonne d'eau entre les sites de transpiration et le sol ne soit pas rompue par la tension provoquée par l'évaporation. Cette dernière condition est réalisée grâce aux forces d'adhésion entre solide et eau (parois des cellules, vaisseaux du xylème, adsorption sur les particules du sol) et surtout grâce aux forces de cohésion - qui donnent leur nom à la théorie - au sein de l'eau. On trouvera des détails concernant ces deux types de force dans NOBEL (1983). Notons simplement que la cohésion de l'eau est apportée par les liaisons hydrogène qui s'établissent entre les molécules d'eau.

Les premières mises en évidence qualitatives de ces phénomènes ont été rassemblées par DIXON (1914); ZIMMERMANN et BROWN (1971) en ont fait une présentation complète ainsi que des conséquences de ces phénomènes sur la circulation de l'eau dans les arbres, et notamment sur les problèmes de cavitation (rupture de la colonne d'eau).

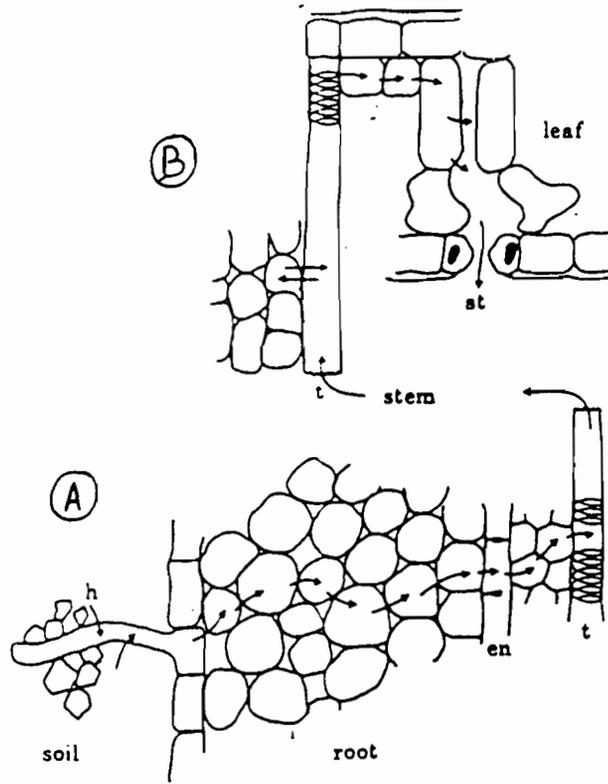


Fig. 3 - Chemins du courant de transpiration; A: à travers la racine (root) à partir du sol (soil) jusqu'aux vaisseaux conducteurs (t), en est l'endoderme, et B: dans la tige (stem) et à travers la feuille (leaf), st: stomates. (in WEATHERLEY, 1976)

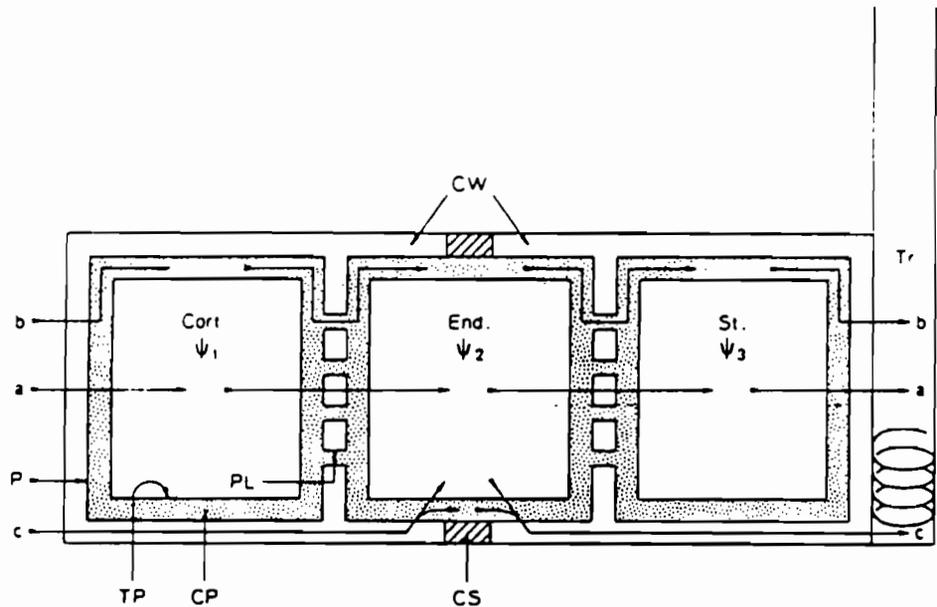


Fig. 4 - Diagramme montrant les trois trajets possibles de circulation de l'eau à travers la racine au niveau cellulaire. a: de vacuole à vacuole; b: dans le symplaste et c: dans les parois cellulaires. Cort: cellules corticales; End: cellules endodermiques; St: cellules de la stèle; Tr: vaisseaux conducteurs; CP: cytoplasme; CS: cadre de Caspary; CW: parois cellulaires; P: plasmalemma; PL: plasmodesme; TP: tonoplaste. (in WEATHERLEY, 1982)

I.B.2. Lois et voies de circulation

Pour arriver jusqu'aux sites de transpiration, puis dans l'atmosphère, l'eau doit être absorbée par les racines, transiter dans le végétal, et s'évaporer au niveau des stomates.

I.B.2.1. Du sol jusqu'aux racines

Les flux d'eau dans un sol saturé obéissent à la loi de Darcy, établie pour un écoulement unidimensionnel, dans un milieu homogène, isotrope et saturé. Elle s'écrit:

$$q = -K \frac{dH}{dz} \quad (I.6)$$

où q est la densité de flux (flux par unité de surface), K la conductivité hydraulique, et dH/dz la perte de charge (dH) par unité de longueur (dz). Cette loi a été étendue aux écoulements dans les sols non-saturés, sous la forme:

$$q = -K(\theta) \frac{dH}{dz} \quad (I.7)$$

qui exprime le fait que la conductivité hydraulique est très fortement dépendante de l'humidité volumique du sol θ .

Les développements concernant ces écoulements d'eau dans le sol peuvent être trouvés par exemple dans HILLEL (1974) ou LUC (1978).

Dans les modèles d'absorption racinaire, les auteurs prennent généralement dH comme la différence de potentiel entre le sol et les racines, et dz comme la moitié de la distance séparant deux racines (in CALLOT et al., 1982).

I.B.2.2. A travers la plante

L'eau pénètre dans la plante essentiellement au niveau des poils absorbants et de l'épiderme des jeunes racines, bien que les parties subérisées puissent également contribuer de façon non négligeable à l'absorption (voir CHANEY, 1981). L'eau doit ensuite traverser un premier massif cellulaire dans la racine avant d'arriver au système de conduction au sein duquel elle transite jusqu'aux feuilles, et enfin un autre massif cellulaire dans la feuille avant d'être évaporée.

i) Dans la racine

La fig. 3A montre le chemin que doit parcourir l'eau pour passer du sol au xylème. Le premier tissu à traverser est le parenchyme cortical de la racine, puis l'endoderme, couche monocellulaire qui présente un épaissement des parois (cadre de Caspary), et enfin, les cellules de la stèle proprement dite. Au niveau cellulaire, trois voies sont possibles (WEATHERLEY, 1982):

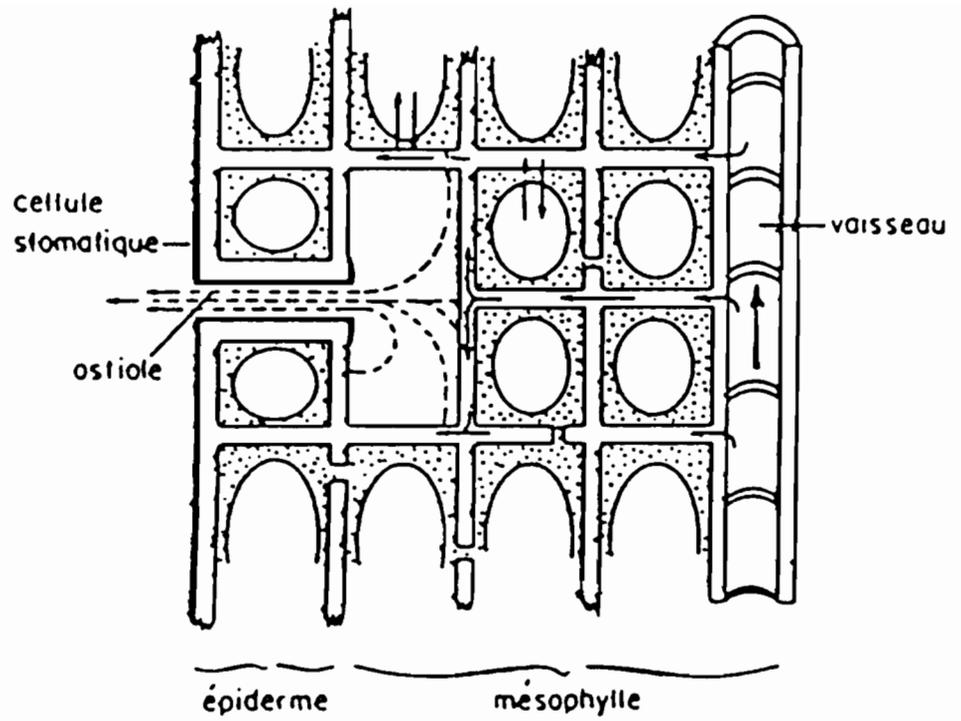


Fig. 5 - Schéma présentant la circulation de l'eau dans la feuille au niveau cellulaire; les flèches indiquent le sens des flux d'eau. Traits pleins: phase liquide; traits pointillés: phase vapeur (in BERGER, 1978).

- fig. 4 (a), trajet vacuolaire: l'eau passe de vacuole en vacuole en traversant le tonoplaste, le cytoplasme, le plasmalemme de chaque cellule, puis les parois tangentielles.

- fig. 4 (b), trajet symplastique: l'eau circule dans le symplaste (cytoplasme + plasmodesmes). Elle pénètre dans la racine à travers le plasmalemme des cellules épidermiques et circule de cellule en cellule à travers les plasmodesmes. L'eau passe ensuite dans les vaisseaux du xylème à travers le plasmalemme des cellules adjacentes aux vaisseaux.

- fig. 4 (c), trajet apoplastique (parois cellulaires): l'eau circule en réponse à un gradient de potentiel hydrostatique entre l'épiderme et l'endoderme. A ce niveau, elle doit pénétrer dans les cellules de l'endoderme car le cadre de Caspary - subérisation des parois - interdit le passage par la paroi. L'eau repasse ensuite dans les parois des cellules de la stèle jusqu'au vaisseaux du xylème.

Les calculs de gradients de potentiel nécessaires pour vaincre les résistances amènent à rejeter le premier chemin qui suppose la traversée d'une dizaine de cellules et donc d'une vingtaine de membranes. Les deux derniers chemins supposent la traversée de deux membranes: pour le premier (b), au niveau de l'épiderme et au niveau du xylème, et pour le deuxième (c), au niveau de l'endoderme. La nature des résistances principales en jeu est différente dans ces deux cas: pour (b), il s'agit du passage au niveau des plasmodesmes, et pour (c), des forces d'adhésion de l'eau avec les microfibrilles des parois. WEATHERLEY (1982) conclut qu'il n'y a pas d'argument décisif permettant d'opter actuellement pour l'une ou l'autre solution.

ii) Dans le xylème

Le mouvement de l'eau s'effectue par le chemin de moindre résistance à la circulation qui est constitué, des racines jusqu'aux feuilles, par le xylème. Chez les Angiospermes, la conduction dans le xylème est assurée par des vaisseaux, assemblage complexe de cellules mortes lignifiées (voir ZIMMERMANN et BROWN, 1971) et dont l'extrémité est formée de plaques perforées offrant une faible résistance au transfert d'eau. L'eau circule sous l'effet de gradients de pression hydrostatique, et l'on peut appliquer la loi de HAGEN-POISEUILLE, établie pour des capillaires idéaux (voir ZIMMERMANN et BROWN, 1971; NOBEL, 1983):

$$\text{Flux} = (\pi / 8\eta) \times \Delta P \times r^4 / l \quad (1.8)$$

qui fait intervenir la viscosité du fluide (η), le gradient de pression le long du capillaire (ΔP) de longueur l , et le rayon de ce capillaire (r).

iii) Dans la feuille (fig. 3B et 5)

Les nervures, constituées par les vaisseaux du xylème qui atteignent les feuilles, amènent l'eau jusqu'à un massif de cellules non vascularisé. Au niveau cellulaire, le choix du trajet se pose dans les mêmes termes que dans la racine, à la différence qu'il n'existe pas ici de barrière du type du cadre de Caspary (fig. 5). Il ne semble

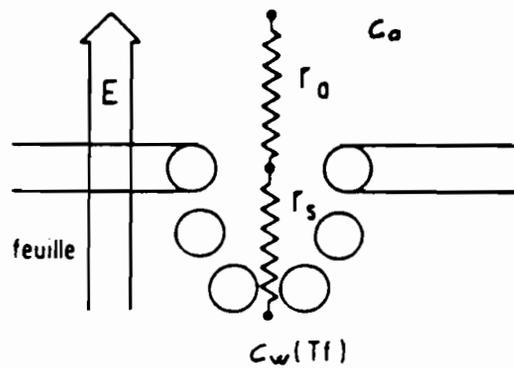


Fig. 6 - Schématisation du trajet de la vapeur d'eau des sites d'évaporation foliaires jusqu'à l'atmosphère. E est la transpiration, c_w et c_a la concentration de vapeur d'eau dans la feuille et l'air respectivement, r_s la résistance stomatique et r_a la résistance de couche limite.

pas que l'on sache actuellement laquelle des voies apoplastique ou symplastique est effectivement empruntée.

Depuis le sol jusqu'à ce dernier point, l'eau circule en phase liquide. La dernière partie du trajet, i.e. son rejet dans l'atmosphère, s'effectue en phase vapeur.

I.B.2.3. De la feuille vers l'atmosphère

L'essentiel de la transpiration s'effectue à travers les ostioles des stomates, bien qu'une partie de la vapeur d'eau puisse passer à travers la cuticule (valeurs dans LARCHER, 1975). Les sites essentiels d'évaporation de l'eau semblent être les parois internes des cellules de l'épiderme proches des stomates (in MEIDNER et SHERIFF, 1976): c'est en effet à ce niveau que le chemin jusqu'à l'atmosphère est le plus court. Une fois l'ostiole franchi, la vapeur d'eau doit traverser la couche limite, couche d'air "adhérente" à la surface de la feuille où l'air est non perturbé, et où la résistance à la diffusion de la vapeur peut être élevée.

Le passage de la vapeur des cavités sous-stomatiques à l'atmosphère suit la loi de diffusion de Fick et s'écrit (décomposition de l'équation I.5):

$$E = (c_w - c_a) / (r_s + r_a) \quad (I.9)$$

où la résistance au transfert est décomposée en une résistance stomatique (r_s) et une résistance de couche limite (r_a). Ce chemin est schématisé sur la fig. 6. Pour calculer ce flux, on suppose généralement que la vapeur d'eau est saturante au niveau des sites de transpiration (voir KÖRNER et al., 1979), ce qui permet d'évaluer la valeur de c_w (concentration de vapeur à ce niveau) à partir d'une mesure de la température de la feuille et de la connaissance de la relation entre température et pression de vapeur saturante.

I.B.3. Le modèle simplifié: l'analogie électrique

La circulation de l'eau dans les différentes parties du SSPA prend, comme nous venons de le voir, des formulations assez différentes (loi de Darcy, loi de Hagen-Poiseuille, loi de Fick) suivant le milieu où on l'étudie. L'idée de Van den HONERT (1948) consiste à considérer que les flux dans ces différents milieux sont interdépendants comme le sont les maillons d'une chaîne. Dans chaque partie du SSPA, on peut considérer que les flux sont proportionnels au gradient de potentiel existant entre ses bornes, et inversement proportionnels à une résistance au flux. C'est donc une formulation de type loi d'Ohm (eq. I.1).

I.B.3.1. La relation de base

La formulation la plus simple consiste à écrire que le gradient de potentiel entre le sol (Ψ_s) et la plante (Ψ_p) est de la forme:

$$\Psi_p - \Psi_s = F.R \quad (I.10)$$

Ψ_p et Ψ_s sont des valeurs moyennes au niveau de la plante et du sol respectivement, F est le flux d'eau liquide entre sol et plante, et R est la résistance à la circulation de l'eau entre ces deux zones (e.g. BOYER, 1968; ELFVING et al., 1972; BERGER, 1978). Cette relation suppose implicitement que les conditions de mesure sont isothermes, et que F est constant le long du trajet entre les deux points de mesure, condition pour laquelle la circulation est dite en flux conservatif (= régime permanent).

L'intérêt de cette formulation est qu'elle montre que le potentiel de la plante à un instant donné est fonction du potentiel du sol, de l'intensité de la transpiration (F), et des résistances au transfert de l'eau.

Une formulation plus complète, tenant compte de la ramification du courant d'eau dans les parties aériennes et du gradient de potentiel gravitationnel a été donnée par RICHTER (1973):

$$\Psi_p = \Psi_s + \Psi_g - \sum F_i.R_i \quad (I.11)$$

où Ψ_p n'est plus une valeur globale pour la plante, mais le potentiel en un point précis du chemin, F_i et R_i sont respectivement les flux et les résistances dans chaque ramification entre le sol et le point de mesure. Si le potentiel Ψ_p est mesuré sur une feuille, le dernier F_i représente le flux de transpiration de cette feuille. Cette dernière relation, quoique théoriquement exacte, est très difficile à appliquer dans la mesure où l'accès aux différents flux et résistances est assez délicat.

Le potentiel de la plante est le plus souvent mesuré au niveau des feuilles. Nous retiendrons donc finalement la formulation de ELFVING et al. (1972):

$$\Psi_l = \Psi_s - (\text{flux}).r_{s\ell} \quad (I.12)$$

où Ψ_l est le potentiel foliaire et $r_{s\ell}$ la résistance entre sol et feuille. Ψ_l doit être considéré comme "une variable dépendante de la fourniture d'eau à la feuille et du courant de transpiration, et non pas comme une variable indépendante qui contrôle le flux d'eau à travers la plante" (KAUFMANN, 1976). En d'autres termes, la valeur du potentiel hydrique foliaire à chaque instant est fixée par le bilan entre les entrées et les sorties d'eau de cette feuille.

Le terme $r_{s\ell}$ englobe différentes résistances à la circulation: sol, interface sol-plante, racine, xylème, pétiole, qui ne sont pas toutes du même ordre de grandeur, ni nécessairement constantes.

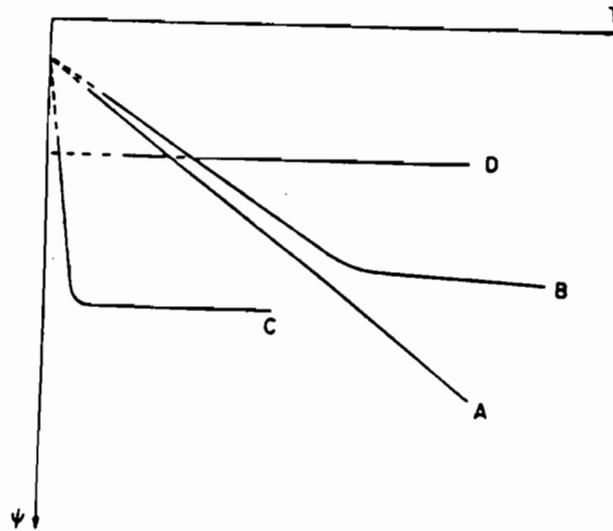


Fig. 7 - Principaux types de relation entre potentiel hydrique foliaire (Ψ) et transpiration obtenues sur différentes espèces et dans différentes conditions. A: relation linéaire à résistance constante; B: relation linéaire dans une large gamme de flux, puis stabilisation du potentiel avec augmentation de la transpiration, donc variation de résistance dans la 2ème phase; C: même type que B, mais stabilisation plus rapide du potentiel en fonction de T, et D: potentiel constant quelle que soit la transpiration, donc résistance variable dans toute la gamme de transpiration (in BERGER, 1978).

I.B.3.2. Le problème des résistances

i) Résistances variables

Dans une relation linéaire du type (I.10 - I.12), la résistance à la circulation de l'eau est supposée constante, et est représentée par l'inverse de la pente de la droite flux = $f(\Psi)$. Cependant, la relation entre transpiration et potentiel hydrique foliaire est souvent non linéaire (voir HAILEY et al., 1973; BERGER, 1978; fig. 7), que ce soit pour des plantes cultivées en milieu liquide ou dans un sol: dans le premier cas, on connaît effectivement le potentiel dans la solution et donc Ψ_s . Dans le second, on doit faire intervenir une résistance du sol correspondant au trajet de l'eau entre les points d'isopotential Ψ_s et la racine (BERGER, 1971).

Dans ces deux cas, quand la relation n'est pas linéaire, on note une forte résistance aux faibles flux qui diminue et se stabilise aux flux plus élevés (BERGER, 1971; STOKER et WEATHERLEY, 1971; BOYER, 1974; ROY et MOONEY, 1982), ou bien une diminution constante de la résistance (= une augmentation constante de la conductance) avec le flux (WEATHERLEY, 1976). Certains auteurs localisent cette résistance variable dans la racine (STOKER et WEATHERLEY, 1971; WEATHERLEY, 1982). Plusieurs hypothèses ont été avancées pour expliquer ces variations de résistance: (1) lorsque le flux augmente, des surfaces de plus en plus grandes du système racinaire participent à l'absorption ou (2) des pores de diamètre de plus en plus petit se mettent à fonctionner, ou (3) la perméabilité de l'endoderme augmente quand sa turgescence diminue, ce qui est le cas quand la transpiration augmente. On trouvera une discussion complète de ces différents points dans WEATHERLEY (1982).

Au contraire, BOYER (1974) pense que la résistance variable se situe dans la feuille, et serait due au fait qu'aux faibles flux, l'eau passe préférentiellement dans les cellules, alors qu'aux flux élevés, le trajet de l'eau s'effectue dans le système vasculaire uniquement. L'eau doit donc vaincre une résistance supplémentaire aux faibles flux pour rentrer dans les cellules, ce qui serait la cause des variations de la résistance globale.

Ces phénomènes de résistance variable se rencontrent essentiellement chez les plantes herbacées; il semble en effet que la relation transpiration-potential foliaire soit linéaire chez les plantes ligneuses (JARVIS, 1975).

Ces variations de résistance se rencontrent lorsque le flux de transpiration augmente au cours de la journée. On observe également des variations de résistances du système sol-plante au cours de séquences de dessèchement (e.g. HINCKLEY et BRUCKERHOFF, 1975), dont la nature est toutefois différente: dans ce dernier cas, elles sont liées à la diminution de la conductivité hydraulique du sol lorsqu'il se dessèche.

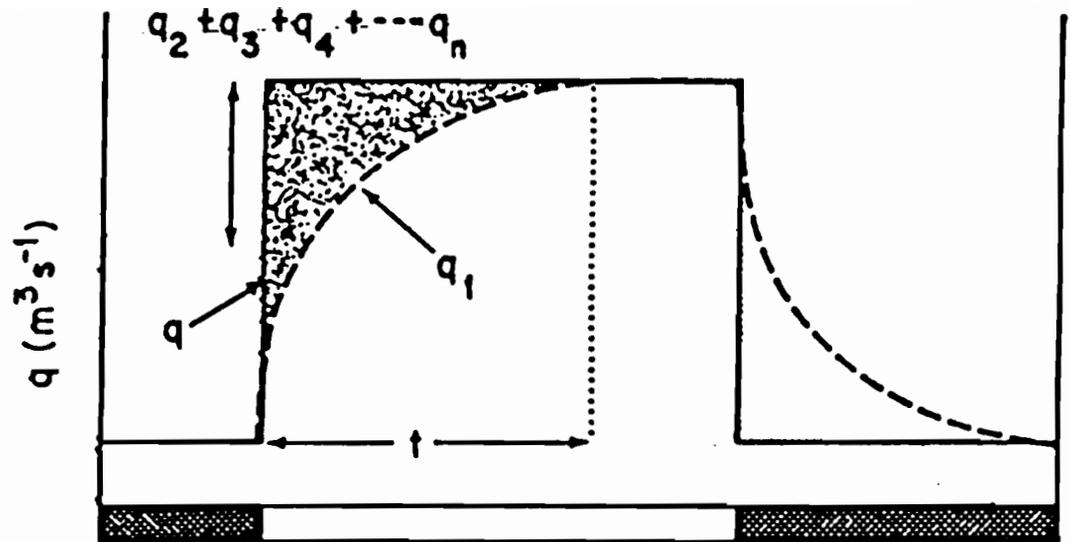


Fig. 8 - Diagramme des flux d'eau dans la plante lorsque la transpiration est modifiée brutalement par l'éclairement. Le trait plein représente la perte d'eau des feuilles par transpiration, q , et le trait pointillé l'absorption par les racines, q_1 ; $q_2, q_3 \dots, q_n$ représentent les flux d'eau hors des zones de stockage (racines, tiges, feuilles). Cette figure montre deux phases de flux non-conservatif, pendant l'intervalle de temps t et lorsque la lumière est coupée (in JARVIS, 1975).

ii) Valeurs relatives des différentes résistances

Les résistances à la circulation de l'eau en phase liquide dans les différentes parties du SSPA peuvent être calculées si on connaît le potentiel à leurs bornes et le flux entre ces bornes. On écrit alors la relation I.1 pour chaque portion.

La résistance à la circulation de l'eau dans le sol est généralement décomposée en deux parties: une résistance rhizosphérique qui correspond au trajet de l'eau vers les racines à partir du sol qui les entoure, et une résistance pararhizale qui intervient quand l'eau se déplace d'un point à un autre (voir BERGER, 1971). En sol humide, la principale résistance semble se localiser dans la racine, entre épiderme et stèle (TAYLOR et KLEPPER, 1975). Quand le sol se dessèche, les résultats présentés par BERGER (1971) montrent que l'augmentation de la résistance est la plus importante dans la zone pararhizale, alors que pour WEATHERLEY (1982), elle se situe dans la rhizosphère, et plus précisément à l'interface sol-racine. Certains auteurs (HUCK et al., 1970; FAIZ et WEATHERLEY, 1982) ont en effet montré qu'en conditions de transpiration, la racine pouvait se contracter fortement, entraînant une rupture du contact sol-racine. Pour être absorbée, l'eau devrait donc passer en phase vapeur, ce qui augmenterait sensiblement la résistance à la circulation.

Pour la plante, les études ont le plus souvent montré que la résistance principale était localisée dans la racine, et quelquefois dans les feuilles, la résistance dans le système conducteur étant le plus souvent la plus faible (in JARVIS, 1975). Cependant, pour HELLKVIST et al. (1974), la résistance principale se trouve dans la tige (trois fois plus importante que dans les racines) chez l'épicéa, et chez un pommier en pot, LANDSBERG et al. (1976) montrent que le rapport entre la résistance dans la tige et dans le xylème varie avec l'intensité de la transpiration. L'importance relative de ces différentes résistances semble donc varier en fonction de l'espèce étudiée, mais aussi en fonction des méthodes employées pour les calculer.

La figure 2 (p.8) montre que la chute de potentiel la plus importante dans le SSPA se situe entre la feuille et l'atmosphère. Dans la mesure où le flux entre le sol et la plante est globalement le même que le flux entre la plante et l'atmosphère (voir les limitations au paragraphe suivant), l'application de la loi d'Ohm montre que la résistance la plus importante dans le SSPA se situe à l'interface plante-atmosphère, au niveau du transfert en phase vapeur. Nous reviendrons plus en détail sur ce point dans le chapitre III.

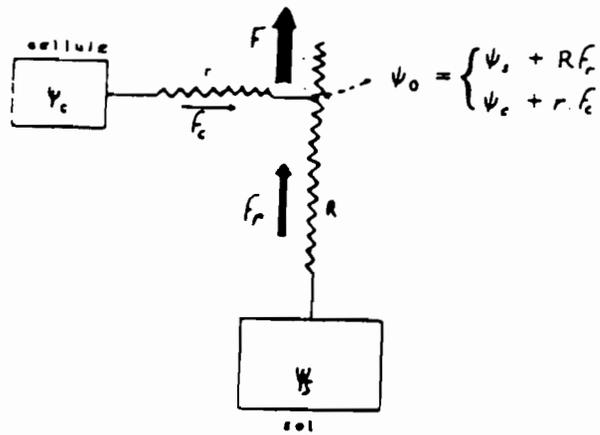


Fig. 9 - Représentation schématique des flux d'eau entre le sol et la plante, et entre les compartiments cellulaires et les voies de circulation. Ψ_s est le potentiel du sol, Ψ_c celui des cellules, et Ψ_0 au point de jonction des deux trajets. f_r est le terme d'absorption racinaire, f_c , celui des flux d'entrée et de sortie des cellules. R est la résistance sol-plante, et r la résistance entre les cellules et les voies de circulation de l'eau (in BERGER, 1969).

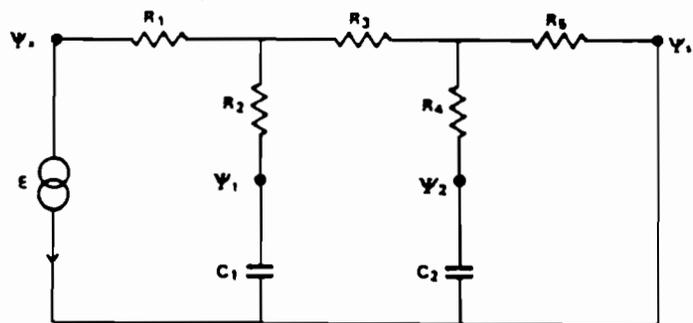


Fig. 10 - Diagramme représentant l'analogie électrique utilisée pour simuler les flux d'eau dans un arbre, en tenant compte des flux axial et latéral entrant et sortant des régions de stockage. Le flux de transpiration est provoqué par des gradients de potentiel établis par un générateur (E). L'eau circule le long de gradients de potentiel, du sol (Ψ_s) vers le xylème de la feuille (Ψ_x), à travers des résistances axiales R_5 , R_3 et R_1 , dans le sol, le tronc et les branches respectivement. La circulation latérale correspond aux flux dans ou en dehors des zones de stockage (racines, phloème des tiges...) de capacités C_1 et C_2 , à des potentiels Ψ_1 et Ψ_2 , à travers des résistances latérales R_2 et R_4 (in POWELL et THORPE, 1977).

I.B.3.3. Le flux non-conservatif

De très anciennes observations montrent que transpiration et absorption sont décalées dans le temps: la transpiration est supérieure à l'absorption pendant la matinée, phénomène qui s'inverse à la tombée de la nuit. La figure 8 (page précédente) tirée de JARVIS (1975) représente ces phénomènes où jour et nuit sont simulés par l'allumage ou l'extinction d'une lampe. Ces décalages ne peuvent pas être expliqués si on ne tient compte que de l'existence de résistances à la circulation de l'eau dans la plante. On doit admettre que la plante peut céder une partie de son eau au courant de transpiration (phase matinale), eau qu'elle récupère pendant la phase nocturne (e.g. WEATHERLEY, 1970; JARVIS, 1975; CRUIZIAT, 1978). Ces décalages entre absorption et transpiration sont donc interprétés comme la mise en oeuvre des réservoirs de la plante.

Ces phénomènes ne sont pas pris en compte dans une formulation de type loi d'Ohm (eq. 1.10), ce qui limite sa validité. Le flux de transpiration F de l'eq. 1.10 devrait être décomposé (WEATHERLEY, 1970):

$$F = f_r + f_c, \text{ ou } f_r = F - f_c \quad (1.13)$$

où f_r est le flux d'eau absorbé par les racines, et f_c le flux provenant des divers tissus de la plante. En régime permanent, f_c est nul et $F = f_r$. Le matin, f_c est positif; la transpiration est par conséquent supérieure à l'absorption. Il est à noter que ce fait arrive de façon courante et est à l'origine du développement des déficits hydriques observés pendant la journée. Le soir, f_c est négatif: l'absorption excède la transpiration, et les tissus se rechargent.

On peut représenter la circulation de l'eau dans un tel système par le schéma de la figure 9 (BERGER, 1969; EDWARDS et JARVIS, 1982; KATERJI et al., 1983), qui exprime, en reprenant partiellement l'analogie électrique, que les réservoirs de la plante (représentés ici à leur niveau élémentaire par la cellule) peuvent participer au courant de transpiration.

Poussant plus loin l'analogie électrique, LANDSBERG et al. (1976) et POWELL et THORPE (1977) proposent de définir les capacités de ces différents réservoirs en assimilant les flux de sortie et d'entrée d'eau dans les différents tissus à la charge et la décharge d'un condensateur à travers une résistance. La capacité du tissu est alors définie comme la quantité d'eau fournie par ce tissu (dW) par unité de variation de son potentiel hydrique:

$$C = dW / d\psi \quad (1.14)$$

Le schéma général de la circulation de l'eau dans un tel système est représenté sur la fig. 10 (LANDSBERG et al., 1976; POWELL et THORPE, 1977).

Ce type de schéma montre que la simple analogie électrique de type loi d'Ohm ne suffit pas à décrire correctement la circulation de

l'eau dans le SSPA. Dans certains cas cependant, lorsqu'on travaille sur des intervalles de temps de l'ordre de la journée ou de quelques minutes, il semble que l'approximation du régime permanent soit acceptable (CRUIZIAT, 1978).

CONCLUSION DU CHAPITRE I

L'expression des transferts d'eau dans le système sol-plante-atmosphère prend des formes assez différentes suivant l'endroit où ils sont considérés. L'analogie électrique proposée par Van den HONERT (1948) permet d'unifier la présentation de ces transferts et montre l'interdépendance des flux dans les différentes parties du système.

Cependant, lorsqu'on s'adresse aux mécanismes réels qui sont en jeu dans les transferts d'eau (interaction eau-paroi au niveau des sites d'évaporation, transferts couplés avec des solutés...), il semble que l'analogie électrique ne puisse plus être utilisée, et qu'il faille reprendre les lois physiques qui régissent de tels phénomènes (CRUIZIAT, 1978; PASSIOURA, 1982). L'application de la loi d'Ohm reste cependant un outil conceptuel qui a le mérite d'être simple, donc facilement utilisable, notamment pour la compréhension des interactions plante-environnement (KAUFMANN, 1976).

Le paragraphe consacré au flux non-conservatif a permis de présenter le fait qu'il existait des réservoirs d'eau dans la plante susceptibles d'approvisionner le courant de transpiration. Ces variations de teneur en eau du végétal sont extrêmement importantes d'un point de vue qualitatif, notamment pour la régulation des pertes d'eau. Du point de vue des quantités mises en jeu, la participation des réserves de la plante reste faible par rapport au volume d'eau absorbé par les racines, et qui traverse la plante.

Nous allons maintenant aborder la localisation et la disponibilité de l'eau dans les différents réservoirs qui alimentent le courant de transpiration.

ETAT HYDRIQUE DE LA PLANTE ET LES CONDITIONS D'AMELIORATION HYDRIQUE

ADJAHOSSOU Dossou Firmin
Faculté des Sciences Agronomiques
Université Nationale du Bénin
BP 526 COTONOU

INTRODUCTION

Pour bien appréhender les concepts et les techniques qui permettent d'apprécier l'état hydrique de l'eau dans la plante, ainsi que les conditions d'alimentation hydrique, il importe de faire un rappel rapide de l'évolution des végétaux.

La vie, originaire de l'eau y est restée et évoluée pendant le précambrien et les terres émergées n'ont été occupées qu'à partir du Silurien et du Dévonien, au milieu de l'ère Primaire. La sortie de la vie de l'eau fut donc une grande révolution, qui n'a pu se produire que grâce à la mise en place progressive de divers mécanismes de résistance à la sécheresse. En effet, les milieux terrestres, essentiellement secs, sont impropres à la vie dont les principaux processus se déroulent en phase aqueuse.

Dans un milieu aquatique, la plante n'a pas besoin d'un support, même lorsque sa taille est très grande. C'est le cas de *Macrocystis pyrifera*, une laminariale de plus de 100 m de long. Il est probable que la conquête des terres fermes se soit faite très progressivement; des plantes qui sont dans la zone des hautes marées se retrouvent hors de l'eau pendant les marées basses et ont dû s'adapter partiellement au dessèchement. Mais cette adaptation ne permet pas encore à la vie de sortir de l'eau. Elle permet de maintenir totalement ou partiellement l'intégrité des structures cellulaires de manière à favoriser la reprise des processus vitaux lorsque la plante est à nouveau dans l'eau, à la faveur de la haute marée.

Une étape décisive a été l'invention d'une tuyauterie capable de transporter l'eau dans le thalle. Les premières plantes qui l'ont

réalisée sont les Psilothalles, apparus au Dévonien supérieur avec un thalle à ramifications dichotomiques présentant en coupe transversale, un faisceau très simple de tissu conducteur, première ancêtre du xylème. Cette structure spécialisée permet déjà à la plante de conserver un peu d'eau.

L'étape suivante dans la conquête de la terre ferme par les plantes est l'absorption et la conservation de l'eau. En principe le Dévonien supérieur est humide et à la place des racines, non encore apparues, sont des poils, des rhizoïde font office de racines.

La conduction de l'eau s'est accompagnée d'un système de protection contre les pertes d'eau: c'est la cuticule. Mais cette invention conduit à un dilemme. En effet, le CO_2 se dissout bien dans l'eau, et y est plus disponible pour la plante que dans l'air. Or, la cuticule conduit à une certaine imperméabilisation et à une diminution de la concentration du CO_2 au niveau des cellules.

L'apparition des stomates a permis l'échange de l'eau et du CO_2 entre la plante et l'atmosphère.

Cette solution, conservée par les plantes terrestres actuelles, conduit à un dilemme, où elles doivent constamment choisir entre la soif (perte d'eau) et la faim (absence de photosynthèse). Mais la nécessité de satisfaire les besoins en carbone aux détriments de la conservation de l'eau a pour conséquence une variation incessante de l'état hydrique de la plante.

Il importe donc de connaître les paramètres hydriques de la plante et d'en déduire les critères utilisés pour exprimer leur état hydrique.

I CRITERES PHYSIQUE DECRIVANT L'ETAT HYDRIQUE DE LA PLANTE

1 - Teneur en eau et Teneur relative en eau

Nous avons repris l'exposé de LOUGUET et LAFRAY dans le Bulletin de liaison N° 1 du Réseau APAMA (1988)

La teneur en eau

La teneur en eau (TE) d'un échantillon est le rapport du poids d'eau contenu dans celui-ci sur son poids sec, obtenu après passage à l'étuve à

85° pendant 24 heures. Le poids d'eau est calculé par la différence entre le poids de la matière fraîche et le poids de la matière sèche. D'où:

$$TE = (\text{poids frais} - \text{poids sec}) / (\text{poids sec})$$

Cependant la teneur en eau ne prend pas en compte l'état d'hydratation du végétal au moment de la pesée.

La teneur relative en eau

La teneur relative en eau (TRE) correspond au rapport de la teneur en eau de l'échantillon prélevé, sur la teneur en eau maximale lorsque les cellules sont à pleine turgescence.

Cet état est habituellement obtenu en plaçant l'organe à réhydrater soit sur du papier filtre humidifié dans des boîtes de Pétri, soit dans un bêcher contenant de l'eau et sous atmosphère saturée. Généralement cette phase de réhydratation a lieu sous faible éclairage pendant un temps de l'ordre de quelques heures (3 à 4 heures minimum) qui dépend de l'état hydrique initial. D'où:

$$TRE\% = 100 \times (\text{poids d'eau de l'échantillon}) / (\text{poids d'eau à pleine turgescence}) = 100 TE / TE_{max}$$

De la même manière, on peut définir le déficit de saturation (D), comme le complément à 100 du contenu relatif en eau TRE%. Soit:

$$TRE\% = 100 - D, \text{ avec } TRE < 100$$

Compte-tenu des définitions précédentes, ce déficit est égal à $(\text{poids d'eau à pleine turgescence} - \text{poids d'eau mesuré lors du prélèvement}) / (\text{poids d'eau à pleine turgescence})$. On peut également l'écrire sous la forme $D = (TE_{max} - TE) / TE_{max}$. La connaissance de ces valeurs est importante car elles permettent d'apprécier l'intensité de la contrainte hydrique subie par le végétal étudié. Par ailleurs, la diminution du contenu en eau de la vacuole entraîne la concentration des solutés qu'elle contient. C'est la simple application de la relation $P1.V1 = P2.V2 = \text{constante}$. Aussi est-il indispensable, lorsqu'on veut comparer des plantes soumises à des conditions hydriques différentes de choisir un même état de référence, par exemple la turgescence maximum.

II NOTION DE POTENTIEL HYDRIQUE

I Définition

SLATYER et TAYLOR (1960), TAYLOR et SLATYER (1961, 1962), SPANNER (1964) furent parmi les premiers à proposer des bases thermodynamiques et une terminologie adéquate pour l'expression de l'état de l'eau dans la plante.

En considérant la plante comme un système thermodynamique ouvert, l'énergie libre de GIBBS G , est donnée par:

$$G = U - TS + PV \quad (1)$$

U est l'énergie interne du système

T est la température absolue

S est l'entropie du système

P et V représentent respectivement la pression et le volume.

On ne peut connaître la valeur absolue de G à un état donné; par contre, on peut mesurer sa variation entre un état initial et un état final; on a alors ΔG , que l'on a pris l'habitude de désigner par Ψ , par similitude avec le potentiel électrique.

En prenant la dérivée de (1), nous avons:

$$dG = dU - T dS - SdT + PdV + VdP \quad (2)$$

En conditions isothermiques $dT = 0$. (Les conditions non isothermiques conduisent à des flux dans le système, à cause des gradients thermiques; cela complique l'analyse du système (BRIGGS, 1967) et rend la mesure du potentiel hydrique difficile, sinon impossible). Sachant que:

$$dU = dQ - dW$$

et que $dQ = TdS$, tandis que $-dW = PdV$ la relation (2) se simplifie et donne:

$$dG = VdP \quad (3)$$

Une des méthodes de mesure du potentiel hydrique de l'eau liquide est celle qui mesure le potentiel de la vapeur d'eau en équilibre avec la phase liquide.

On peut ainsi appliquer la loi des gaz parfaits en écrivant:

$$PV = RT \text{ soit } V = R T / P$$

Par substitution dans (3) nous aurons:

$$dG = RT \, d P / P$$

$$\text{et } \psi = \Delta G = \int_1^2 RT \, d P / P = RT \text{ Log } P_2/P_1 \quad (4)$$

où P1 et P2 sont respectivement les pressions partielles de la vapeur d'eau, en équilibre avec l'eau pure et avec l'eau liquide des tissus.

La mesure de P2 peut être faite avec un psychromètre à thermocouple dont il existe plusieurs modèles; mais cet appareillage est coûteux et les temps d'équilibrage relativement longs, peuvent conduire à des modifications dans l'état physiologique de l'échantillon utilisé.

Le potentiel hydrique est une fonction extensive du système et doit s'exprimer en unités de travail par unité de masse (ex. joule/mole). La masse volumique de l'eau étant égale à l'unité, le potentiel hydrique peut s'exprimer par unité de volume. Dans ces conditions le potentiel hydrique peut avoir les dimensions d'une pression et il s'exprime généralement en bar ou en atmosphère.

2 Composantes du potentiel hydrique

2.2.1 Potentiel gravitationnel

Soient deux bassins A et B contenant de l'eau et situés à une hauteur h l'un de l'autre. Si les deux masses d'eau sont reliées, l'eau du bassin le plus élevé a tendance à passer dans le bassin le plus bas. Pour réaliser l'opération inverse, il faut fournir un travail W, qui ramené à l'unité de masse, représente le potentiel gravitationnel.

2.2 Potentiel matriciel

Il correspond au regroupement de l'action des forces de rétention (capillaire, adsorption imbibition)

2.3 Potentiel pression

Il correspond aux effets de pression autre que la pression atmosphérique

2.4 Potentiel osmotique

Il correspond aux forces d'affinité de l'eau pour les molécules dissoutes. C'est le potentiel chimique de l'eau

$$\Psi_{\pi} = R T/V \text{ Log} N_e \text{ où}$$

V = Volume partiel de l'eau

N_e = Fraction molaire de l'eau dans la solution

Soit N_s la fraction molaire du soluté

$$N_e = 1 - N_s \text{ alors}$$

$$\Psi_{\pi} = R T/V \text{ Log}(1 - N_s)$$

N_s est en général très petit par rapport à 1 et dans ce cas on a:

$$\text{Log}(1 - N_s) \approx - N_s$$

$$\Psi_{\pi} = - R T/V * N_s$$

$N_s/V \approx C$ (concentration)

$$\Psi_{\pi} = - RTC$$

Ψ_{π} (- pression osmotique)

III GENERALISATION

$$\Psi = \Psi_g + \Psi_p + \Psi_{\pi} + \Psi_m$$

Ψ_g peut être positif ou négatif. Si on prend le collet d'une plante comme origine, Ψ_g des cellules des racines est négatif.

Ψ_p est positif ou négatif.

Lors de la montée de la sève brute Ψ_p des racines est positif. Pendant la dépression foliaire Ψ_p des cellules est négatif.

Ψ_{π} est négatif ou nul (eau pure)

Ψ_m est toujours négatif

IV QUELQUES PRINCIPES DE BASE

Lorsque plusieurs systèmes sont en présence, le critère fondamental qui régit l'équilibre concernant les échanges d'eau soit atteint est que soit le même pour tous les systèmes:

$$\Delta\Psi = 0$$

Le sens des échanges d'eau est réglé par les composantes du potentiel hydrique.

Un système à potentiel hydrique bas (au sens thermodynamique) prélève de l'eau à un système de potentiel hydrique plus élevé.

CONDITIONS DE L'ALIMENTATION HYDRIQUE DES PLANTES

1 - Source de l'alimentation hydrique: le sol

Si dans certaines zones arides, l'absorption de l'eau atmosphérique par les feuilles constitue le moyen essentiel de l'alimentation hydrique des plantes, l'absorption racinaire est de très loin le mode principal.

L'eau du sol est absorbée au niveau des poils absorbants et passe dans les racines. Ces poils absorbants doivent donc avoir un potentiel hydrique leur permettant de vaincre les forces de rétention de l'eau dans le sol.

Le potentiel hydrique du sol est égale au signe près à l'énergie qu'il faut lui appliquer pour en libérer 1 g d'eau. Plus le potentiel hydrique est bas, plus les liaisons qui retiennent l'eau de sol sont fortes. C'est le cas d'un sol qui se dessèche et pour les sols très secs le potentiel hydrique peut s'abaisser jusqu'à 10.000 bars, alors que dans un sol bien hydraté il est de l'ordre de 1 bar.

L'utilisation de la notation $pF = \log/\Psi /$, (où Ψ est exprimé en g/cm²) pour indiquer les potentiels du sol est donc très commode pour les sols très desséchés. Par ce biais, il est manifestement plus aisé de représenter sur un même graphique des valeurs de potentiel hydrique allant de 1 à 10 000 bars.

Dans un sol limo-sableux, les plantes non adaptées à la sécheresse s'alimentent en eau pour les pF compris entre 4,2 (point de flétrissement permanent) et 2,7 (capacité au champ).

Le point de flétrissement permanent est l'humidité du sol en dessous duquel la plante se fane irréversiblement.

La différence entre la capacité au champ et le point de flétrissement mesure la quantité d'eau disponible pour la plante ou **réserve utilisable**.

L'étude ci-dessous effectuée par BRIGGS et SCHANTS, 1912, citée par HELLER 1997, 1984,

TYPE DE SOL	SABLE	SABLE	LIMON	LIMON	LIMON
	GROSSIER	FIN	SABLEUX	ORDINAIRE	ARGILEUX
Humidité équivalente	1,55	5,5	12,0	18,9	27,4
Blé	1,07	3,1	6,5	9,9	15,5
Tomate	1,11	3,3	6,9	11,7	15,3
Pois	1,02	3,3	6,9	12,4	16,6
Riz du Japon	0,96	2,7	5,6	10,1	13,0

indique, qu'approximativement la capacité au champ est le double du point de flétrissement et que la réserve utilisable est sensiblement la moitié de la capacité au champ. Pour les sols lourds, c'est à dire riches en colloïdes le point de flétrissement est certes plus élevé, mais la capacité au champ l'est dans les mêmes proportions. <<Cela signifie qu'en présence d'une bonne terre de jardin les arrosages doivent être plus copieux>> (pour dépasser le point de flétrissement) mais peuvent être moins fréquents (réserve utilisable plus grande)

2 - Ascension de l'eau (sève brute)

l'eau absorbée par les poils absorbants passe dans la racine dont les cellules, du cortex vers l'endoderme présentent un gradient de potentiel favorable à la circulation passive de l'eau vers l'endoderme. Mais au niveau de l'endoderme on observe une augmentation brutale du potentiel hydrique cellulaire. En outre les cellules de l'endoderme sont reliées les unes aux autres par une formation subérifiée (les casparies) qui rendent obligatoire la traversée du protoplasme cellulaire. L'eau ne circule alors vers le parenchyme vasculaire et les vaisseaux que grâce à un transport actif nécessitant de l'énergie fournie par de composés de types ATP.

A l'entrée des vaisseaux, l'eau est émise sous pression, comme on le démontre en sectionnant une tige à la base et en surmontant le moignon d'un manomètre.

Cette **poussée radiculaire** dépasse souvent 1 bar. Exemple:

- Erable à sucre 1 bar;
- Vigne 1,25 bar;
- Bouleau 2 à 2,50 bars;
- Marronnier 9 bars.

La poussée radiculaire pourrait donc théoriquement suffire à expliquer la montée de l'eau jusqu'au sommet des arbres les plus hauts, s'il n'y avait pas les pertes de charges dues aux frottements.

En réalité la transpiration au niveau des feuilles crée un état de pression dans les vaisseaux qui aspire alors l'eau venant du parenchyme radiculaire.

Le déficit constant de saturation de l'air et ses conséquences sur l'**appel foliaire** explique largement l'importance du phénomène.

Humidité relative de l'air en % à 25°C	50	60	70	80	90	92	94	95	96	97	98	99
Potentiel de l'eau vapeur - S (bars)	952	703	491	307	145	101	85,2	70,6	56,2	41,9	27,8	13,8
pF	5,99	5,86	5,70	5,50	5,17	5,07	4,94	4,85	4,76	4,63	4,45	4,15

Il apparaît donc que même avec un déficit de saturation 1% l'atmosphère peut exercer une succion impressionnante équivalente l'action d'une pompe aspirante qui peut élever l'eau 13,8 m ! A fortiori, pendant l'Harmattan où le déficit de saturation dépasse largement 50%, l'eau des plantes devrait s'évaporer quasi-instantanément. Mais heureusement, en plus de la fermeture des stomates, il se forme à l'interface une **couche limite** qui réduit considérablement la succion. Il s'agit d'une couche diffuse stable, non turbulente, formée d'un mélange d'air et de vapeur d'eau retenu énergiquement par les forces de cohésion intermoléculaires. Les molécules d'eau ont du mal à la traverser. Par contre le vent en diminue l'épaisseur. Ce qui explique que malgré tout l'harmattan, vent sec, soumette les plantes à rude épreuve.

Somme toute, on pourrait dire que l'ascension de l'eau dans la plante s'effectue grâce à un système comparable à un couplage de *pompe foulante*

et de *pompe aspirante*: la *poussée radriculaire* et l'*appel foliaire*. Lorsque l'*appel foliaire* l'emporte, l'eau est sous tension; lorsque c'est la *poussée radriculaire* elle est sous pression. Ainsi selon l'heure de la journée la sève est-elle sous pression ou sous tension. Ce qui se vérifie aisément avec un manomètre ou un dendromètre.

L'essentiel de l'ascension de l'eau est assurée passivement par l'*appel foliaire*. Mais lorsque les conditions sont défavorables pour la transpiration, atout principal de l'*appel foliaire*, la *poussée radriculaire*, qui nécessite beaucoup d'énergie provenant l'activité métabolique, prend le relais. On estime l'eau déplacée par la *poussée radriculaire* à 5% environ du flux totale. Il est bien entendu que lorsque l'air est souvent pratiquement saturé d'humidité cette proportion est nettement plus grande. En tout état de cause, la *poussée radriculaire* est le seul mécanisme pouvant rendre compte du transit de l'eau chez les plantes aquatiques.

CONCLUSION

Plusieurs aspects liés à ce thème ont été délaissés dans un souci de clarté. Mais il n'y a pas de doute que pour le praticien les situations sont rarement aussi simples.

Il y a par exemple, l'anoxie crée par les inondations, bouchage des vaisseaux par des microorganismes, des accidents des faisceaux conducteurs, comme la cavitation, qui dérèglent partiellement ou totalement le système. Mais dans l'ensemble nous pouvons retenir que les principes et les mécanismes qui permettent la circulation de l'eau dans la plante sont harmonieux et efficaces. C'est peut être l'une des merveilles de la nature qui conditionnement le maintien de la vie en milieu terrestre.

REPONSES DES PLANTES AU DEFICIT HYDRIQUE ET ADAPTATION A LA SECHERESSE

D. ANNEROSE
CIRAD/CA CERAAS/ISRA

1. Introduction

Les zones arides ou semi-arides représentent plus de 40 % de la surface des terres émergées et la distribution des espèces végétales dans les différents environnements de la planète est principalement déterminée par la disponibilité en eau. La littérature abondante disponible sur ce sujet converge vers le fait que la disponibilité en eau dans la plupart de ces environnements est la principale variable climatique affectant la performance des plantes. Pourtant les besoins en eau d'une culture sont bien inférieurs aux 100 à 400 mm de pluviométrie annuelle recueillis dans des zones arides comme celle du Nord-Sénégal. On peut ainsi estimer dans cette région qu'une culture annuelle, à son stade de développement végétatif maximal, contient environ 80 tonnes d'eau/ha, et utilise pour le métabolisme impliqué directement dans la production de 10 tonnes/ha de carbohydrates, une valeur nette de 6 tonnes d'eau. Ces besoins en eau de 86 tonnes/ha correspondent à une pluviométrie de 8,6 mm et pourtant aucune culture ne peut assurer une production équivalente si elle n'a pas à sa disposition plusieurs centaines de mm d'eau. Cet écart est dû à l'importance de l'activité évapotranspiratoire des cultures qui peut entraîner une consommation en eau plus de 100 fois supérieure à celle des besoins réels en eau de ces mêmes cultures. Cet exemple illustre la nécessité de bien comprendre la réponse à l'eau des cultures et des plantes, particulièrement dans les zones sèches où elles se développent dans des conditions limitantes en eau et où elles doivent idéalement réduire leur transpiration tout en maintenant des niveaux satisfaisants de photosynthèse et de productivité.

Les formes de sécheresse que peut rencontrer une plante sont extrêmement variées et présentent dans le cas des environnements semi-arides une importante hétérogénéité spatiale et inter annuelle (Cochemé et Franquin, 1967; Dancette et al., 1979; Annerose, 1991). Il n'est donc pas surprenant de constater que les formes de réaction au déficit hydrique développées par les plantes dans ces conditions sont multiples. Cette diversité des formes de réaction se retrouve aussi bien au niveau des processus physiologiques qu'au niveau des caractères agronomiques, morphologiques et phénologiques qui vont déterminer sa production dans ces conditions. A travers des exemples tirés de la littérature sur les plantes annuelles ou pérennes, cet exposé a pour objectif de donner les concepts de base permettant de décrire les réponses connues au déficit hydrique rencontrées chez les espèces cultivées.

2. Sécheresse et déficit hydrique : Définitions, Evaluation.

Le terme "sécheresse" présente un caractère relatif qui ne permet pas d'en donner une définition précise. En effet, la sécheresse peut apparaître, selon les régions et l'utilisation faite de l'eau, comme un phénomène fréquent ou rare, catastrophique ou normal. Rasmusson (1987) en donne cependant une définition suffisamment simple pour être acceptée par le plus grand nombre :

"La sécheresse correspond à une période étendue de diminution des pluies par rapport à un régime autour duquel l'environnement local et l'activité humaine se sont stabilisés."

La sécheresse peut être évaluée soit à un niveau exclusivement pluviométrique (Bailey, 1979; Berry, 1984), à partir d'analyses statistiques de base sur la pluviométrie (moyennes, écart-types, ...) soit au niveau plus complet de ses effets sur la productivité. Dans ce dernier cas elle peut être alors définie comme la manifestation de périodes de déficit hydrique dans le sol, la plante ou l'atmosphère provoquant une baisse de la productivité et la modélisation des concepts de bilan hydrique, d'évapotranspiration et d'état hydrique de la culture peut constituer un outil performant d'appréciation de ce type de sécheresse.

Le déficit hydrique correspond à une *réduction de la teneur en eau, du potentiel hydrique ou du potentiel de turgescence de la plante*. L'ensemble des réactions de la plante observée en conditions de sécheresse est déterminé précisément par la manifestation de déficits hydriques dans ses tissus.

3. Les mécanismes physiologiques d'adaptation au déficit hydrique

Différentes formes de réponses au déficit hydrique existent chez les plantes qui ont fait l'objet d'une classification maintenant adoptée de manière générale (Levitt et al., 1960; Turner, 1979 et 1986; Levitt, 1980). Cette classification (Tableau I) permet ainsi de distinguer :

- les plantes ayant l'aptitude à éviter le déficit hydrique c'est à dire capables de traverser une phase de sécheresse grâce à des mécanismes leur permettant de conserver des niveaux élevés d'hydratation de leurs tissus.
- les plantes pouvant tolérer le déficit hydrique c'est à dire capables de supporter une phase de sécheresse malgré une diminution du niveau d'hydratation de leurs tissus.

Une autre catégorie de réponse existe chez les plantes capables d'esquiver la sécheresse en réalisant leur cycle complet de développement avant la manifestation de déficits hydriques du sol importants. Elles ne peuvent donc être considérées comme de véritables xérophytes qui se caractérisent par un développement phénologique rapide dès que l'eau est disponible et par un étalement de la phase reproductive jusqu'à la réapparition de conditions hydriques favorables. Leur origine est le résultat de la domestication des espèces sauvages à des fins productives et se traduit généralement par un raccourcissement des phases de floraison de fructification et de maturation. Ce caractère d'adaptation, qui se retrouve aisément dans le cas des plantes annuelles, correspondrait chez les arbres au comportement d'espèces ou de

variétés dont la phase sensible de développement coïnciderait avec les périodes de meilleure disponibilité en eau. Certains travaux indiquent aussi une augmentation de la capacité d'esquive sous l'effet de la sécheresse (Arnon, 1975; Turk et al., 1980; Bidinger et al., 1987). Selon Turner (1986) cette réaction ne peut être considérée strictement comme un mécanisme adaptatif mais plutôt comme la conséquence des mécanismes de conservation de l'eau dans la plante induits par le déficit hydrique. Cette remarque est confirmée par l'existence chez certaines espèces adaptées de variétés non photosensibles pour lesquelles la durée de floraison est principalement dépendante de la température (Cochemé et Franquin, 1967; Iwata, 1975). Cette réaction peut être considérée comme avantageuse car elle offre à la plante un certain degré de plasticité lui permettant de mieux ajuster la longueur de son cycle aux variations pluviométriques et de sécheresse (Hall et al., 1979).

3.1. Les réponses d'évitement du déficit hydrique

Pour maintenir à des niveaux élevés le potentiel hydrique de leurs tissus durant des périodes sans pluies significatives, les plantes capables d'éviter la sécheresse doivent développer des mécanismes permettant de maintenir leur capacité d'absorption en eau et de réduire leurs pertes en eau.

3.1.1. Maintien de l'absorption hydrique

L'absorption hydrique peut être maintenue en conditions de sécheresse soit par une augmentation de la profondeur et de la densité racinaire soit par une augmentation de la conductance hydraulique des racines vers les feuilles.

De nombreux travaux font état d'une modification de la morphologie du système racinaire des plantes placées en condition de sécheresse. Nous avons ainsi observé chez l'arachide (Annerose, 1990), le mil (Batcho et al, 1990), et le niébé (Nwalozi et al, 1992) une augmentation de la profondeur d'enracinement à mesure que le déficit hydrique du sol se développe. Dans le cas de l'arachide nous avons montré que cette modification de l'enracinement se produisait sans investissement d'assimilats en direction des racines, s'accompagnait d'un maintien de l'absorption en eau prélevée principalement par les racines profondes, et permettait ainsi aux plantes stressées de maintenir pendant plus de 20 jours un niveau de potentiel hydrique foliaire identique à celui de plantes bien arrosées (Figure 1). Cette forme de réaction est cependant limitée dans les zones très sèches où la quantité d'eau disponible reste peu importante et par ailleurs elle ne peut s'exprimer que dans les premiers stades de développement de la plante lorsque la compétition pour les assimilats avec les autres organes n'est pas trop importante.

L'autre facteur influençant l'absorption hydrique est la résistance à la circulation de l'eau à travers la plante. La diminution de la conductance hydraulique à travers le système sol-plante-atmosphère est l'une des principales conséquences de la déshydratation du sol. Cette réduction est particulièrement importante chez les plantes à système racinaire fasciculé chez lesquelles d'importantes résistances se développent notamment au niveau de l'interface sol racines. Passioura (1982) montre que la l'augmentation de la conductance hydraulique résultant d'une augmentation du diamètre des vaisseaux xylémiens permet

d'augmenter la consommation en eau du blé. Dans le cas de la canne à sucre Davies et al. (1990) observent chez 3 variétés cultivées en condition de sécheresse une diversité dans le développement des résistances hydrauliques, cependant une relation unique existe entre l'activité transpiratoire et la conductance hydraulique (Figure 2 et 3). C'est précisément ce lien entre la phase de vapeur et la phase liquide de la conductance qui contribue au maintien de l'état hydrique foliaire chez différentes espèces à mesure que le sol s'assèche.

3.1.2. Réduction des pertes eau

Différents mécanismes et caractères morphologiques contribuent à la réduction des pertes en eau durant le développement d'un stress hydrique. La diminution de la surface foliaire, l'enroulement des feuilles, l'augmentation de la réflectance des feuilles, l'abscission des feuilles et certains caractères morphologiques comme la pilosité, l'épaisseur de la cuticule et la présence de cire sur les feuilles permettent de réduire la charge radiative, la transpiration cuticulaire, la température des feuilles et les surfaces transpirantes. Cependant, la fermeture hydroactive des stomates, lorsqu'elle est associée à une faible transpiration cuticulaire, constitue le mécanisme de régulation des pertes en eau le plus efficace.

La variation de la conductance stomatique a souvent été mise en relation avec celle du potentiel hydrique foliaire. La notion de potentiel hydrique foliaire seuil pour la fermeture des stomates (Figure 4) a été ainsi examinée comme un indice possible du niveau d'évitement de la sécheresse (Gardner, 1973; Mc Cree, 1974; Hall et al., 1976; Turner, 1979; Adjahossou, 1983). Il est maintenant admis que les modifications de turgescence de l'épiderme sont à l'origine d'un changement du comportement des stomates suggérant ainsi que de nombreuses réponses au stress hydrique sont en réalité des réactions aux variations de turgescence (Davies et al., 1990). En réalité d'autres processus distincts de ceux, de type strictement hydraulique, provoqués directement par une baisse du niveau d'hydratation des tissus foliaires peuvent affecter la conductance stomatique. Ces processus, généralement qualifiés de non-hydrauliques, impliquent, pour les principaux d'entre eux, la production dans les racines de régulateurs chimiques du fonctionnement stomatique. Parmi ces régulateurs, l'ABA synthétisé par les racines déshydratées est transféré vers les parties aériennes par le flux transpiratoire et agit directement sur le degré d'ouverture des stomates (Figure 5) indépendamment de l'état hydrique foliaire (Gollan et al., 1985; Turner et al., 1985; Turner, 1986, Davies et al., 1986, Tardieu et al, 1992).

Les différents mécanismes de régulation des pertes en eau permettent d'augmenter l'efficacité d'utilisation de l'eau en réduisant les pertes aux heures de plus forte demande évaporative tout en permettant la poursuite de l'activité assimilatrice de CO₂ uniquement aux heures les plus favorables. Ils sont, par conséquent, aussi responsables d'une diminution de la productivité due à une réduction des échanges gazeux aux heures de plus fortes demande évaporative. Leur niveau d'expression optimal dépendra donc de l'équilibre existant entre le contrôle de la consommation en eau durant le développement d'un stress

hydrique et le maintien d'une activité assimilatrice satisfaisante. Ainsi une réduction des pertes en eau en début de cycle par l'intermédiaire de ces mécanismes pourrait augmenter la réserve utile d'eau durant la période de formation du grain. Alors qu'une répression des mécanismes de régulation des pertes en eau durant les phases de fructification et de remplissage permettrait d'améliorer les rendements grâce à un maintien des échanges gazeux et notamment de la photosynthèse à condition que ce processus soit suffisamment tolérant à la déshydratation.

En effet bien que les mécanismes d'évitement de la sécheresse puissent être considérés comme constituant la forme la plus évidente d'adaptation à la sécheresse ils se révèlent parfois insuffisants dans le cas de sécheresses intenses et prolongées. Dans de telles conditions il est aussi nécessaire que la plante puisse poursuivre son développement tout en supportant une déshydratation importante de ses tissus.

3.2. Les réponses de tolérance au déficit hydrique

On regroupe sous ce terme les mécanismes qui permettent à la plante de maintenir l'intégrité de ses fonctions métaboliques tout en endurant un déficit hydrique de ses tissus. Les principaux mécanismes de tolérance à la sécheresse sont le maintien de la turgescence et la tolérance à la déshydratation.

3.2.1. Maintien de la turgescence

Depuis les travaux de Lockhart (1965) et Hsiao (1973) la diminution de la turgescence des tissus est considérée comme l'une des causes principales des effets négatifs d'un stress hydrique sur les fonctions de la plante (Levitt, 1980).

Chez certaines espèces, l'accumulation de solutés en conditions de sécheresse provoque, à mesure que le potentiel hydrique s'abaisse, une diminution du potentiel osmotique qui permet de limiter la réduction de la pression de turgescence des cellules. L'augmentation de l'élasticité des parois cellulaires et la diminution de la taille des cellules permettent aussi de maintenir la pression de turgescence. La maintenance de la turgescence permet de maintenir l'ouverture des stomates, la photosynthèse, la croissance racinaire et l'absorption hydrique; elle diffère l'enroulement des feuilles et leur sénescence lors d'un déficit hydrique des tissus (Voir Turner, 1986, pour une revue).

Dans une étude comparant le degré d'adaptation à la sécheresse de races primitives de sorgho et de mil originaires du Mali, du Soudan et de l'Inde, Blum et Sullivan (1986) observent que le degré d'ajustement osmotique dans les feuilles est le seul caractère physiologique corrélé au niveau d'adaptation chez le sorgho (Figure 6); les races originaires des régions les plus sèches présentent les niveaux d'ajustement osmotique les plus élevés et les vitesses de croissance végétative les plus fortes. Chez les arbres, de nombreux travaux concernent la capacité de maintien de la turgescence des tissus foliaires et racinaires. Parker et Pallardy (1988) et Ranney et al. (1991) observent que les racines en conditions de stress et pour un même potentiel hydrique, conservent un niveau de turgescence de leurs tissus supérieur à celui trouvé chez les feuilles grâce à

une élasticité supérieure de leurs tissus. Les effets de l'âge sur les relations hydriques des tissus foliaires ont été étudiés par Jones et al. (1985) et Ranney et al. (1991) qui observent en condition de stress une meilleure capacité d'ajustement osmotique des jeunes feuilles.

L'ajustement osmotique a un effet positif sur le bilan en carbone de la plante puisqu'il permet la poursuite de la photosynthèse à des potentiels très bas (Jones et al., 1979; Wilson et al., 1980; Ackerson, 1981; Mc Cree et al. 1984). Néanmoins l'accumulation de solutés peut représenter un coût métabolique important (Hitz et al., 1982). Surtout dans le cas des carbohydrates qui contribuent à l'ajustement osmotique et ne sont donc pas disponibles pour la formation de biomasse nouvelle ou pour l'entretien de celle déjà existante.

Par ailleurs, comme l'indiquent les travaux de Turner (1986), Davies et al. (1986) et Zhang et al. (1987), l'estimation précise de l'importance du mécanisme d'ajustement osmotique est compliquée par l'existence d'effets réciproques et interactifs entre les mécanismes de tolérance et d'évitement à la sécheresse.

3.2.2. Tolérance protoplasmique à la dessiccation

La tolérance à la déshydratation dépend de la capacité des membranes cellulaires, des protéines membranaires et cytoplasmiques à résister à la dégradation et à la dénaturation.

L'étude des effets de la sécheresse sur la photosynthèse fournit un bon exemple de l'importance des mécanismes de tolérance à la sécheresse sur les processus primaires de la productivité. Les travaux de Pham Thi et al. (1975), Pham Thi (1984), de Vieira da Silva et al. (1974), Vieira da Silva (1976) et Adjahossou (1983) chez le cotonnier et le palmier à huile montrent que la contrainte hydrique provoque une réduction de l'activité des chloroplastes, la réaction de Hill et la photophosphorylation étant parallèlement inhibées. Cette baisse d'activité chloroplastique en conditions de sécheresse résulte de la fragilisation des membranes des organites cellulaires accompagnée d'une modification de leur composition lipidique ainsi que d'une perte de compartimentation enzymatique. Outre les effets directs sur l'activité chloroplastique et mitochondriale ces modifications sont aussi à l'origine d'un bouleversement des activités enzymatiques et notamment d'une augmentation de l'activité des enzymes hydrolytiques responsables de la libération de produits inhibiteurs des réactions de la photosynthèse, comme le phosphate inorganique libéré sous l'action des phosphatases (Champigny et al., 1971; Pham Thi et al., 1976).

Chez la plupart des espèces, un déficit hydrique provoque une diminution de la photosynthèse accompagnée d'une diminution de la vitesse d'exportation des assimilats hors des feuilles (Wardlaw, 1967; Sosebee et al., 1971; Munns et al., 1974; Boyer, 1976; Watson et al., 1981; Ackerson et al., 1981). L'accumulation des produits finaux de la photosynthèse dans les feuilles peut à son tour provoquer un engorgement des sites photosynthétiques et une réduction de l'activité photosynthétique (Nafziger et al., 1976; Thorne et al., 1974). Certaines espèces présentent dans ces conditions la capacité de mobiliser les substances carbonées préalablement stockées dans des organes

dits de réserves (Adjahossou 1983) qui peuvent contribuer à la maintenance des organes directement impliqués dans les processus et les facteurs de productivité (Mc Cree et al., 1984).

Ces différents exemples illustrent bien que la tolérance à la déshydratation est un terme général recouvrant à la fois la résistance mécanique des tissus au déficit hydrique ainsi que la résistance biochimique des enzymes et des protéines à la dénaturation. L'évaluation de son importance est de fait complexe et les méthodes simples souvent basées sur une estimation globale du maintien de l'intégrité des tissus dont la relation avec les processus de productivité n'apparaissent pas toujours clairement (Hall et al., 1979) restent encore les plus utilisées.

4. Conclusion

L'isolement de ces formes d'adaptation à la sécheresse permet d'établir un certain ordre dans la complexité et la diversité des types de réponses à la sécheresse et facilite l'étude des grands groupes de mécanismes ainsi identifiés. Cependant la grande variabilité des formes de sécheresse permet rarement d'expliquer le niveau d'adaptation d'un matériel végétal donné par la seule considération d'un mécanisme pris isolément. Chacune de ces formes d'adaptation présente des avantages mais aussi des inconvénients (Tableau 1) et une variété adaptée à un environnement semi-aride devra nécessairement présenter un équilibre entre les réponses d'esquive, d'évitement et de tolérance afin de maintenir des niveaux de productivité satisfaisants.

5. Bibliographie

ACKERSON R.C. 1981. Osmoregulation in cotton in response to water stress II. Leaf carbohydrate status in relation to osmotic adjustment. *PLANT PHYSIOL.*, 67, pages 489-493.

ADJAHOSSOU D.F. 1983. Contribution à l'étude de la résistance à la sécheresse chez le palmier à huile (*Elaeis Guineensis Jacq.*) Thèse d'état. Université Paris VII. 203 pages.

ANNEROSE D.J.M. 1990. Recherches sur les mécanismes physiologiques d'adaptation à la sécheresse. Application au cas de l'arachide (*Arachis hypogéa L.*) cultivée au Sénégal. Thèse. Université de Paris VII. 282 pages.

ANNEROSE D.J.M. 1991. Caractérisation de la sécheresse agronomique en zone semi-aride. II. Evaluation des formes de sécheresse agronomique de l'arachide au Sénégal par simulation du bilan hydrique de la culture. *OLEAG.*, 46, 2 pages 61-65.

ANNEROSE D.J.M. ET M. DIAGNE 1990. Caractérisation de la sécheresse agronomique en zone semi-aride. I. Présentation d'un modèle simple d'évaluation appliqué au cas de l'arachide cultivée au Sénégal. *OLEAG.*, 45, 12 pages 547-554.

ARNON I. 1975. Physiological principles of dryland crop production. In "Physiological aspects of dryland farming". GUPTA U.S. (eds). New Delhi/Oxford. pages 3-145. 391 pages.

BAILEY H.P. 1979. Semi arid climates : Their definition and distribution in "Agriculture in Semi Arid Environments". HALL A.E., CANNELL G.H. et LAWTON H.W. (eds.). Springer-Verlag. Berlin Heidelberg New York. 340 pages. Pages 71-97.

BATCHO E., O.S. DAOUDA, F. DO, D.J.M. KHALFAOUI, A. FOFANA, D. LAFFRAY ET P. LOUGUET. 1990. Etude de la croissance racinaire de six cultivars de mil (*Pennisetum Americanum L.*). *Rev. Rés. Amél. Prod. Agri. Milieu Aride*, 2, pages 51-65.

BERRY L. 1984. The Sahel : Climate and soils. In " The Sahel : Ecological approaches to land use.". MAB TECHNICAL NOTES. UNESCO. Pages 9-17.

BIDINGER F.R., MAHALAKSHMI V. et G.D.P. RAO. 1987. Assesment of drought resistance in pearl millet (*Pennisetum americanum (L) Leake*). I. Factors affecting yield under stress. *AUST.J. AGRIC. RES.*, 38, pages 37-48.

BLUM A. 1984. Selection criteria for improving drought resistance in sorghum : A review. In "La sécheresse en zone intertropicale. Pour une lutte intégrée.". CIRAD/ISRA/CILF (eds). Pages 273-283.

BLUM A. et C.Y. SULLIVAN. 1986. The comparative drought resistance of landraces of shorgum and millet from dry and humid regions. *ANNALS OF BOTANY*, 57, pages 835-846.

BOYER J.S. 1976. Water deficits and photosynthesis. In "Water deficits and plant growth". KOZLOWSKI T.T. (ed.). Academic Press New-York. 4, pages 532-536.

CHAMPIGNY M.L. et M. MIGINIAC-MALOW. 1971. Relation entre l'assimilation photosynthétique de CO₂ et la photophosphorylation de chloroplastes isolés. I. Stimulation de la fixation de CO₂ par l'antimycine A., antagoniste de son inhibition par le phosphate. *BIOCH. BIOPHYS. ACTA.* , 243, pages 335-343.

COCHEME J. et P. FRANQUIN. 1967. An agroclimatology survey of a semi-arid area in Africa south of Sahara. *TECH. NOTE WORLD. METEOROL. ORGAN.*, 86, pages 1-136.

DANCETTE C. et A.E. HALL. 1979. Agroclimatology applied to management in the soudanian and sahelian zones of Africa. In "Agriculture in semi arid environments". Pages 98-118. *Ecological studies 34.* HALL A.E., CANNELL G.H. et A.W. LAWTON (eds). BERLIN HEIDELBERG NEW-YORK. 340 pages.

DAVIES W.J., METCALFE Jane, LODGE T.A. et Alexandra R. DA COSTA. 1986. Plant growth substances and the regulation of growth under drought. *AUST. J. PLANT PHYSIOL.*, 13, pages 105-125.

DAVIES W.J. ET F.C. MEINZER. 1990. Stomatal responses of plants to drying soil. *Biochem. Physiol. Pflanzen.*, 186, pages 357-366.

GARDNER R.W. 1973. Internal water status and plant responses in relation to external water regime. In "Plant response to climatic factors". *Proceedings of Uppsala symposium. UNESCO*, pages 221-225.

GOLLAN T., TURNER N.C. et E.D. SCHULZE. 1985. The responses of stomata and leaf gas exchange to vapour pressure deficits and soil water content. III. In the sclerophyllous woody species *Nerium Oleander*. *OECOLOGIA*, 65, pages 356-362.

HALL A.E., SCHULZE E.D. et O.L. LANGE. 1976. Current perspectives of steady-state stomatal responses to environment. In "Water and plant life. Problems and modern approaches". LANGE O.L., L. KAPPEN et E.D. SCHULZE (eds), Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg. *ECOLOGICAL STUDIES*, 19, pages 169-188.

HALL A.E., FORSTER R.W. ET J.G. WAINES. 1979. Crop adaptation to semi arid environments. In "Agriculture in semi arid environments". Pages 148-179. HALL A.E., CANNELL G.H. et A.W. LAWTON (eds). Berlin-Heidelberg-New-York. *ECOLOGICAL STUDIES*, 34, 340 pages.

HALL A.E. 1981. Adaptation of annual plants to drought in relations to improvements in cultivar. *HORTSCIENCE*, 16(1), pages 37-38

HSIAO T.C. 1973. Plant response to water stress. *ANNU. REV. PLANT PHYSIOL.*, 24, pages 519-570.

IWATA F. 1975. Heat unit concept of crop maturity. In "Physiological aspects of dryland farming". GUPTA U.S. (eds) pages 351-370. New-Delhi/Oxford. 391 pages.

JONES M.M, LAKSO A.N. et J.P. SYVERTSEN. 1985. Physiological control of water status in temperate and subtropical fruit trees. *HORT. REVIEWS*, 7, pages 301-344.

JONES M.M et H.M. RAWSON. 1979. Influence of rate of development of leaf water deficits upon photosynthesis, leaf conductance, water use efficiency, and osmotic potential in sorghum. *PHYSIOL. PLANT.*, 45, pages 103-111.

LEVITT J., SULLIVAN C.Y. et E. KRULL. 1960. Some problems in drought resistance. *BULL. RES. COUN. ISRAEL*, 80, pages 173-180.

LEVITT J. 1980. Responses of plants to environmental stresses Volume II. Water, Radiation, Salt and other stresses. Academic Press, Inc., 606 pages.

LOCKHART J.A. 1965. An analysis of irreversible plant cell elongation. *J. THEOR. BIOL.*, 8, pages 264-276.

Mc CREE K.J., KALLSEN C.E. et S.G. RICHARDSON. 1984. Carbon balance of sorghum plants during osmotic adjustment to water stress. *PLANT PHYSIOL.*, 76, pages 898-902.

Mc CREE K.J. 1974. Changes in stomatal responses characteristics of grain sorghum produced by water stress during growth. *CROP SCI.*, 14, pages 273-278.

MUNNS R. et C.J. PEARSON. 1974. Effect of water deficit on translocation of carbohydrate in *Solanum tuberosum*. *AUST. J. PLANT PHYSIOL.*, 1, pages 529-537.

NAFZIGER E.D. et H.R. KOLLER. 1976. Influence of leaf starch concentration on CO₂ assimilation in soybean. *PLANT PHYSIOL.*, 57, pages 560-563.

NWALOZIE M.C., N.CISSE, J.L. KHALFAOUI ET D.J.M. ANNEROSE. 1990. Root compartment in two cowpea (*Papilionaceae*) varieties during water stress. *Amer. J. Bot.* soumis à publication.

PARKER W.C. et S.G. PALLARDY. 1988. Leaf and root osmotic adjustment in drought stressed *Quercus alba*, *Q. macrocarpa* and *Q. stellata* seedlings. *CAN. J. FOR. RES.*, 18, pages 1-5.

PASSIOURA J.B. 1982. The role of root system characteristics in the drought resistance of crop plants. In "Drought resistance in crops with emphasis on rice". IRRI (eds.), pages 71-82.

PHAM THI A.T. 1984. Action de la sécheresse sur les lipides polaires des feuilles de Cotonnier (*Gossypium hirsutum* L.). *BULL. SOC. BOT. FR.*, 131, 89-97.

PHAM THI A.T. et J.B. VIEIRA DA SILVA. 1975. Action d'un traitement osmotique sur l'ultrastructure des feuilles de Cotonniers (*Gossypium hirsutum* L. et *G. anomalum* Waw. et Peyr.). *C. R. ACAD. SCI. PARIS*, 280, pages 2857-2860.

PHAM THI A.T. et J.B. VIEIRA DA SILVA. 1976. Action des déficits hydriques sur la photosynthèse et la respiration des feuilles du cotonnier. In "Les

processus de la productivité végétale primaire". Moyse A. (eds.). Gauthiers-Villars . Pages 183-202.

PRIESTLEY C.A. 1970. Carbohydrate storage and utilization. Physiology of tree crops. Second Long. Ashton Symposium. Academic Press. London, New-York.

RANNEY T.G., BASSUK N.L. et T.H. WHITLOW. 1991. Turgor maintenance in leaves and roots of 'Colt' cherry trees (*Prunus avium x pseudocerasus*) in response to water stress. J. HORT. SCI., 66, pages 381-387.

RASMUSSEN E.M. 1987. The prediction of drought : a meteorological perspective. ENDEAVOUR NEW SERIES, vol 11, pages 175-182.

SOSEBEE R.E. et H.H. WIEBE. 1971. Effect of water stress and clipping on photosynthate translocation in two grasses. AGRON. J., 63, pages 14-17.

TARDIEU F., J. ZHANG ET W.J. DAVIES. 1992. What information is conveyed by an ABA signal from maize roots in drying field soil? Plant, Cell Env. ,15, pages 185-191.

THORNE J.H. et H.R. KOLLER. 1974. Influence of assimilate demand on photosynthesis diffusive resistance, translocation and carbohydrate levels of soybeans leaves. PLANT PHYSIOL., 54, 201-207.

TURK K.J., A.E. HALL et C.W. ASBELL. 1980. Drought adaptation of cowpea. II. Influence of drought on plant growth and relations with seed yield. AGRON. J., 72, pages 428-433.

TURNER N.C., E.D. SCHULZE et T. GOLLAN. 1985. The responses of stomata and leaf gas exchange to vapour pressure deficits and soil water content. II. In the mesophytic herbaceous species *Helianthus annuus*.. OECOLOGIA, 65, pages 348-355.

TURNER N.C. 1979. Drought resistance and adaptation to water deficits in crop plants. In "Stress physiology of crop plants". MUSSEL H. et R.C. STAPLES. (eds), Wiley Interscience, New-York. pages 343-372.

TURNER N.C. 1986. Adaptation to water deficits: A changing perspective. AUST. J. PLANT PHYSIOL., 13, pages 175-190.

VIEIRA DA SILVA J.B., A.W. NAYLOR ET P.J. KRAMER. 1974. Some ultrastructural and enzymatic effects of water stress in cotton (*Gossypium hirsutum* L.) leaves. PROC. NATION. ACAD. SCI. USA, pages 3243-3247.

VIEIRA DA SILVA J.B. 1976. Water stress, ultrastructure and enzymatic activity. In "Water and plant life: problems and modern approaches". LANGE O.L., L. KAPPEN et E.D. SCHLUZE (eds.) Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg. ECOLOGICAL STUDIES, 19, pages 207-224.

WARDLAW I.F. 1967. The effect of water stress on translocation in relation to photosynthesis and growth. I. Effect during grain development in wheat. AUST. J. BIOL. SCI., 20, pages 25-39.

WATSON B.T. et I.F. WARDLAW . 1981. Metabolism and export of ¹⁴C-labelled photosynthetate from water-stressed leaves. AUST. J. PLANT PHYSIOL., 8, pages 143-153.

WILSON D.R., VAN BAVEL C.H.M. et K.J. McCREE. 1980. Carbon balance of water deficits grain sorghum plants. CROP SCI., 20, pages 153-159.

ZHANG Jinhua et N.J. DAVIES 1987. Increased synthesis of ABA in partially dehydrated root tips and ABA transport from roots to leaves. J. EXP. BOT., 38, pages 2015-2023.

Tableau I : Mécanismes d'adaptation à la sécheresse

Nature	Mécanismes	Avantages	Inconvénients
Esquive de la sécheresse	<p>Précocité : Développement phénologique rapide. Plasticité phénologique.</p>	<p>Diminution des risques de sécheresse en fin de cycle. Ajustement du cycle selon les conditions hydriques.</p>	<p>Diminution du potentiel de production. Idem</p>
Evitement de la sécheresse	<p>Maintien de l'absorption hydrique racinaire : Augmentation longueur et densité racinaire, Diminution de résistance hydraulique).</p> <p>Réduction des pertes en eau : Augmentation résistance stomatique et cuticulaire, Diminution surfaces transpirantes.</p>	<p>Augmentation des quantités d'eau disponible. Meilleure efficacité d'utilisation de l'eau.</p>	<p>Investissement d'assimilats au détriment d'autres organes. Mauvaise gestion de l'eau disponible. Réduction de la photosynthèse. Diminution de la production.</p>
Tolérance à la sécheresse	<p>Maintien de la turgescence des tissus : Ajustement osmotique, Augmentation de l'élasticité des parois cellulaires, Réduction du volume cellulaire</p> <p>Tolérance à la dessiccation : Changement de la composition lipidique des membranes, Accumulation de solutés</p>	<p>Poursuite du développement en conditions Idem</p>	<p>Coût énergétique pour la mise en place et le maintien des mécanismes. Mobilisation d'assimilats pour l'ajustement osmotique</p>

Figure 1 : Effet d'un stress par suspension d'arrosage (27 jours) sur (a et b) les caractéristiques d'enracinement, (c) l'efficacité d'absorption racinaire, et (d) le potentiel hydrique foliaire de l'arachide (Cv Chico).

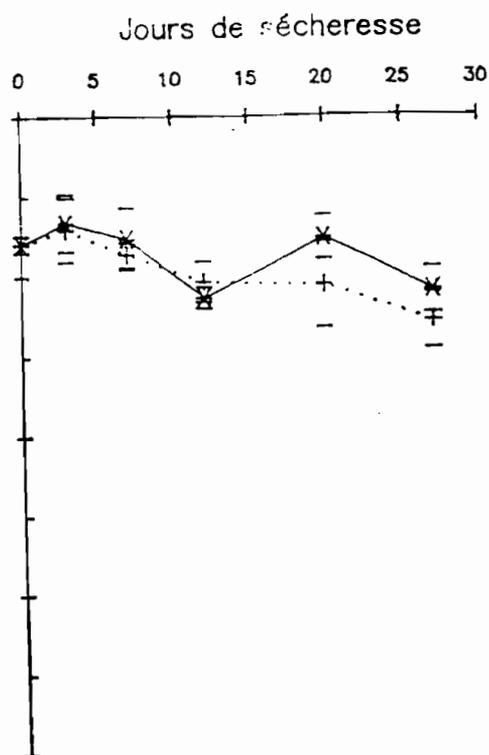
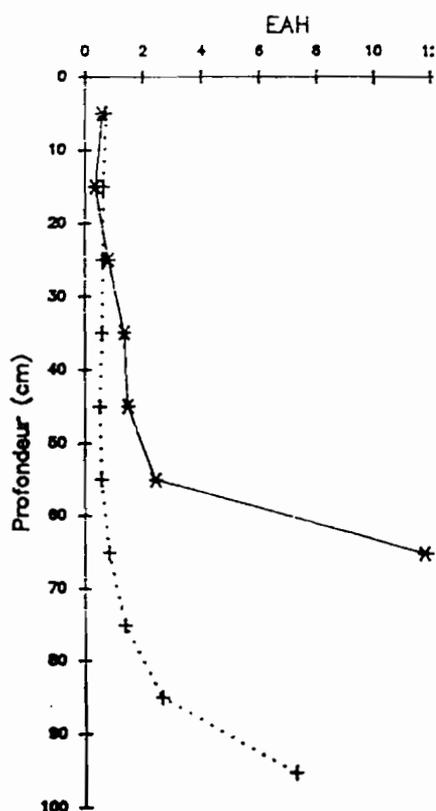
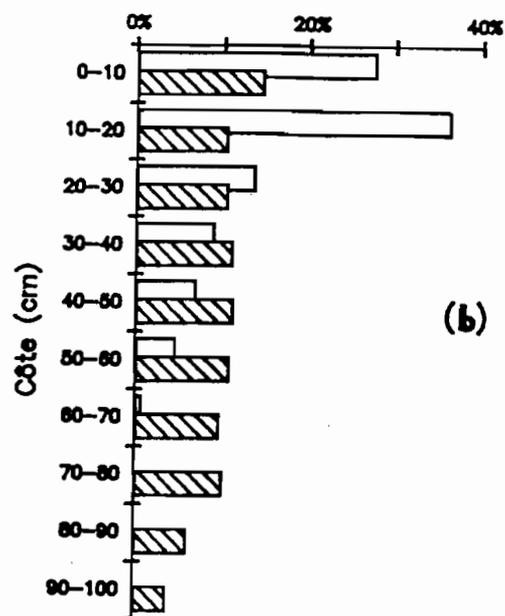
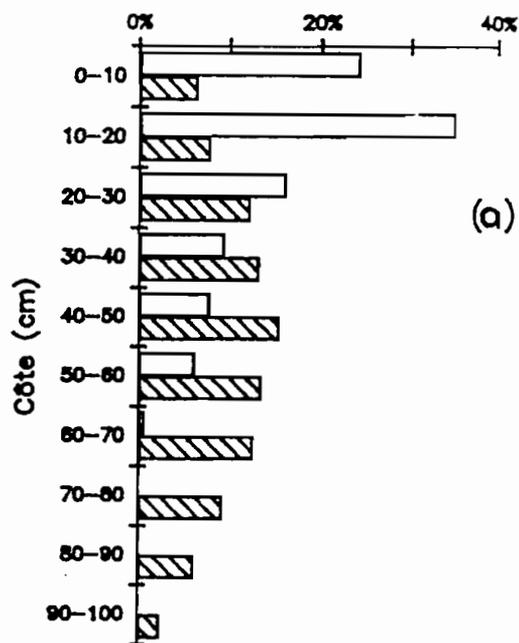
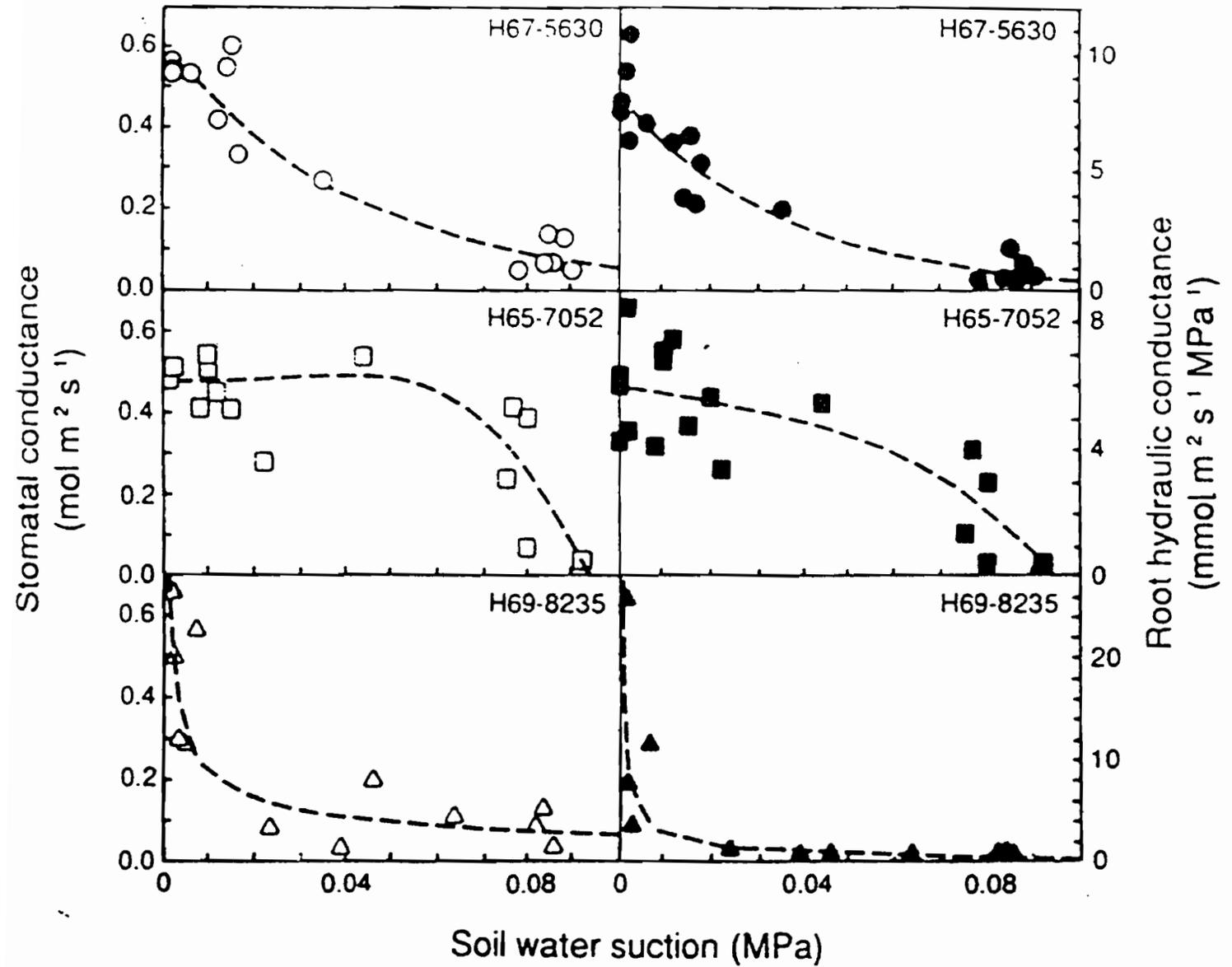
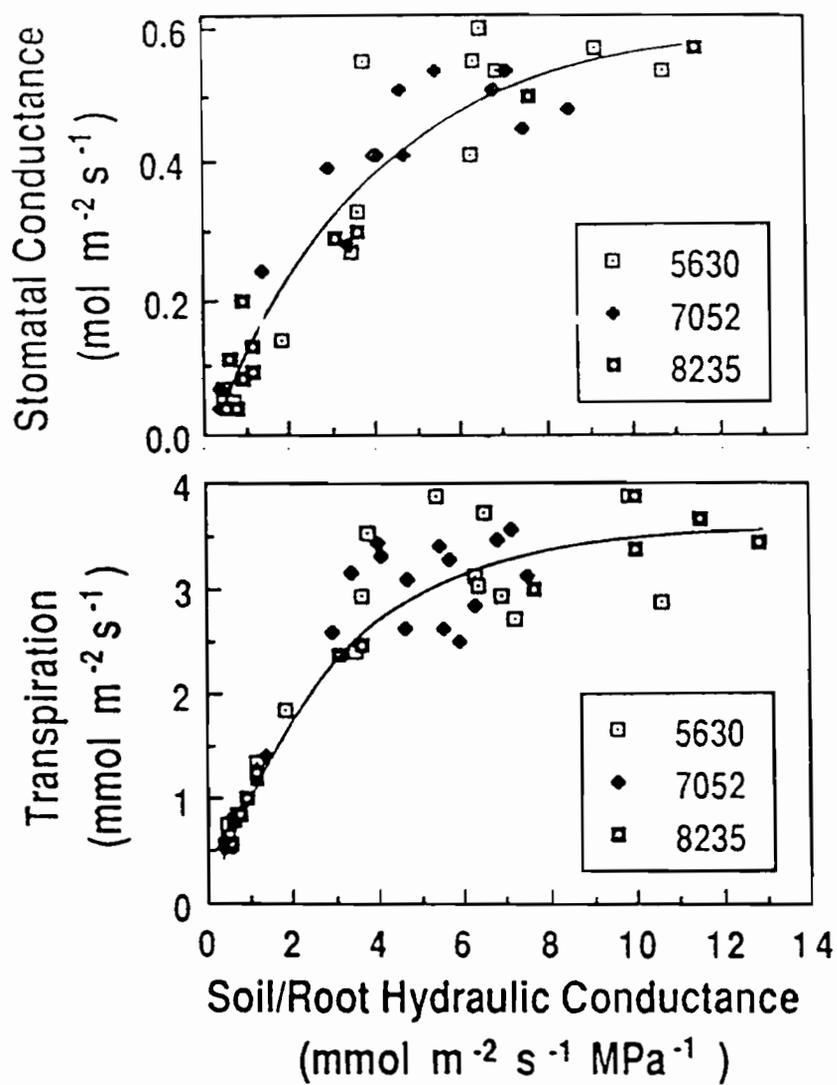


Figure 2 : Extraite de Davies et al. (1990).



Stomatal conductance (open symbols) and apparent hydraulic conductance (closed symbols) of three sugarcane cultivars as a function of soil water suction. Measurements of stomatal and root hydraulic conductance were completely independent. From SALIENDRA and MEINZER 1989.

Figure 3 : Extraite de Davies et al. (1990).



Stomatal conductance in three sugarcane cultivars in relation to apparent root hydraulic conductance in drying soil.

Figure 4 : Extraite de Adjahossou (1983).

Evolution de la conductance foliaire en fonction du potentiel hydrique chez quelques lignée de palmier à huile.

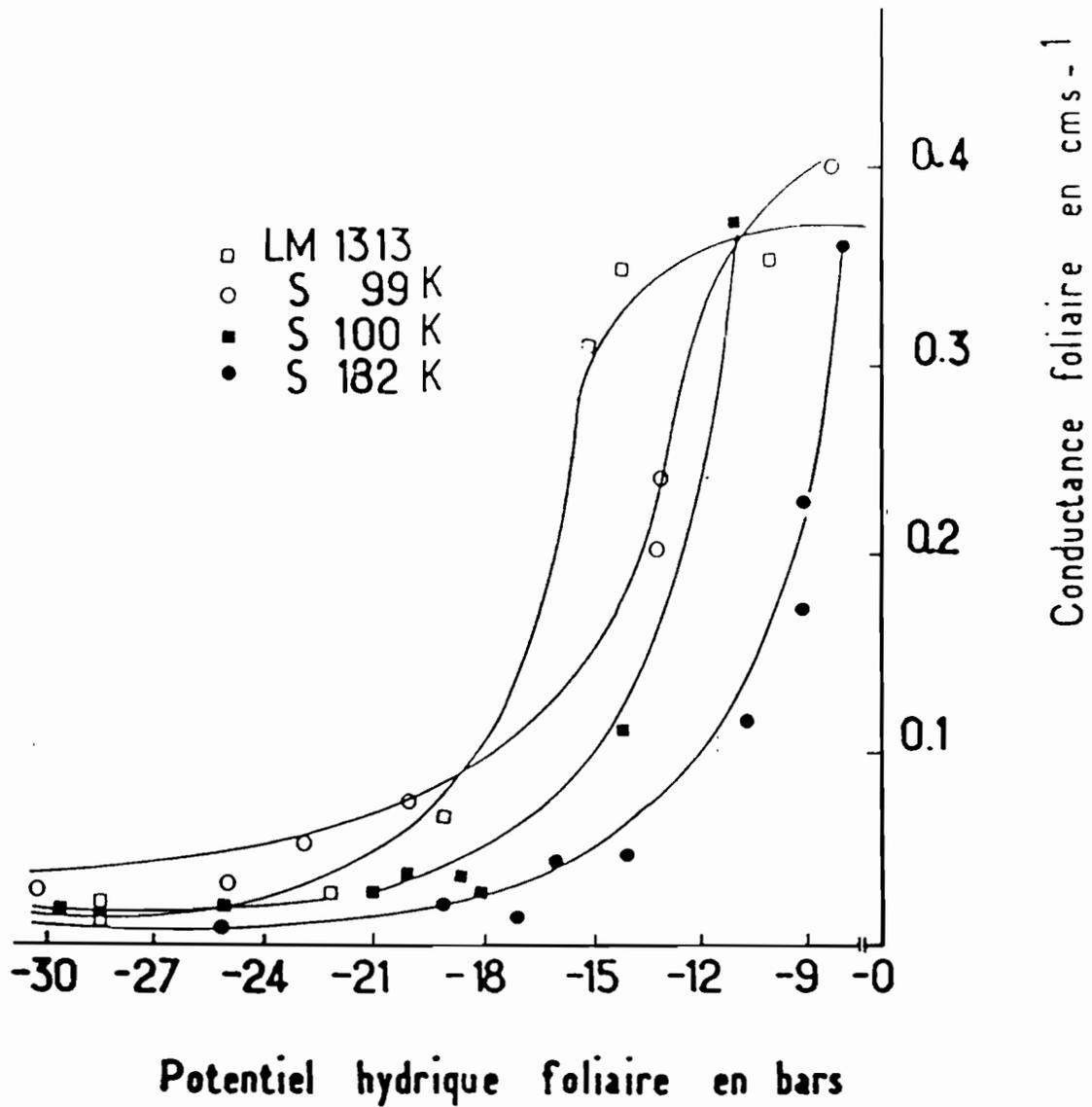
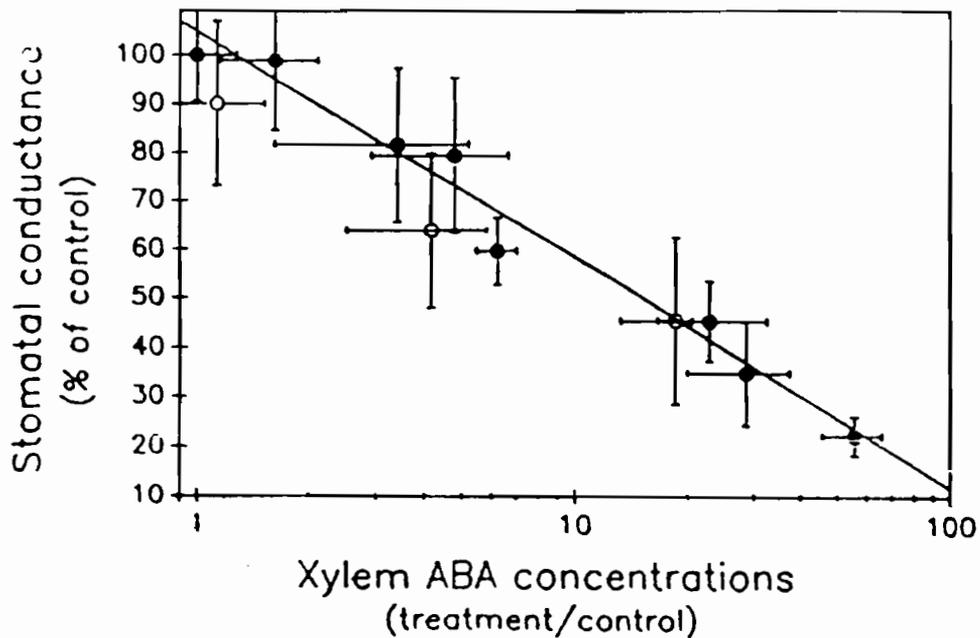


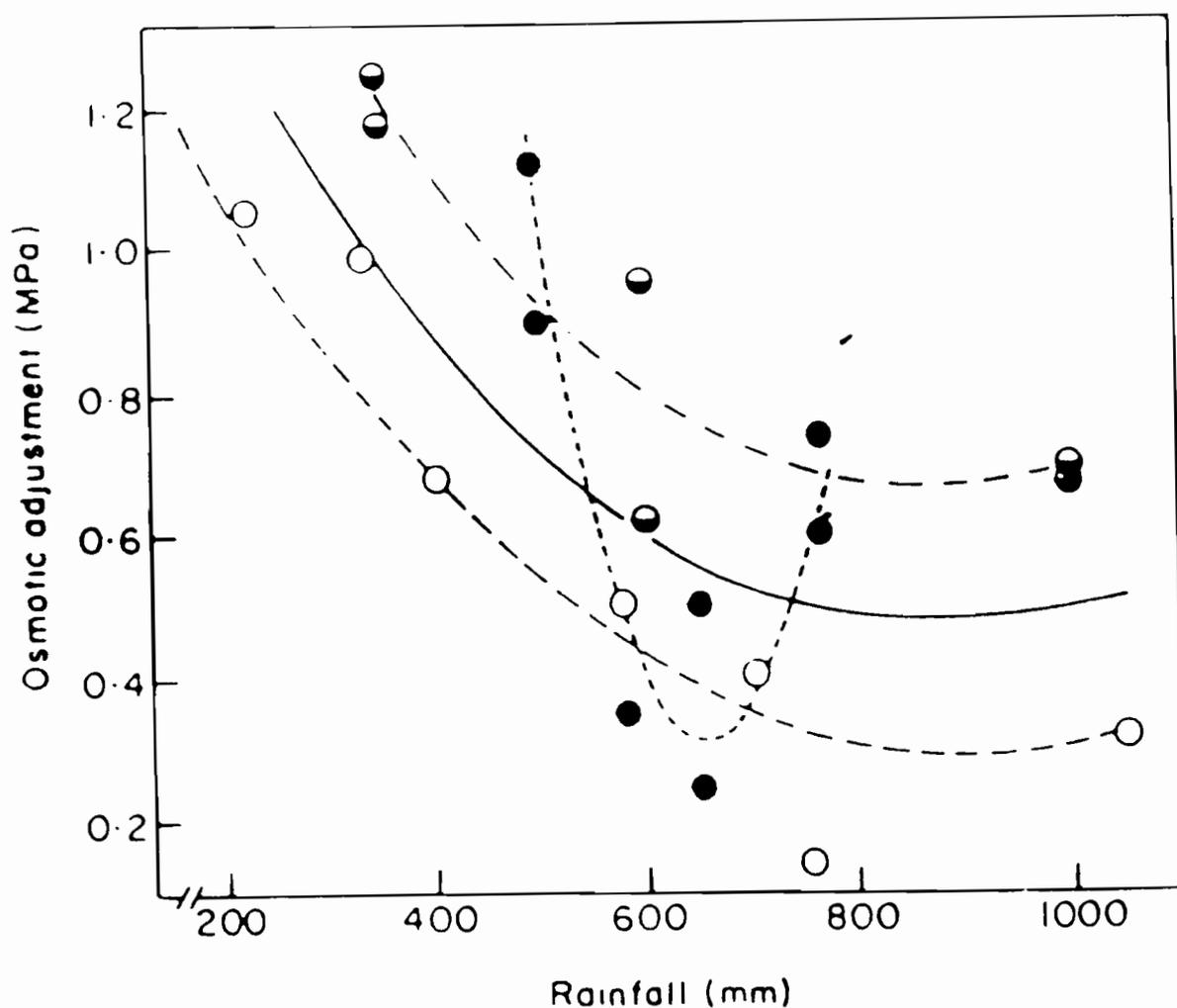
Figure 5 : Extraite de Davies et al. (1990).



Relative stomatal conductance as a function of relative increase in ABA concentration in xylem sap of sunflower plants. Closed symbols are results from a soil drying experiment (with conductance expressed as a percentage of the values of control plants and ABA values of treated plants divided by values of control plants). Open symbols are the results of an ABA feeding experiment. From ZHANG and DAVIES 1989a.

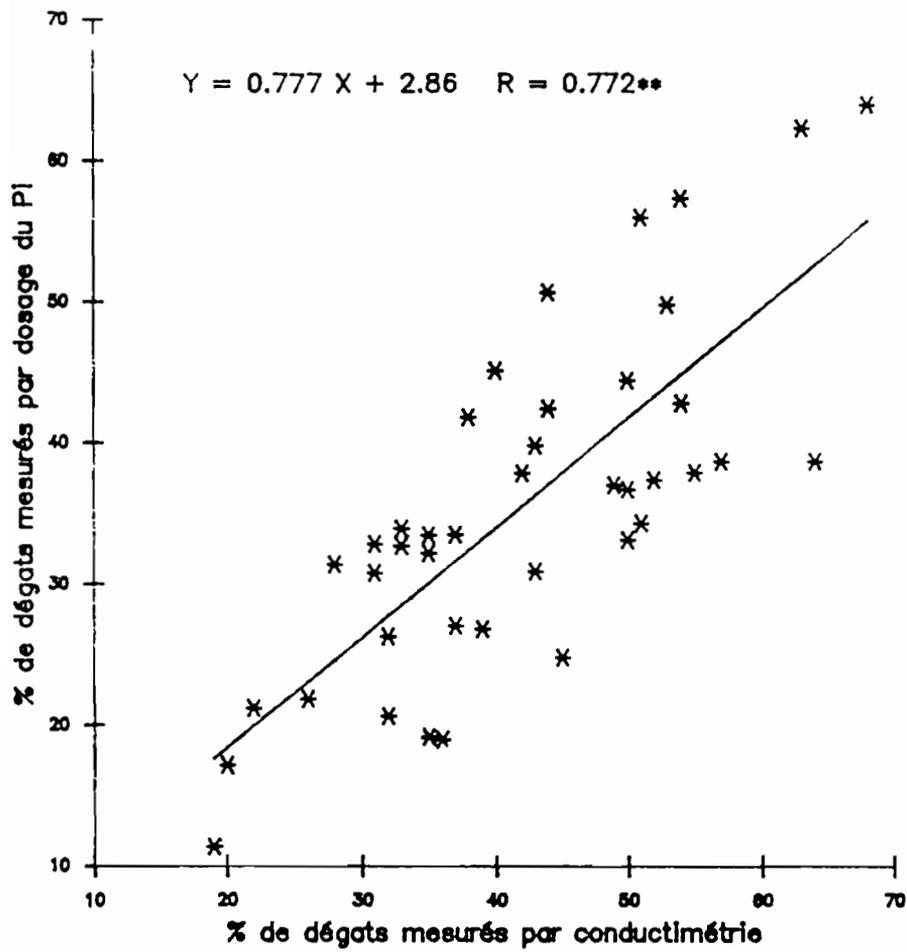
FIGURE 6

Extraite de BLUM et SULLIVAN (1986)

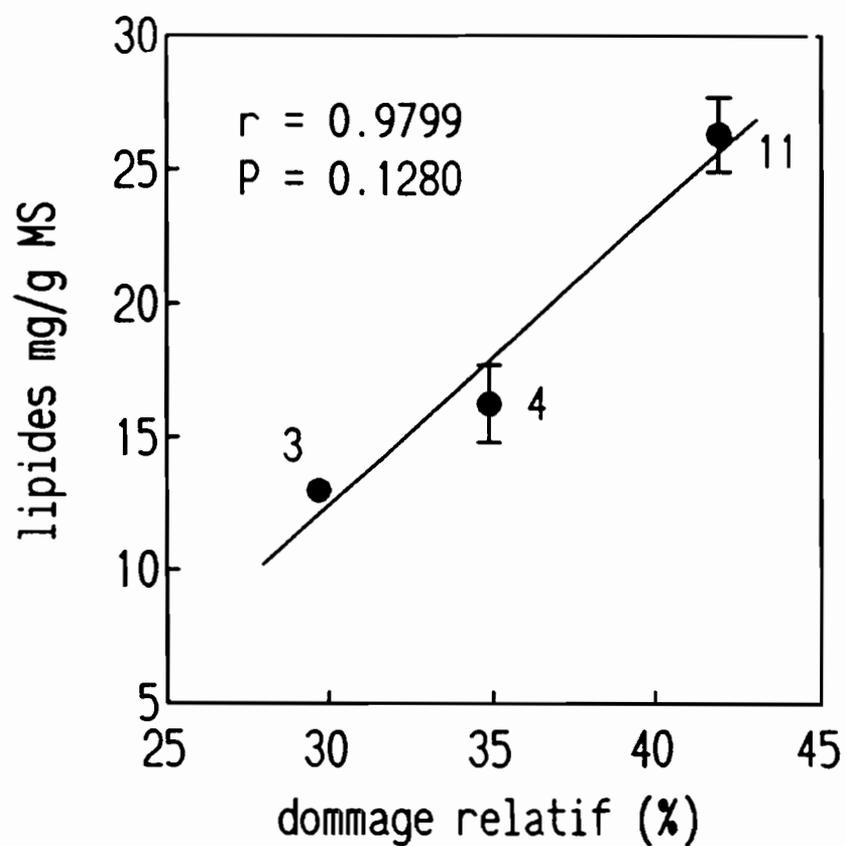


The association between osmotic adjustment (the difference in leaf osmotic potential at full turgor between control and water stress treatments) and rainfall in the region of origin, for 20 land-races from three countries. Drawn lines are fitted regressions with the given respective coefficients. The solid line was fitted to the pooled data. ○—○, India millet, $r = 0.94$; ●—●, Sudan Sorghum, $r = 0.86$; ●—●, Mali sorghum, $r = 0.84$. All data, $r = 0.47$.

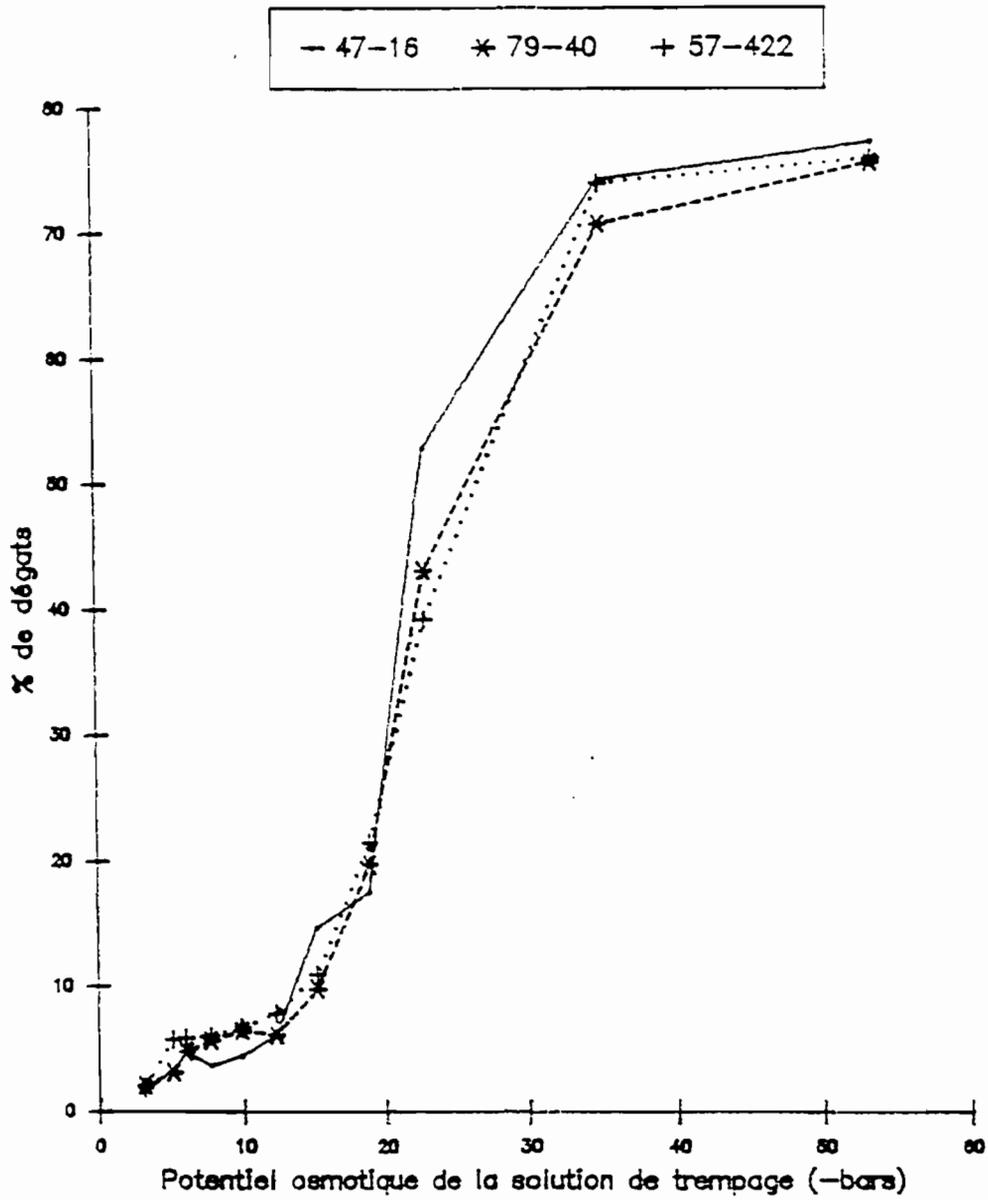
Relation entre les % de dégâts mesurés par conductimétrie et par libération du PI après un traitement osmotique au PEG (-24.5 bars) chez l'arctique



Courbe de régression entre les fuites d'électrolytes (dommage relatif %) et la teneur en lipides des feuilles chez *Cajanus cajan*



: Effet du potentiel osmotique de la solution de trempage sur l'intégrité des membranes de 3 variétés d'arachide.



ORSTOM



Atelier de Formation aux Techniques d'Etude de l'eau dans le système Sol - Plante - Atmosphère

Mbour, 30 Novembre - 10 Décembre 1992

**RESISTANCE A LA SECHERESSE DES PLANTES :
MECANISMES MIS EN JEU ET METHODES DE MESURE**

Par Aly NDiaye
Chercheur ISRA/ DRPF

République du Sénégal
Ministère du Développement Rural
et de l'Hydraulique

Institut Sénégalais de
Recherches Agricoles

Direction de Recherches sur
les Productions Forestières

**RESISTANCE A LA SECHERESSE DES PLANTES :
MECANISMES MIS EN JEU ET METHODES DE MESURE**

Par Aly NDiaye
Chercheur ISRA/ DRPF

Atelier de formation aux techniques d'études de :

L'EAU DANS LE SYSTEME SOL - PLANTE - ATMOSPHERE

**Organisé par l'ISRA - LE RCS-SAHEL ET L'ORSTOM
- 30 novembre - 10 décembre 1992 -
MBOUR (SENEGAL)**

1/ MECANISMES DE LA RESISTANCE A LA SECHERESSE

1.1 INTRODUCTION

L'histoire des études sur la résistance à la sécheresse des plantes révèle que les premiers auteurs comme Schimper (1903) qui ont eu à s'intéresser à ce sujet avaient surtout mis l'accent sur la réduction de la transpiration qu'ils considéraient comme principale caractéristique des xérophytes.

Cette réduction pouvait se manifester par plusieurs modifications : absence de feuilles, limbe réduit, épines, pilosité abondante, succulence, cuticle épaisse, couches cireuses, espaces intercellulaires réduits et stomates protégés.

Ces idées ont été critiquées ultérieurement par Maximov (1931) notamment, qui indiquait que plusieurs xérophytes possédaient une transpiration potentielle supérieure à celle de certains Mésophytes.

Ce qui était important chez ces auteurs c'est plutôt la capacité de réduire au minimum cette transpiration lorsque l'eau vient à manquer. Les travaux de Killian et Lemée (1956) ont montré que ces théories plutôt de s'opposer se complétaient.

A l'heure actuelle les auteurs s'accordent à retenir deux formes principales de résistance à la sécheresse :

- 1 - Aptitude à éviter la sécheresse (déshydratation)
- 2 - Aptitude à supporter la sécheresse (déshydratation)

Il est important de noter qu'il y'a des aspects multiples dans l'action de la sécheresse. La sécheresse affecte le plus souvent les mécanismes végétaux à plusieurs niveaux et les réactions adaptatives sont le plus souvent multiples.

Il est rare qu'une seule réaction contribue à elle seule à une adaptation à la sécheresse. Il y'a aussi très souvent des interactions entre les différentes réactions.

Selon Vartanian et Lemée (1980) l'aptitude à supporter la sécheresse est un caractère primitif lié aux propriétés intrinsèques du protoplasme tandis que l'aptitude à éviter la sécheresse résulte d'une évolution continue qui se perfectionne dans la conquête du milieu terrestre.

1.2 LES DEUX GRANDES VOIES

1.2.1 LES PLANTES EVITENT LA SECHERESSE

- soit en lui échappant ("drought escape")
- soit par des modifications qu'on peut ramener grossomodo à deux types :
- * éviter les pertes d'eau "water savers" de Maximov (1929)
- * augmenter l'absorption ("water spenders" de Maximov)

1.2.1.a ECHAPPER A LA SECHERESSE

Ces types de plantes EX : annuelles désertiques, Thérophytes, Ephémérophytes et géophytes (bulbeuses ou rizhoma-teuses) réalisent leur cycle de développement pendant les courtes périodes de moindre déficit hydrique.

Leur adaptation réside dans la vitesse et la précocité de germination, de croissance, de floraison et de fructification. De nombreuses plantes cultivées sont susceptibles de présenter naturellement de telles caractéristiques. Les grands résultats obtenus dans la sélection pour l'amélioration des rendements des plantes cultivées ont été réalisés par la réduction des cycles.

1.2.1.b MODIFICATIONS CONDUISANT A :

* Eviter les pertes d'eau ("stress avoidance") réalisé essentiellement par les organes aériens, cette aptitude est obtenue à la suite d'acquisition de dispositifs morphologiques et par des modifications métaboliques et physiologiques visant à limiter la transpiration bien avant que ne s'installe un déficit hydrique important. Ainsi la plante arrive à maintenir un potentiel hydrique élevé.

Les principales manifestations sont :

- diminution des surfaces évaporantes
- senescence et abscission précoce des feuilles
- protection des stomates et des cuticules
- régulation stomatique
- métabolisme CAM ou passage de C₃ à CAM
- augmentation de la résistance racinaire

Dans ces conditions la plante cherche à survivre, la croissance est lente à nulle. Un équilibre doit être trouvé entre la réduction de la transpiration (limiter la soif) et l'absorption du CO₂ (ne pas laisser s'installer la faim).

*** Augmenter l'absorption de l'eau :**

C'est une fonction principalement assurée par les racines, on signalera quand même l'absorption d'eau par les feuilles dans certaines zones écologiques.

Au niveau des racines ceci est réalisé principalement par :

- l'extension de l'absorption en profondeur et en surface,
- une vitesse de croissance et de ramification des racines,
- une diminution de la résistance racinaire,
- une diminution du rapport des organes aériens par rapport aux organes souterrains
- une augmentation des tissus conducteurs et une augmentation de la conduction dans la plante entière.

1.2.2 LES PLANTES TOLERENT LA DESHYDRATATION :

Qui découle fondamentalement de propriétés intrinsèques du protoplasme et des organites cellulaires.

C'est une caractéristique primitive comme nous l'avons indiqué que l'on retrouve chez des végétaux inférieurs (EX : Thallophytes, cyanophytes, Bryophytes et Pteridophytes).

Chez les végétaux supérieurs les bases physiologiques se situent au niveau moléculaire, dans les propriétés membranaires et les activités enzymatiques.

Les plantes peuvent également limiter au maximum la déformation, c'est à dire l'effet de la contrainte.

Des capacités de régulation physiologiques telles que le maintient :

- du potentiel photosynthétique (dissociation des réponses photosynthétiques et respiratoires)
- du taux de synthèse protéique, ou à supporter des pertes de protéines grâce à la mise en place de processus de réparation rapide lors de la réhydratation

sont également à considérer dans ce genre de tolérance

1.2.3 Les deux formes peuvent exister chez certains végétaux supérieurs mais la plupart d'entre eux tendent à développer essentiellement l'une ou l'autre forme. Il faut noter que les diverses formes ne sont pas exclusives et peuvent se rencontrer dans une espèce à divers niveaux : organes, fonctions ou stades phénologiques.

2/ MESURE DE LA RESISTANCE A LA SECHERESSE

Les mesures de la résistance à la sécheresse sont les plus difficiles à réaliser comparées à celles de la résistance aux autres stress environnementaux. Ceci est dû à une large gamme de réactions adaptatives.

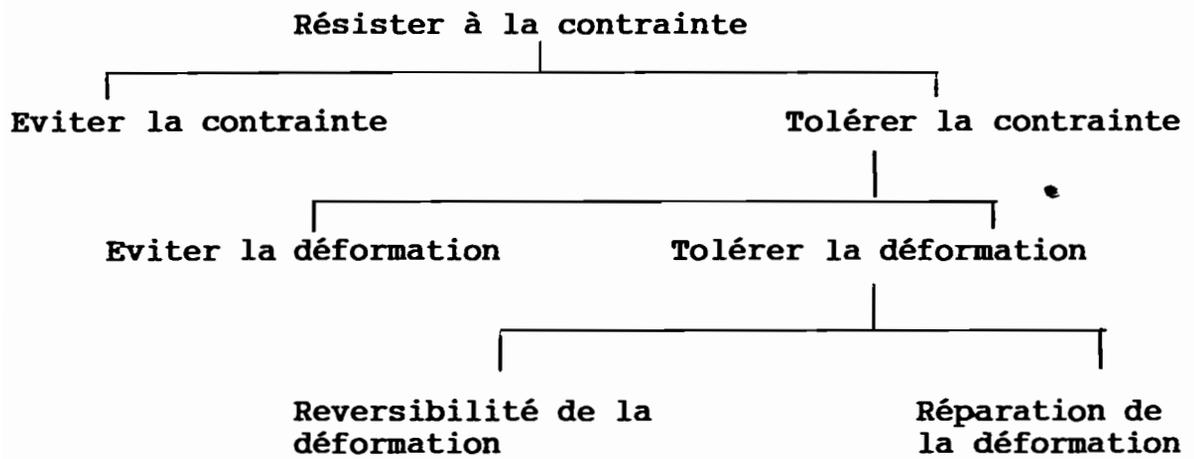
Nous indiquerons ici quelques principes sur lesquels sont basés certains types de mesures.

- 1 - On a utilisé le rendement pour mesurer la résistance à la sécheresse des plantes, surtout celles cultivées
 - 2 - Le temps de survie de la plante face à un déficit hydrique a aussi été utilisé
 - 3 - Il y'a aussi la méthode basée sur l'évitement :
- **Mesures de l'efficience de l'utilisation de l'eau**
La conservation de l'eau au niveau de la plante a été très longtemps considéré comme principal pour ne pas dire seul mécanisme de résistance à la sécheresse.
 - **Mesures de l'évitement de l'inhibition de la croissance**
ex : capacité de graines à germer dans des solutions de fortes concentrations osmotiques
 - **Mesures de l'évitement de la desydratation**
exp. par les potentiels hydrique et osmotique
 - 4 - On citera également les méthodes basées sur la tolérance :
 - **Mesures de l'évitement de la déshydratation**
par le déficit de saturation hydrique et la quantité d'eau relative notamment
 - **Mesures de la tolérance à la deshydratation (modification)**
C'est la déshydratation qui est mesurée
 - **Mesures de la tolérance à la sécheresse (la contrainte)**
Mesure de la sécheresse à la limite de la tolérance à la déshydratation

3/ Quelques méthodes utilisées pour mesurer le potentiel hydrique

Méthodes	Lieu d'utilisa- tion	Matériel végétal adéquat	Précision	Répétabi- lité	Equipement nécessaire	Difficulté d'emploi
Méthode cellulaire	Labo.	1 cellule	Plutot faible	Faible	Faible (mi- croscope)	Grande
Méthode des segments et ses modifications	Labo et champ	Feuille sans tissu scleren- chymatique	Plutot faible	Faible	Faible (mi- croscope)	Moyenne
Méthode réfractome- trique	Labo et champ	Feuilles racines	+ 0,5 à 1 bar -	Moyenne	Faible (ré- fractome- tre)	Moyenne
Méthode densitome- trique ex Sharda- kov	Labo et champ	feuilles	+ > 1 bar -	Faible	Faible	Moyenne
Méthode de Potome- trique	exceptionnelle- ment	Le Cambium dans les plantes à bois	Faible	Faible	Moyen	Grande
Méthode gravimetri- que	Labo et champ	La plupart des matériels	+ 1 à 3 bar -	Moyenne correction pour la respiration	Complexe	Moyenne
Méthode capillaire	Labo	La plupart des matériels	+ 1 bar -	Faible	Faible (mi- croscope)	Grande
Méthode volumétrique	Labo	La plupart des matériels	+ 0,5 à 1 - bar	Moyenne	Moyen	Moyenne
Méthode Psychrome- trique	Labo-champ	La plupart des matériels	jusqu'à + 0,1 bar	Grande	Complexe	Faible à Grande
Chambre de pression	Labo et champ	morceaux de ti- ges et feuilles	+ 0,2 bar -	Moyenne	Moyen	Faible

(SLAVIK, 1974)



Types de base de la résistance à la sécheresse
d'après Levitt (1980)

BIBLIOGRAPHIE

1. KILLIAN, Ch. et LEMEE, G., 1956. Les xérophytes : leur économie d'eau. In : W. Ruhland (ed). Encyclo pedia of Plant Physiology, 3, 787 - 824
2. LEVITT J., 1980 - Responses of plants to environmental stress. vol II water, radiation, salt and others stresses. Acad. Prers : New York. 3 - 211.
3. MAXIMOV. N.A. 1929 : The plant in relation to water R.H. Yapp, ed. Allen and unwin, London
4. MAXIMOV N.A 1931 : The physiological significance of the xeromorphic structure of plants. J.Ecol,19,273-282
5. SCHIMPER, A.F.W., 1903 : P fanzengeographie auf Physiologischer Grundlage - Jena
6. SLAVIK B. 1974 : Methodes of studying plant water relations Academia. Publishinghouse of the Czechoslovak Academy of sciences - Prague
7. VARTANIAN, N., LEMEE, G, 1980 : La notion d'adaptation à la secheresse Bull. soc. bot. Pr. 131, Actual. bot. 1984 (1), 7 - 15

ANNEXE X

LISTE DES CONTRIBUTIONS.

DEMBELE Cathérine (BURKINA FASO) - Programme d'activité d'agroforesterie en milieu rural,9p.

DEMBELE Youssouf (BURKINA FASO) - Programme de recherches agricoles de l'INERA,10p.

MIHIN Jean - Pierre (BURKINA FASO) - Les activités hydrauliques au Burkina Faso, 9p.

HAMAN Oumar (CAMEROUN) - Réhabilitation et Utilisation des Terres marginales de l'Extrême Nord Camérout par Aménagements, 7p.

M'BIANDOUM Mathurin (CAMEROUN) - Expériences développées dans le cadre des activités dans la station agroclimatologique du programme systèmes, 13p.

M'BIANDOUM Mathurin (CAMEROUN) - Sous Programme Agroclimatologie - Sous Programme Systèmes de culture : Rappel des objectifs du programme, 3p.

BERTHE Adama (MALI) - Amélioration de l'adaptation du Sorgho (*Sorghum bicolor L.Moeuch*) à la sécheresse, 22p.

COULIBALY K. (MALI) -Les activités agroforestières en cours au Mali,7p.

DALLA Diarisso (MALI) - Gestion des parcelles culturales et Porosité mottière.Cas du secteur de FARAKORO au Mali, 11p.

SOUMARE Birante (MAURITANIE) - Aperçu général sur la Mauritanie,11p.

ABBA Mahmoudou (NIGER) - Gestion des périmètres irrigués au Niger, 10p.

ALASSANE Mayaki (NIGER) -Programme actuel de l'INRAN (Gestion des ressources naturelles), Sous programme agroforesterie,7p.

SANDA Moustapha (NIGER) - Etude de fertilité de quelques sols cultivés du Niger, 13p.

DIONE Mamadou (SENEGAL) - Les Recherches forestières relatives au thème " Sol - Eau - Plante " dans la zone sylvo - pastorale au Nord Sénégal, 6p.

DIOUF Macoumba (SENEGAL) - Activité de recherche dans le cadre d'un stage pour l'obtention d'un DEA (Diplôme d'Etude Approfondies),5p.

DIOUF Macoumba (SENEGAL) - Chambre à Pression et Poromètre,7p.

TAMBA A. (SENEGAL) - Programme de recherches sur les Reboisements en Irrigué dans la vallée du fleuve Sénégal, 2p.

ZAAFOURI M. (TUNISIE) - Réponses de quelques espèces arbustives exotiques aux conditions de milieu aride et désertique de la Tunisie, 26p.

DRIDI B. et SAYOL R. (TUNISIE) - Activités de Recherches menées par la Direction des Sols et l'ORSTOM dans le cadre de la convention particulière Pédologie (Année 1990 - 1991),19p.