

Quelques exemples d'application des mesures  
de rayonnement à la détermination de  
**l'évapotranspiration**  
**en climat tropical**

Ch. RIOU

Maître de Recherches au Centre de Brazzaville.

## Résumé

A partir de données obtenues dans des stations implantées au Tchad, en République Centrafricaine et au Congo-Brazzaville, allant du désert à la zone équatoriale, il a été possible de comparer les mesures d'évaporation et d'évapotranspiration aux valeurs fournies par la méthode du bilan d'énergie. Cette comparaison soulève un certain nombre de problèmes, l'échelle de la mesure (petite surface évaporante) étant en général différente de celle des facteurs conditionnels définissant le climat local.

Après avoir indiqué un modèle utilisé pour résoudre ce problème, et précisé les constantes empiriques de la formule de PENMAN, l'auteur a appliqué cette formule à quelques stations du Congo-Brazzaville, et les valeurs de l'ETP ainsi obtenues sont en accord avec celles du bilan hydrologique.

Il est apparu pour ces stations que l'énergie utilisée par l'ETP pouvait être considérée comme une fraction pratiquement constante du rayonnement global.

Enfin, la méthode du bilan d'énergie a été utilisée à Brazzaville, pour obtenir l'évapotranspiration réelle d'un gazon en saison sèche, et on a montré, après d'autres auteurs, la liaison étroite entre ETR et ETP.

Ces résultats montrent tout l'intérêt des mesures de rayonnement solaire dans ce domaine de l'hydrométéorologie.

## Introduction

Dès le début de ses travaux en Afrique, le Service Hydrologique de l'O.R.S.T.O.M. a ressenti la nécessité d'étudier l'évaporation. L'intérêt en est évident. L'évaporation du lac Tchad envoie par exemple dans l'atmosphère un volume d'eau comparable à celui qu'apporte le Chari; en zone équatoriale, l'évapotranspiration représente plus de la moitié de la pluviométrie.

Cette étude, qui s'est particulièrement développée depuis quelques années, a porté essentiellement sur la mesure et l'estimation indirecte de l'évaporation, dans le but de préciser le bilan hydrique d'un bassin versant de plus ou moins grande dimension, étude où la méthodologie jouait le plus grand rôle.

Un autre objectif de cette étude est une meilleure connaissance du phénomène d'échange chaleur-vapeur d'eau entre la surface évaporante et l'atmosphère, celle-ci pouvant être une nappe d'eau, une portion de sol nu, ou un couvert végétal. Faisant intervenir des modèles physiques et des données biologiques, cette voie n'est pas un simple raffinement de la recherche dans ce domaine, mais apparaît vite comme une nécessité: la réduction de l'évapotranspiration quand le sol manque d'eau, fonction des caractéristiques du sol, de la plante et de l'atmosphère, est un phénomène complexe mais naturel. D'autre part, de nombreux problèmes méthodologiques exigent cet effort.

Ces deux préoccupations, étude ponctuelle du phénomène et bilan hydrique, sont donc complémentaires, et l'une des voies les plus intéressantes dans cette perspective, est celle du bilan énergétique. Des trois méthodes d'approche de l'évaporation, bilan hydrologique, méthodes aérodynamiques, bilan d'énergie, cette dernière s'avère la plus féconde pour obtenir à la fois des estimations à l'échelle d'une région, et l'étude détaillée du déterminisme.

Cette méthode a été largement utilisée ici, et ses résultats pour la zone tropicale étudiée sont l'objet de cet exposé.

## **1. Les mesures de rayonnement**

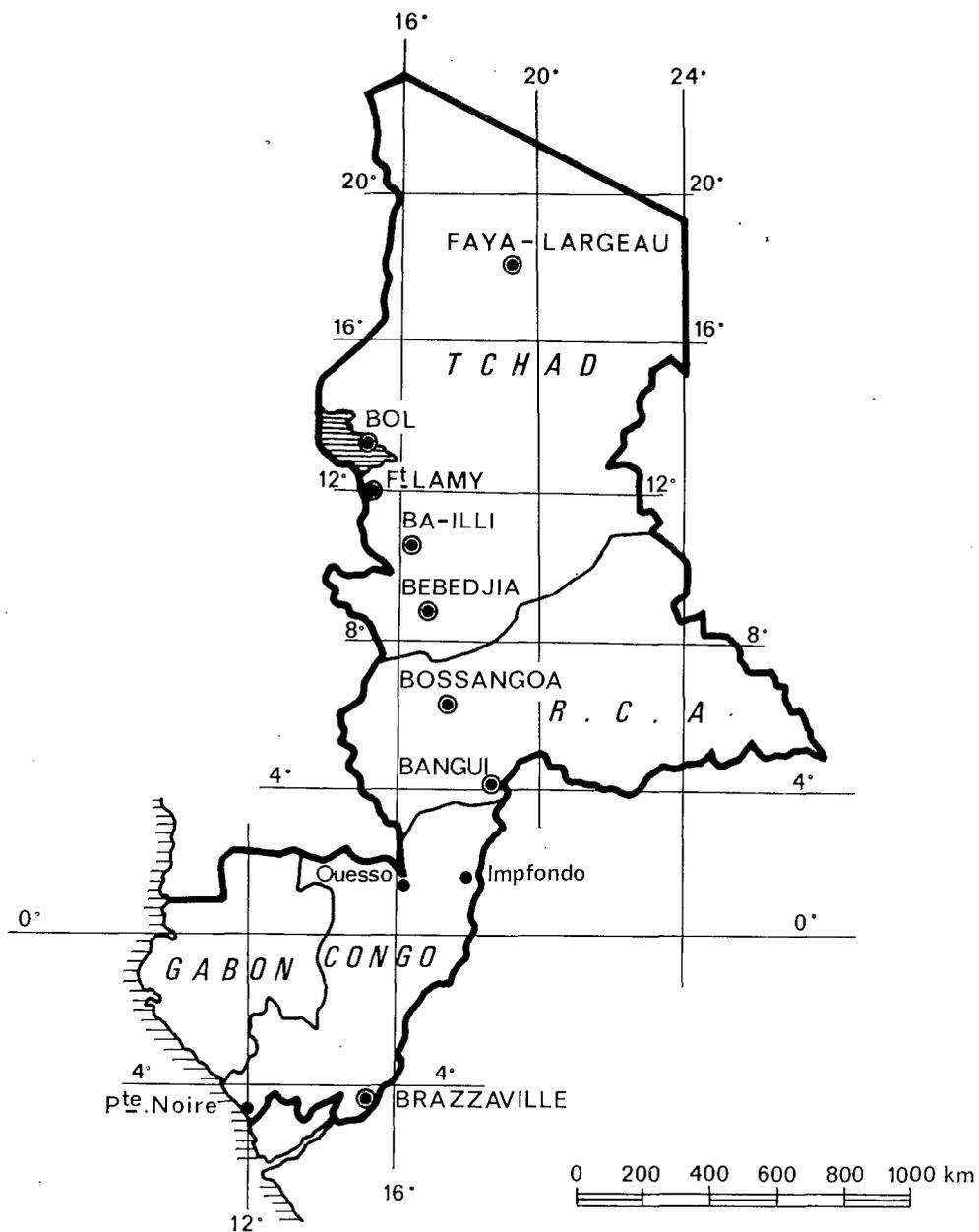
### **1.1. Le réseau de mesures**

Dès 1964, un réseau de mesures des rayonnements global et diffus a commencé à être mis en place, prenant parfois le relais des mesures effectuées par les services météorologiques. Ce réseau comporte actuellement trois stations: Fort-Lamy, Bangui, Brazzaville (une station va être installée prochainement à Bol, sur les bords du lac Tchad). Une parfaite coopération avec les services météorologiques permet une bonne répartition des appareils, sans double emploi, et ce réseau est actuellement un élément d'un réseau plus dense, complété progressivement par les services météorologiques. Ces trois stations comportent deux pyranomètres de KIPP, l'un donnant le rayonnement global, l'autre le rayonnement diffus, obtenu grâce à un anneau de 90 cm de diamètre. Les pyranomètres ont été étalonnés et contrôlés par un pyrrohéliomètre de LINKE-FEUSSNER, récemment étalonné au Weather Bureau de Prétoria. Les enregistreurs sont des Brion-Leroux qui vont être remplacés par des intégrateurs. Un pyranomètre de Bellani, installé à Brazzaville, s'est avéré fournir de très bons résultats à cette latitude, et son utilisation peut être envisagée dans l'avenir.

En ces différents points ont été également implantées des stations climatologiques permettant d'obtenir les données sous abri, la température du sol, l'insolation, le vent, ainsi que les mesures journalières d'évaporation en bac (colorado, classe A, bac de 4 m<sup>2</sup>), et d'évapotranspiration potentielle (ETP — bacs carrés de 4 m<sup>2</sup>, placés au sein d'un anneau de garde 400 m<sup>2</sup> ou plus).

Ces trois stations ont été complétées au Tchad, plus au nord, par la station de Largeau, et au sud de Fort-Lamy, par les stations de Ba-Illi, Bebedjia, et récemment de Bossangoa en R.C.A. L'ensemble comporte donc trois points de mesure du rayonnement, et 8 points de mesure de l'évaporation et de l'ETP. Ce réseau permet ainsi de préciser sous des climats différents le déterminisme de l'évaporation en confrontant mesures et théorie, et d'en étudier la variation dans l'espace. Ce dispositif

traduit le double souci des chercheurs en Afrique: approfondir localement l'étude d'un phénomène, mais en même temps fournir des données régionales.



● Station climatologique de l'O.R.S.T.O.M

Réseau de mesures

## 1.2. Etudes ponctuelles

La formule la plus générale du bilan énergétique pour un volume évaporant est:

$$Q = LE + C + T$$

Q étant le bilan radiatif total,

C la chaleur sensible échangée (aux parois et avec l'atmosphère),

LE la chaleur latente,

T les autres pertes.

Q s'écrit aussi dans les conditions naturelles:

$$(1 - a)G - L \uparrow + A$$

a étant l'albedo,

G le rayonnement global,

$L \uparrow$  le rayonnement du sol,

A le rayonnement de l'atmosphère.

Les mesures de rayonnement global permettent, dans les trois stations qui en comportent, de disposer de valeurs de G. L'albedo a été mesuré à Brazzaville, grâce à un albédomètre mis au point par R. CHARTIER et constitué par deux solarimètres opposés, montés sur un axe permettant le retournement. Ce dispositif permet de se passer des coefficients d'étalonnage  $C_1$  et  $C_2$ . On a en effet, dans un sens ( $E_1$  et  $E_2$  étant les tensions fournies par les piles):

$$G_1 = C_1 E_1$$

$$R_2 = C_2 E_2$$

et dans l'autre:

$$G_2 = C_2 E'_2$$

$$R_1 = C_1 E'_1$$

d'où:

$$\frac{R_1}{G_2} = \frac{R_2}{G_1} = a = \left( \frac{E_2 E'_1}{E_1 E'_2} \right)^{\frac{1}{2}}$$

L'albedo a été ainsi mesuré pour différentes surfaces et les résultats sont proches de ceux qu'on rencontre chez différents auteurs: 19 à 21% pour le gazon vert des pelouses et des bacs, 18 à 20% pour ce même gazon desséché, 12 à 20% pour le sable, suivant son état d'humidité, et la part de rayonnement diffus, 15% pour une forêt clairsemée, 15 à 17% pour de grandes graminées couvrant mal le sol.

Le terme de courte longueur d'onde peut donc être obtenu, avec une précision acceptable.

Par contre, le bilan de grande longueur d'onde est plus difficile à obtenir. Ce n'est que tout récemment que des mesures systématiques effectuées grâce à un bilanmètre de Middleton, à Brazzaville, permettent une mesure directe. Il est donc indispensable de passer par l'intermédiaire de formules empiriques, dont la diversité témoigne

du degré d'approximation. Après différentes tentatives, les résultats les meilleurs nous ont paru être obtenus par la formule:

$$\sigma T^4 (0,40 - 0,05 \sqrt{e_a})$$

( $e_a$  en millibars) cette formule sur laquelle l'accord semble se faire actuellement, paraît ici satisfaisante.

La correction de nébulosité traditionnellement exprimée par  $0,1 + 0,9 \frac{\overline{SS}}{SSO}$ , nous a paru par contre sous-estimer nettement le bilan de grande longueur d'onde. Utilisant les résultats des travaux de BERLIAND, selon lequel on peut introduire un facteur correctif de la forme  $1 - cn^m$ , avec  $c = 0,5$  pour l'équateur,  $n$  étant la fraction de ciel couvert, nous avons, à partir d'un raisonnement élémentaire, considéré que ce terme était 0,5 pour un ciel couvert, 1 pour un ciel clair, et introduit le terme correctif:

$$\frac{\overline{SS} + 0,5 (SSO - \overline{SS})}{SSO}$$

soit:

$$0,5 + 0,5 \frac{\overline{SS}}{SSO}$$

d'où l'expression adoptée:

$$L = \sigma T_4 \left( 0,040 - 0,05 \sqrt{e_a} \right) \left( 0,5 + 0,5 \frac{\overline{SS}}{SSO} \right)$$

Cette expression est finalement très proche de celle qui a été obtenue statistiquement à partir de mesures effectuées par DUPRIEZ à Yougambi en 1964, qui trouvait pour les pertes de grande longueur d'onde:

$$L = \sigma T_4 \left( 0,499 - 0,066 \sqrt{e_a} \right) \left( 0,492 + 0,506 \frac{\overline{SS}}{SSO} \right)$$

T est la température absolue sous abri, supposée être celle de la surface évaporante.

### 1.3. Séparation de Q et LE 1.3.1. FORMULE DE PENMAN

Au niveau d'une surface évaporante supposée suffisamment grande pour négliger les échanges latéraux, le bilan se réduit à:

$$Q = LE + C_A + C_S + T$$

où  $C_A$  est la chaleur cédée par la surface évaporante à l'atmosphère, et  $C_S$  la chaleur cédée au sol; T est en général négligeable (énergie photosynthétique). Pour une journée de 24 heures,  $C_S$  est faible devant les autres termes (quelques calories) et pour des intervalles de temps plus longs, il devient pratiquement négligeable.

La solution permettant d'obtenir  $E$  consiste à évaluer, non pas  $C_A$ , mais  $\frac{C_A}{LE}$  dont la forme explicite est appelée rapport de Bowen :

$$\beta = \frac{C_A}{LE} = \gamma \frac{t_s - t_a}{e_s - e_d}$$

$\gamma$  est la constante psychrométrique,  $t_s$  est la température de la surface,  $t_a$  celle de l'air,  $e_s$  est la tension de vapeur saturante correspondant à  $t_s$ ,  $e_d$  la tension de vapeur réelle. Cette dernière forme mériterait d'amples discussions. Elle a été établie à partir de la théorie analogique des transferts tourbillonnaires, puis simplifiée en faisant intervenir la température de la surface évaporante. Cette approximation suppose l'égalité des coefficients d'échange de la chaleur et de la vapeur d'eau, ce qui n'est à peu près exact que pour une atmosphère neutre. Il faut noter également que cette écriture suppose des flux conservatifs entre la surface et le niveau défini par  $t_a, e_d$ . Quoi qu'il en soit, c'est sous cette forme que le rapport de Bowen est utilisé, et la formule qui permet d'obtenir l'évaporation a été inventée par PENMAN, en combinant ce rapport et la loi de Dalton  $E = f(u) (e_s - e_d)$ ,  $u$  étant la vitesse du vent, ce qui conduit à la formule bien connue :

$$E = \frac{\Delta Q + \gamma E_a}{\Delta + \gamma}$$

$Q$  est exprimé en mm d'eau évaporée équivalents,  $\Delta$  représente  $\frac{e_a - e_s}{t_a - t_s}$  qu'on estime par l'expression  $\frac{de_a}{dt_a}$ ,  $e_a$  étant la tension de vapeur d'eau saturante à la température  $t_a$  et  $E_a = f(u) (e_a - e_d)$ .

La fonction  $f(u)$  a été obtenue à partir de résultats expérimentaux sur réservoirs. Les résultats varient suivant la hauteur où le vent est mesuré, mais surtout suivant le type d'anémomètre. Deux expressions sont souvent proposées,  $a + bu$ , ou  $cu$ , suivant la sensibilité de l'anémomètre. Avec des anémomètres sensibles, et à partir des résultats des bacs colorado dans différentes stations, nous avons trouvé,  $c = 0,24$ ,  $e_s$  et  $e_d$  étant exprimés en millibars et  $u$ , vitesse du vent à 2 m, en m/s.

La formule de PENMAN qui s'applique aux nappes d'eau libre, peut également permettre le calcul de l'évapotranspiration d'un couvert végétal bien irrigué, à condition qu'on connaisse la fonction  $f(u)$  qui lui correspond. Des recherches dans cette voie font intervenir la hauteur de la surface évaporante par rapport au sol, sa rugosité, et proposent un modèle où la surface est décomposée en deux plans, l'un correspond au niveau zéro pour le vent, de température  $t_s$  et de tension de vapeur  $e'_s$ , l'autre situé en-dessous, de température  $t_s$ , a une tension de vapeur saturante  $e_s$ . La résistance à la diffusion de vapeur d'eau entre ces deux plans étant  $R_c$ , on a alors :

$$E = f(u) (e'_s - e_d) = \frac{e_s - e'_s}{R_c} = \frac{e_s - e_d}{\frac{1}{f(u)} + R_c}$$

Et finalement la formule de PENMAN s'écrit:

$$E = \frac{\Delta Q + \gamma E_a}{\Delta + \gamma [1 + R_c f(u)]}$$

avec:

$$E_a = f(u) (e_a - e_d)$$

$f(u)$  peut être calculée en fonction de la rugosité du couvert, ou à partir des formules employées pour les bacs, mais  $R_c$ , qui varie avec la régulation stomatique, est difficile à expliciter, et sous cette forme théoriquement intéressante, l'équation n'est guère utilisable.

Dans la pratique, on passe de la nappe d'eau au couvert végétal, par l'intermédiaire d'un coefficient de réduction  $f$ , tel que l'on a:

$$ETP = f \frac{\Delta Q + \gamma E_a}{\Delta + \gamma}$$

Ce coefficient inclut alors les erreurs systématiques dans l'estimation des termes tout autant que des variations propres à la plante, ce qui rend aléatoire l'interprétation des variations de  $f$ .

### 1.3.2. FORMULE DE PENMAN ET BAC COLORADO

Sous la forme précisée précédemment, la formule de PENMAN a été appliquée à Fort-Lamy, Bangui et Brazzaville.

A Fort-Lamy, un bac colorado est implanté au milieu d'une pelouse de plus de 400 m<sup>2</sup>, irriguée en permanence. Les valeurs obtenues par la formule de PENMAN sont comparables aux mesures en bac en saison sèche, mais plus élevées en saison des pluies. Ce résultat se retrouve à Bangui et Brazzaville, où les données du bac colorado ne deviennent proches des valeurs calculées qu'en saison sèche (graph. 1 et 2). Nous reviendrons plus loin sur ces résultats.

### 1.3.3. FORMULE DE PENMAN ET ETP

L'étude du rapport ETP annuelle mesurée/E penman, conduit pour les trois stations à des coefficients annuels voisins de 0,8:

Fort-Lamy		Bangui		Brazzaville
Moy.: 0,82	1969	0,81	1968 1969	0,76 0,79

A l'échelle du mois, ce même rapport reste également proche de 0,8 (graph. 3 et 4). On peut cependant noter que  $f$  est plus élevé en saison sèche qu'en saison des pluies (0,85 à 0,75). Ces variations peuvent provenir des erreurs systématiques commises sur l'évaluation des termes de la formule de PENMAN, en particulier de

l'estimation du bilan radiatif total. L'influence d'un facteur biologique est ici imperceptible.

f restant toujours voisin de 0,8, l'adoption d'un coefficient constant permet une estimation satisfaisante de l'ETP. Il est possible de préciser cette estimation en adoptant pour les mois très pluvieux un coefficient un peu plus faible (0,75), pour les mois secs, un coefficient plus élevé (0,85).

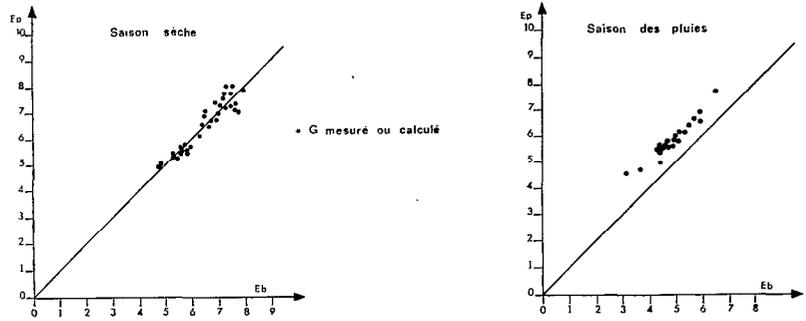


Fig. 1. — Formule de PENMAN\* et évaporation du bac colorado - Fort-Lamy (1964 à 1968)

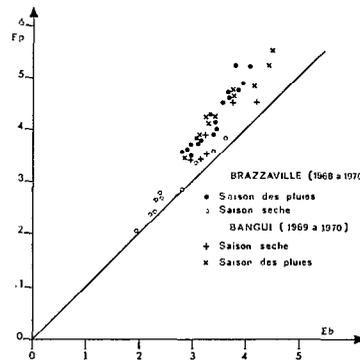


Fig. 2. — Formule de PENMAN et évaporation du bac colorado.

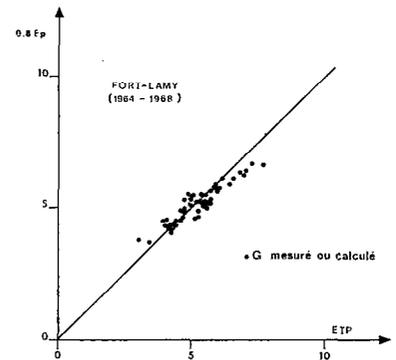


Fig. 3. — ETP et formule de PENMAN\* (facteur de réduction 0,80)

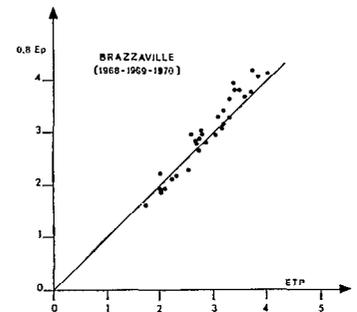
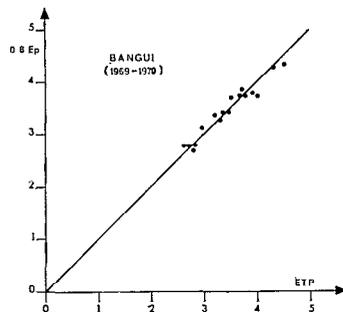


Fig. 4. — ETP et formule de PENMAN (facteur de réduction 0,80)

#### 1.3.4. LE PROBLEME DES PETITES SURFACES EVAPORANTES

L'anomalie constatée à propos de l'évaporation en bac, avait déjà été notée, en particulier par DUPRIEZ au Congo-Kinshasa, qui avait constaté que l'eau des bacs étant toujours à une température supérieure à celle de l'air, il y avait lieu d'introduire une correction dans le bilan radiatif, et d'ajouter aux pertes d'énergie de grande longueur d'onde,  $\varepsilon(T_S^4 - T_A^4)$  où  $\varepsilon$  était l'émissivité de l'eau, proche de 1. En fait, il s'agit d'un problème très général, qui est celui des petites surfaces évaporantes au sein d'une surface différente, problème qui se pose pour tous les bacs, qu'ils soient enterrés au milieu d'une surface de sol nu, ce qui entraîne en zone sèche une très forte advection, ou au milieu d'une pelouse qui présente un équilibre radiatif et des échanges chaleur-vapeur d'eau avec l'atmosphère différents de ceux du bac. Ce problème est très important en hydrologie, car le bac d'évaporation est un instrument très répandu, dont les données sont fréquemment utilisées.

Le problème de l'advection, et de son influence sur une surface évaporante, a été abordé soit par la méthode aérodynamique, par l'équipe australienne, soit sous l'angle du bilan d'énergie par BOUCHET, et ces méthodes aboutissent notamment à un résultat important, l'évaporation tendant à passer du simple au double, quand la surface évaporante diminue, au sein d'une zone sèche. Nous avons tenté de combiner les deux méthodes, et proposé un modèle, où les échanges chaleur-vapeur étaient supposés être conservatifs jusqu'à un niveau Z au-dessus de la petite surface évaporante considérée, placée au sein d'une grande surface pour laquelle les flux sont conservatifs jusqu'au niveau défini par les données sous abri, le niveau Z étant fonction de la dimension de la surface évaporante. Cette méthode aboutit, en introduisant deux paramètres dont l'un traduit la déformation du profil de tension de vapeur et l'autre la hauteur Z, à un rapport de BOWEN modifié en fonction des températures respectives des deux surfaces, et de ces deux paramètres.

Il est alors possible d'appliquer à une petite surface évaporante une méthode analogue à celle de PENMAN [10].

— Ce modèle permet de retrouver un résultat cité plus haut: l'évaporation tend à passer du simple au double quand la surface évaporante se réduit;

— Il permet aussi de comprendre pourquoi la formule de PENMAN peut rendre compte de l'évaporation pour des surfaces de l'ordre de 400 m<sup>2</sup>, en zone sèche, alors que les données sous abri sont indépendantes de cette surface. Le rapport de BOWEN utilisé dans la formule de PENMAN suppose en effet que les flux de vapeur d'eau et de chaleur soient conservatifs jusqu'au niveau N défini par  $T_a, e_a$ , ce qui n'est le cas que pour des surfaces évaporantes de l'ordre de plusieurs hectares.

En fait la formule obtenue pour le rapport de BOWEN modifié montre que même pour  $Z = \frac{N}{4}$ , celui-ci ne s'écarte pas de plus de 7% de l'expression utilisée dans la formule de PENMAN, l'écart augmentant rapidement quand Z devient petit devant N.

— On peut estimer l'évaporation  $E_b$  d'un bac colorado en zone sèche, sans anneau de garde, par cette formule, en se plaçant dans le cas limite de l'effet de bord maximal, ce qui conduit à une expression simple de  $E_b$ :

$$E_b = \frac{\Delta Q + 2\gamma E_a}{\Delta + 2\gamma}$$

A partir de cette expression, il est aisé de corriger les données du bac, pour estimer l'évaporation d'une grande surface, ainsi que l'évapotranspiration potentielle.

L'utilisation de cette méthode a donné de bons résultats en zone sahélienne, à Bol et Fort-Lamy.

Enfin, en ce qui concerne les bacs situés au sein d'une région humide, pour lesquels on trouve  $Q > E_a$ , on voit que  $E_b$  est alors inférieur à  $E$ , ce qui confirme les données du bac comparées à la formule de PENMAN en zone semi-équatoriale et pendant la saison des pluies en zone sahélienne.

L'application de la formule précédente aux bacs colorado où  $Q$  est calculé en tenant compte de la température de l'eau a conduit à Bangui et à Brazzaville à des résultats tout à fait satisfaisants.

Ainsi se trouve posé le problème très général de l'hétérogénéité des surfaces évaporantes, abordé jusqu'ici essentiellement en zone sèche où intervient l'advection. En fait, le climat défini au niveau des données sous abri, correspond à la résultante des effets d'un grand nombre de surfaces dont l'ensemble constitue la zone climatique. C'est à l'échelle de cette zone qu'a été définie la formule de PENMAN. La mesure directe, qui porte toujours sur un petit échantillon de surface dépend donc à une autre échelle, d'un certain nombre de facteurs nouveaux: équilibre radiatif particulier, transferts latéraux de chaleur et de vapeur d'eau.

Cette notion d'échelle (excellamment rappelée par BOUCHET en 1963, d'un point de vue théorique) permet de comprendre les difficultés d'ordre méthodologique qui se présentent quand on veut confronter des mesures et des formules utilisant les données sous abri.

## 2. Etudes régionales

Ces remarques étant faites sur l'utilisation de la formule de PENMAN, une tentative d'évaluation de l'ETP a été effectuée pour quatre stations du Congo: Brazzaville, Pointe-Noire, Ouesso, Impfondo, où l'on disposait de longues séries de mesures de la durée d'insolation. Cette tentative illustre les difficultés qui restent à surmonter, même quand on utilise une formule satisfaisante, et qui tiennent à l'hétérogénéité des données.

La méthode pour estimer le rayonnement global a été la suivante:

Nous avons calculé pour Kinshasa (Léopoldville: 7 années de mesures) les coefficients d'une formule liant le rayonnement global, le rayonnement global maximal et la fraction d'insolation. Ces coefficients avaient été établis en sélectionnant toutes les journées où la durée d'insolation était supérieure à 9 heures, ce qui donnait des moyennes  $SS_1$ ,  $G_1$ .

La relation statistique était alors:

$$\frac{G}{G_1} = 0,34 + 0,76 \frac{\overline{SS}}{SS_1} \text{ avec } r = 0,95$$

la précision étant supérieure ou égale à 5%, pour 87% des valeurs mensuelles.

Le coefficient 0,34 avait été confirmé en considérant les jours au  $SS < 0,9$  heure.

La moyenne  $\frac{G}{G_1}$  étant alors de 0,355.

Cette formule fut rendue plus rationnelle, en écrivant:

$$\frac{G}{G_2} = \frac{G}{1,1 G_1} = 0,31 + 0,69 \frac{\overline{SS}}{SS_1}$$

Par une légère transformation qui ne modifiait pas sensiblement les résultats, on obtient:

$$\frac{G_3}{G_2} = 0,31 + 0,69 \frac{10}{SS_1} \text{ (SS}_1 \text{ variant entre 9,6 et 10,3)}$$

et:

$$\frac{G}{G_3} = 0,31 + 0,69 \frac{\overline{SS}}{10}$$

Cette formule appliquée aux résultats de Brazzaville a donné des résultats tout à fait satisfaisants.

La même méthode a été appliquée à Coquilhatville, station sur l'équateur proche du Congo-Brazzaville. Les résultats établis à partir de 5 années de mesure ont conduit à:

$$\frac{G}{G_3} = 0,46 + 0,54 \frac{\overline{SS}}{10}$$

Cette dernière équation a été appliquée à Ouessou et Impfondo. La première à Brazzaville et Pointe-Noire.

En ce qui concerne le vent, les mesures pour les trois stations autres que Brazzaville, sont effectuées à 10 m. Pour passer au vent à 2 m, partant de l'équation classique du vent en atmosphère neutre, nous trouvons:

$$\frac{U_{200}}{U_{1000}} = \frac{\text{Log} \frac{200}{Z_0}}{\text{Log} \frac{1000}{Z_0}}$$

$$\begin{aligned} \text{soit pour } Z_0 = 1 & \quad \frac{U_{200}}{U_{1000}} = 0,77 \\ Z_0 = 2 & \quad = 0,74 \\ Z_0 = 3 & \quad = 0,72 \end{aligned}$$

C'est le coefficient 0,77, que nous avons adopté, qui correspond à une prairie d'herbe courte.

Enfin, pour Brazzaville et Pointe-Noire les facteurs de réduction choisis ont été de 0,75 pour les mois pluvieux, 0,85 pour les mois secs et 0,80 pour les mois de transition.

Pour Ouessou et Impfondo, un facteur unique de 0,75 a été appliqué.

Les résultats sont les suivants en mm/mois:

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
Pointe-Noire	102	101	118	108	99	73	66	74	73	94	100	100	1108
Brazzaville	91	89	106	99	91	73	65	90	96	94	95	87	1076
Ouessou	89	90	107	100	99	76	73	83	90	101	91	89	1088
Impfondo	97	94	112	101	98	80	77	87	93	103	94	98	1134

On constate une remarquable similitude de l'ETP annuelle. On peut rapprocher ces valeurs de quelques résultats obtenus sur grand bassin versant.

Le Niari à Loudima présente un déficit d'écoulement de 1 025 mm.

Le bassin de la Bouenza à Moukoulou, en grande partie couvert de forêt, a un déficit de 1 090 mm.

Ces valeurs sont très proches de celles obtenues par le calcul de l'ETP, ce qui indiquerait que le facteur  $f$  choisi pour une pelouse doit être peu différent de celui d'une forêt.

### 3. Recherche de formules simplifiées

La difficulté d'obtenir des mesures précises pour les différents termes de la formule de PENMAN conduit beaucoup de chercheurs à la recherche de formules empiriques plus simples. Dans toute la zone équatoriale, il apparaît bien évidemment que le rayonnement global est un facteur particulièrement important, et que la recherche d'une fonction simple reliant ETP à  $G$  peut être d'un grand intérêt pratique.

A Brazzaville, la droite de régression portant sur 25 valeurs mensuelles du rayonnement de l'ETP est de la forme:

$$\text{ETP (mm/jour)} = 0,00776 G \text{ (ly/jour)}$$

avec  $R = 0,99$  (graph. 5)

soit, en exprimant  $G$  en mm d'eau évaporés équivalents:

$$\text{ETP} = 0,45 G$$

Cette formule donnerait pour la moyenne (68-69-70) les valeurs d'ETP suivantes en mm/mois:

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
ETP calculée	93	98	116	104	85	71	64	75	86	93	98	93	1076
ETP mesurée	87	96	121	109	83	64	62	81	97	98	92	91	1081

L'écart entre les valeurs calculées et mesurées n'atteint 10% qu'en septembre, fin de la saison sèche.

La comparaison des valeurs calculées de l'ETP, et du rayonnement global pour les autres stations mène aux mêmes conclusions, on trouve:

Pointe-Noire (vent plus fort): ETP = 0,48 G  
 Ouesso: ETP = 0,43 G  
 Impfondo: ETP = 0,44 G

La même comparaison, effectuée à Fort-Lamy, montre que le rapport  $\frac{ETP}{G}$  diminue pendant la saison des pluies:

		Avril	Mai	Juin	Juillet
1968	ETP/G	0,69	0,61	0,53	0,45

BOUCHET (1963) a donné une base théorique de ce résultat, en montrant que pour un système isolé énergétiquement, l'ETP variait entre  $(1 - a) G$  pour  $ETR = 0$  à  $0,5 (1 - a) G$  pour  $ETR = ETP$ ; d'autre part, nombre d'auteurs de formules empiriques (TURC, WALKER, MAKKINK) ont montré que G doit être pondéré par un coefficient qu'ils ont fait dépendre de la température:

$$-0,78 \frac{\bar{\theta}}{\bar{\theta} + 15}, \quad 0,83 (1 - a) \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}, \quad 0,61 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}$$

Dans le cas de la zone équatoriale, où  $ETR = ETP$  pratiquement toute l'année, la faible variation de ce coefficient permettrait une estimation satisfaisante de ETP, à partir du seul rayonnement global. Ceci montrerait, si c'était nécessaire, l'intérêt de la mesure de G en zone équatoriale, pour d'autres domaines que la physique de l'atmosphère.

## 4. Bilan énergétique et ETR

L'ETR ne peut être estimée par les méthodes précédentes, mais peut l'être localement à partir de la méthode du bilan énergétique. Le rapport  $\frac{C_a}{LE}$  peut en effet être évalué par des mesures de température et d'humidité entre deux niveaux 1 et 2 de telle sorte que l'on ait:

$$\frac{C_a}{LE} = \frac{T_1 - T_2}{e_1 - e_2}$$

Pour obtenir les valeurs  $t_1 - t_2$ , et  $e_1 - e_2$ , un montage a été réalisé, qui consiste en l'installation au-dessus de la surface étudiée, de 4 doubles tuyères, dans lesquelles est maintenue une aspiration supérieure à 2 m/s. Dans l'axe de ces tuyères dont deux se trouvent à 15 cm du sol, deux à 60 cm, sont placés des thermocouples composés chacun de 4 couples de cuivre constantan, deux de ces thermocouples étant recouverts

d'une mousseline constamment humectée. Les thermocouples sont montés en opposition pour pouvoir enregistrer directement  $t_1 - t_2$ , et  $t_{w1} - t_{w2}$ . L'appareil enregistreur, un MECI universel, permet d'obtenir aisément une précision de 1/20 de degré. Dans les tuyères du niveau inférieur 1, sont placés des thermocouples à deux soudures, donnant  $t_1 - t_r$  et  $t_{w1} - t_r$ ,  $t_r$  étant la température de référence, prise à 1 m dans le sol.

Une canne composée de 8 couples dont la soudure de référence se trouve à 1 m dans le sol, et les autres soudures à 1, 3, 7,5, 15, 22,5, 30, 40 et 50 cm, permet d'obtenir le flux de chaleur dans le sol:  $c_s$ .

Enfin, un bilanmètre de Middleton, et son enregistreur MECI Minipont, permet d'obtenir le bilan radiatif total. Nous avons alors:

$$\begin{aligned} \frac{t_1 - t_2}{e_1 - e_2} &= \frac{t_1 - t_2}{e_{w1} - \gamma(t_1 - t_{w1}) - e_{w2} + \gamma(t_2 - t_{w2})} \\ &= \frac{t_1 - t_2}{e_{w1} - e_{w2} - \gamma(t_1 - t_2) + \gamma(t_{w1} - t_{w2})} \end{aligned}$$

et en posant:

$$\begin{aligned} t_1 - t_2 &= \Delta t \\ t_{w1} - t_{w2} &= \Delta t_w \\ e_{w1} - e_{w2} &= \delta(t_{w1} - t_{w2}) \end{aligned}$$

$$\frac{t_1 - t_2}{e_1 - e_2} = \frac{\Delta t}{\Delta t_w (\delta + \gamma) - \gamma \Delta t}$$

et finalement:

$$\begin{aligned} \beta &= \frac{\gamma \Delta t}{(\gamma + \delta) \Delta t_w - \gamma \Delta t} \\ \text{ETR} &= \frac{Q - C_s}{1 + \beta} \\ &= (Q - C_s) \left( 1 - \frac{\gamma}{\gamma + \delta} \frac{\Delta t}{\Delta t_w} \right) \end{aligned}$$

$\delta$  correspond à la valeur  $t_{w1} - \frac{\Delta t_w}{2}$

L'appareillage, long à mettre au point, fonctionne dans des conditions très satisfaisantes, moyennant quelques précautions:

- l'humectation des thermocouples sur une certaine longueur (3 cm avant la soudure) est nécessaire pour obtenir une valeur correcte de  $t_w$ ;
- un dispositif d'alimentation en eau permet l'humectation régulière des mousselines;
- il faut nettoyer souvent les mousselines, encrassées rapidement par les poussières aspirées.

Cet appareillage a d'abord été utilisé au-dessus d'une pelouse abondamment irriguée et l'on a vérifié que les résultats obtenus correspondaient aux mesures directes d'ETP. Il a été utilisé ensuite pour suivre l'ETR d'une pelouse de paspalum pendant la saison sèche. A cet effet l'enregistrement continu a été dépouillé, heure par heure pendant certaines périodes, à différents stades du dessèchement du sol (la dernière pluie et les derniers arrosages ayant eu lieu le 23 mai).

Les résultats consignés dans le tableau suivant montrent une décroissance du rapport  $\frac{ETR}{ETP}$ , mis en évidence par la décroissance du rapport  $\frac{ETR}{G}$ .

Date	ETR mm/jour	G mm/jour	$\frac{ETR}{G}$
3 juin	1,01	2,56	0,40
4 »	1,45	4,00	0,36
5 »	2,40	6,05	0,40
6 »	2,92	7,55	0,39
18 »	1,56	4,45	0,35
19 »	1,96	5,90	0,33
20 »	1,19	3,06	0,39
3 juillet	0,83	2,30	0,36
5 »	1,75	7,35	0,24
6 »	1,55	5,75	0,27
7 »	1,07	4,10	0,26
8 »	1,16	3,60	0,32
9 »	1,66	5,10	0,33
23 »	1,31	6,10	0,21
26 »	1,34	5,10	0,26
27 »	1,26	6,10	0,21
28 »	1,37	5,30	0,26
29 »	0,82	3,40	0,24
30 »	0,93	4,35	0,21
31 »	0,72	3,10	0,23
4 août	8,60	1,66	0,19
5 »	6,60	1,28	0,19
24 »	0,88	5,06	0,17
25 »	1,07	7,80	0,14
29 »	0,78	7,00	0,11
30 »	0,96	7,40	0,13
31 »	0,60	3,60	0,17

Sur un diagramme, on a porté en abscisse la valeur ETR en mm/jour et en ordonnée le rayonnement global G en mm/jour qui lui correspond. La droite  $0,45 G$  (1) représente les valeurs  $ETR = ETP$ . Pour chaque période étudiée, les points s'alignent approximativement jusqu'à  $G = 5$  mm, puis tendent à se placer ensuite sous la droite (graph. 6).

En excluant les fortes valeurs de G, on peut donc traduire l'évolution de l'ETR par une série de valeurs  $\frac{ETR}{0,45 G}$ , (représentant  $\frac{ETR}{ETP}$ ), ne dépendant que de la période considérée.

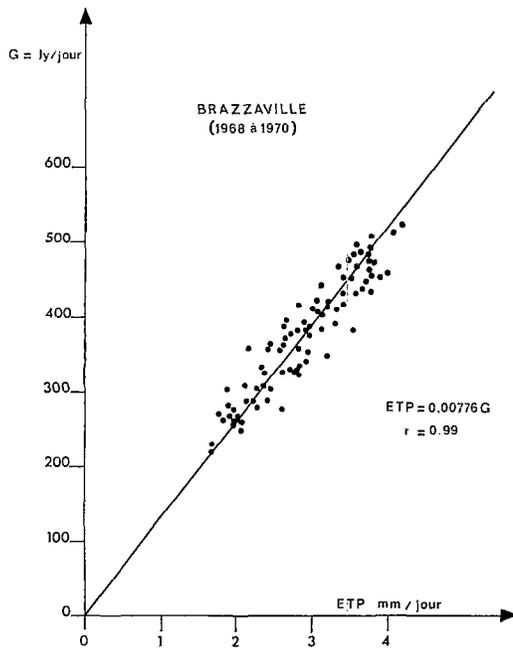


Fig. 5. — Rayonnement global et ETP (moyennes décadaires)

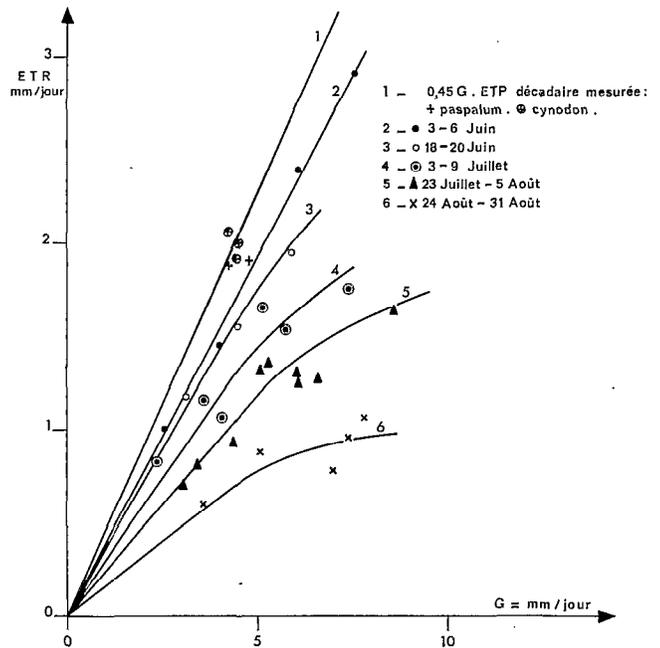


Fig. 6. — Evapotranspiration d'une pelouse en saison sèche à BRAZZAVILLE.

Grâce à ce diagramme, on peut estimer jour après jour la quantité totale d'eau évaporée, soit la diminution  $S$  des réserves en eau du sol. On trouve alors une relation simple liant le rapport  $\frac{ETR}{ETP}$  à  $S$ , de la forme:

$$\frac{ETR}{ETP} = 1 - 0,0046 S$$

relation dont on tire:

$$\frac{dETR}{ETP} = - 0,0046 dS$$

et en remarquant que  $ETR = \frac{dS}{dt}$ , et que pour  $t = 0$  on a  $ETR = ETP$ :

$$\frac{ETR}{ETP} = \exp(- 0,0046 \int ETP. dt)$$

Une formule de même type obtenue à partir de données expérimentales par BUDAGOVSKII est signalée par KONSTANTINOV.

$$ETR = ETP e^{-\frac{b}{H} \int ETP dt}$$

b étant la tangente à la courbe qui traduit la variation de  $\frac{ETR}{ETP}$  en fonction de l'humidité volumique du sol, H étant l'épaisseur du sol humide.

D'autre part, de nombreux auteurs admettent qu'entre deux valeurs critiques  $W_k$  et  $W_m$ , on peut écrire:

$$ETR = a (W - W_k)$$

W étant la réserve en eau actuelle,  $W_k$  la réserve minimale compatible avec l'évapotranspiration;  $W_k$  est tel que l'on a:

$$ETR = ETP \text{ quand } W \geq W_k$$

$$a = ETP/W_k - W_m$$

Cette expression est en fait identique à  $\frac{ETR}{ETP} = 1 - bS$  si l'on écrit S sous la forme  $S = W_k - W$ , on a en effet:

$$\frac{ETR}{ETP} = 1 - b (W_k - W)$$

et la condition à la limite impose:

$$0 = 1 - b (W_k - W_m)$$

d'où finalement:

$$\frac{ETR}{ETP} = b (W - W_m)$$

avec  $b = 1/W_k - W_m$

Le stock d'eau utilisable pendant la deuxième phase de l'évapotranspiration serait donc dans cette hypothèse de 220 mm environ. Cette deuxième phase semble commencer ici, peu de temps après la dernière pluie; elle est visiblement entamée dès la première décade de juin.

Des profils hydriques effectués dans la zone étudiée, et dans une pelouse établie sur un sol identique (un sable à faible capacité de rétention) et constamment irrigué, confirment la valeur obtenue à partir du diagramme pour l'évapotranspiration. Le stock d'eau total du sol, après ressuyage, est évalué d'après ces profils à 250 mm environ, sur quoi la plante pourrait prélever 180 mm avant que soit atteint le point de flétrissement permanent sur l'ensemble du profil. Ces chiffres ne sont qu'indicatifs.

Le résultat s'exprime donc par une équation simple de tarissement du sol, la constante 0,0046 dépendant du système sol-plante. Ceci n'est en fait qu'une solution approchée; pour des valeurs de G dépassant 300 ly/jour, la formule surestime l'ETR, ce qui est sans conséquence pendant la plus grande partie de la saison sèche à Brazzaville, mais pourrait être notable ailleurs. L'allure des courbes du diagramme suggère que pour les fortes valeurs de G, donc de ETP, l'ETR « plafonne » et d'autant plus vite, semble-t-il, que la réserve en eau du sol est plus faible.

Cette expression approchée permet deux remarques intéressantes:

- 1) L'existence d'une seule constante, sans doute caractéristique de l'ensemble sol-végétation, qu'on pourrait préciser pour une région homogène en vue d'estimer l'ETR;
- 2) L'étroite dépendance entre ETR et ETP, ce qui montre tout l'intérêt des mesures de rayonnement, pour l'étude de l'ETR.

## 5. Conclusion

La méthode dérivée du bilan d'énergie, conduit indiscutablement à de bons résultats, dans l'estimation de l'évaporation en Afrique Centrale, tant en zone sèche qu'en zone équatoriale.

Une meilleure connaissance du bilan radiatif de grande longueur d'onde en améliorerait encore la précision, et tout perfectionnement dans ce domaine serait du plus grand intérêt.

Malgré la rigueur apparente des formules utilisées, un certain nombre de termes sont à définir localement, ce qui rend nécessaire la confrontation des calculs et des mesures. Les problèmes soulevés ici concernent particulièrement cette confrontation, qui impose un changement d'échelle; la mesure étant toujours effectuée à partir d'un petit échantillon de surface évaporante. Entraînant des effets spectaculaires en zone aride (l'effet d'oasis), ce problème est en fait très général, c'est celui de l'hétérogénéité des surfaces évaporantes. Un modèle a été proposé, qui tente d'en donner une solution.

Précisée à partir de mesures effectuées en stations, la formule de PENMAN a été appliquée à quelques stations du Congo-Brazzaville, et les résultats sont en accord avec ceux du bilan hydrologique.

Les difficultés rencontrées dans l'application des formules d'évapotranspiration conduit souvent vers celle de formules empiriques qui comportent des facteurs en nombre restreint et faciles à obtenir, dont le champ d'application en paraît d'autant plus vaste, ceci souvent hélas au détriment de la précision. Dans le cas de la zone équatoriale, le rayonnement global apparaît comme le facteur principal, l'ETP en utilisant une fraction d'énergie pratiquement constante.

L'utilisation de la méthode du bilan d'énergie en vue d'estimer l'évapotranspiration réelle d'un gazon en saison sèche à Brazzaville, a donné des résultats intéressants et a montré, rejoignant les données d'autres auteurs, l'étroite dépendance entre ETR et ETP.

Tout ceci confirme l'intérêt primordial des mesures de rayonnement solaire, dans le domaine de l'hydrométéorologie.

## Bibliographie

- [1] BOUCHET (R. J.) – 1963 – « Evapotranspiration réelle, évapotranspiration potentielle et production agricole ». *L'eau et la production végétale*, I.N.R.A.
- [2] DUPRIEZ (G. L.) – 1964 – « l'évaporation et les besoins en eau des différentes cultures dans la région de MVuazi (bas Congo) ». I.N.E.A.C.

- [3] HIEZ (G.), BILLON (B.), TOUCHEBEUF (P.), CHAPERON (P.) – 1965 – « Quinze ans de travaux et de recherches dans les pays du Niari ». O.R.S.T.O.M.
- [4] KONSTANTINOV (A. R.) – 1966 – « Evaporation in nature ». Israel program for scientific translations.
- [5] O.M.M. Bulletin trimestriel du rayonnement. Weither Bureau.
- [6] PERRIN DE BRICHAMBAULT (Ch.) – 1963 – « Rayonnement solaire et échanges radiatifs naturels ». Gauthier-Villars.
- [7] RIJTEMA (P. E.) – 1965 – « An analysis of Actual Evapotranspiration ». *Agricultural Research Reports*.
- [8] RIOU (Ch.), DUBOIS (R. J.) – 1967 – « Premières mesures d'évapotranspiration potentielle en République du Tchad ». *Cahiers de l'O.R.S.T.O.M.*, Série Hydrologie, vol. IV, n° 2.
- [9] RIOU (Ch.) CHARTIER (R.) – 1968 – « Etude du bilan d'énergie à Brazzaville ». *Cahiers de l'O.R.S.T.O.M.*, Série Hydrologie, vol. V, n° 4.
- [10] RIOU (Ch.) – 1970 – « Evaporation en bac et évapotranspiration potentielle. Expression de l'évaporation d'une petite nappe d'eau en fonction des données sous abri ». *Cahiers de l'O.R.S.T.O.M.*, Série Hydrologie, vol. VII, n° 3.
- [11] RIOU (Ch.) – 1970 – « Le rayonnement global à Brazzaville en 1968 et 1969 ». Ronéoté. Centre O.R.S.T.O.M. de Brazzaville.
- [12] SELLERS (W. D.) – 1965 – « Physical climatology ». The University of Chicago press.