

Le bilan de l'eau dans le miombo (forêt claire tropicale)

par J. ALEXANDRE

Résumé. — *Un bassin comme celui de la Lufira (Haut-Shaba) présente des conditions (climatiques, topographiques et géologiques) assez favorables à l'évaluation d'un bilan mensuel de l'eau dans un miombo. Une saison sèche prolongée permet notamment d'estimer, d'une façon assez précise, l'évapotranspiration à partir de profils hydriques dans le sol.*

Au cours de la saison des pluies, l'évapotranspiration est probablement plus élevée dans la forêt claire (120-150 mm par mois) que dans la forêt dense (100 mm par mois). Le ruissellement superficiel est particulièrement faible (moins de 40 mm par an).

Au cours de la saison sèche, le débit des rivières se maintient aux deux tiers, l'évapotranspiration au tiers de leur volume moyen de la saison des pluies, grâce aux réserves accumulées dans le sol pendant cette dernière. Il existe pour ces phénomènes un décalage de saisons par rapport aux précipitations (respectivement 2,5 et 1,5 mois) sans que leur durée soit cependant modifiée.

Abstract. — *In hydrographical basins such as Lufira river (High Shaba), climatologic, topographical and geological conditions are propitious to estimate the monthly water balance in the miombo (tropical woodland) ecosystem. A very long dry season let us know precisely the real evapotranspiration during this period by means of measuring water contents in soil profiles.*

During the rainy season, evapotranspiration is probably higher in miombo (120-150 mm per month) than in the moist evergreen forest (100 mm). Overland flow is particularly weak (less than 40 mm a year).

During the dry season, river discharge and evapotranspiration are respectively not lower than two third and one third of their rainy season volume owing to soil reserves accumulated during the latter. Moreover, a phase lag happens for these phenomena : moist season is starting on the 15th of October with rains, the 1st of December for evaporation and 1st of January for river discharge.

Mesurer directement les quantités d'eau qui participent aux différentes fonctions biologiques dans un écosystème est, aujourd'hui encore, très

difficile (1). Les difficultés augmentent lorsque le milieu étudié comporte une forêt avec de multiples strates de végétation et que l'intervalle de temps doit être suffisamment petit pour rendre compte de la succession des phénomènes au cours de l'année.

Une tentative telle que la mesure par Ch. Riou et R. Chartier [21] de l'évapotranspiration réelle émanant d'un gazon de *Paspalum*, nous montre la voie de l'avenir. En attendant de pouvoir appliquer des méthodes plus rigoureuses, force nous est de nous rabattre sur les mesures par différence du bilan hydrique d'un bassin-versant.

Le bassin de la Lufira en amont de Kapolowe (8 100 km²) (2) est couvert pour plus de 90 % par le *miombo* (mesures sur photos aériennes). Le reste est partagé entre des associations de plaine alluviale et de *dembo* (vallée évasée et humide) où les graminées prédominent. Ce bassin peut, d'autre part, être considéré comme le cadre géographique spécifique d'une forêt claire africaine.

Notons que certains caractères de ce cadre ont une incidence hydrologique qui n'est pas liée d'une façon nécessaire à la présence du *miombo* :

- a) bien que la forêt claire se soit développée sur quelques versants raides, elle se rencontre surtout sur de larges surfaces d'érosion dont les pentes faibles sont plus favorables à l'infiltration qu'au ruissellement;
- b) ces surfaces d'érosion sont relativement anciennes (fin du Tertiaire ou début du Quaternaire) si bien que l'altération a eu le temps d'y former des sols profonds dans lesquels l'eau d'infiltration s'accumule.

Quant aux feux de brousses, du fait qu'ils sont généralisés dans tout le Haut-Shaba, la méthode du bilan hydrique ne donnera que des évaluations imprécises de leur influence, faute de comparaison entre bassins dont la végétation aurait été brûlée suivant des modalités différentes.

Afin de ne pas préjuger du nombre de saisons hydrologiques ni de la date à laquelle celles-ci commencent, il était nécessaire de ne pas prendre dans le calcul du bilan une unité de temps supérieure au mois. D'autre part, des moyennes mensuelles permettaient de ne pas se montrer trop exigeant

(1) Cette étude fait partie d'un ensemble de recherches relatives à l'écosystème du *miombo* dont l'initiative revient à F. Malaisse. L'équipe de chercheurs comprend, en outre, le citoyen Aloni Komanda, MM. R. Fréson, G. Goffinet, M^{me} Malaisse-Mousset (v. notamment F. Malaisse et alii [16]). — Les chiffres entre crochets renvoient à la bibliographie *in fine*.

(2) On possède plus de données limnimétriques et pluviométriques sur ce bassin que sur beaucoup d'autres du Haut-Shaba, grâce aux mesures effectuées par la société *Sogéfor*, aujourd'hui incorporée dans la Société nationale d'Electricité (SNEL). A l'intention de celle-ci, nous exprimons nos remerciements pour la collaboration qu'elle a toujours offerte au Service de Géographie de l'Université du Zaïre à Lubumbashi. — Le bassin n'est repris que pour sa partie amont afin d'éviter les effets perturbateurs d'un lac de retenue.

vis-à-vis du nombre d'années pendant lesquelles certaines observations ont été faites.

Un bilan hydrique mensuel comporte quatre postes (P. Pédelaborde, [18]) : 1. les précipitations; 2. l'eau écoulee dans les rivières; 3. l'évolution des réserves en eau dans le sol; 4. l'évaporation.

Les réserves en eau du sol sont elles-mêmes utilisées, avec une intensité variable suivant les saisons, par les sources ou l'évapotranspiration (voir plus loin, fig. 6).

I. — LES PRÉCIPITATIONS

Les précipitations sont mesurées en 19 stations réparties d'une façon assez régulière dans le bassin (1956-1962) (3). Malheureusement, ce n'est que dans trois stations qu'elles sont relevées chaque jour. On a adopté les données mensuelles de la station de Kapolowe-gare où la pluviosité annuelle (1 199 mm), calculée sur un plus long espace de temps (1943-1962), se rapprochait le plus de celle reçue en moyenne par le bassin tout entier, cette dernière valeur ayant été calculée par planimétrie sur une carte d'isohyètes. La corrélation entre les lames d'eau mensuelles de cette station et celles des stations éloignées les mieux tenues est, en outre, très bonne (0.98).

Une tranche d'eau de 1 200 mm est normale pour le domaine du *miombo*. L'année se subdivise en cinq mois de saison des pluies (novembre-mars), cinq mois de saison sèche (mai-septembre) et deux mois de transition, octobre d'une part, avril de l'autre (voir fig. 5 et 6).

II. — L'EAU ÉCOULÉE DANS LES RIVIÈRES

Le débit de la Lufira à Kapolowe est mesuré depuis 1920. (E. J. Devroey, [12], [13]). Il est donc connu avec assez d'exactitude (voir fig. 1).

Le débit maximum (entre 150 à 250 m³/s) coïncide avec les crues de la seconde moitié de la saison des pluies (février, mars ou avril). Le minimum (entre 7 et 2,5 m³/s) se produit vers la fin de novembre, c'est-à-dire après le début de la saison des pluies. Comme nous le verrons en détail plus tard, les premières pluies servent principalement à fournir au sol une humidité équivalente à la capacité au champ. Les gros orages de novembre et de décembre ne provoquent que des crues infimes et de peu de durée. Les pics du diagramme (voir fig. 1) représentent un écoulement de moins de

(3) Données de la *Sogéfor*. Pour certaines stations, les mesures ont été continuées depuis 1962.

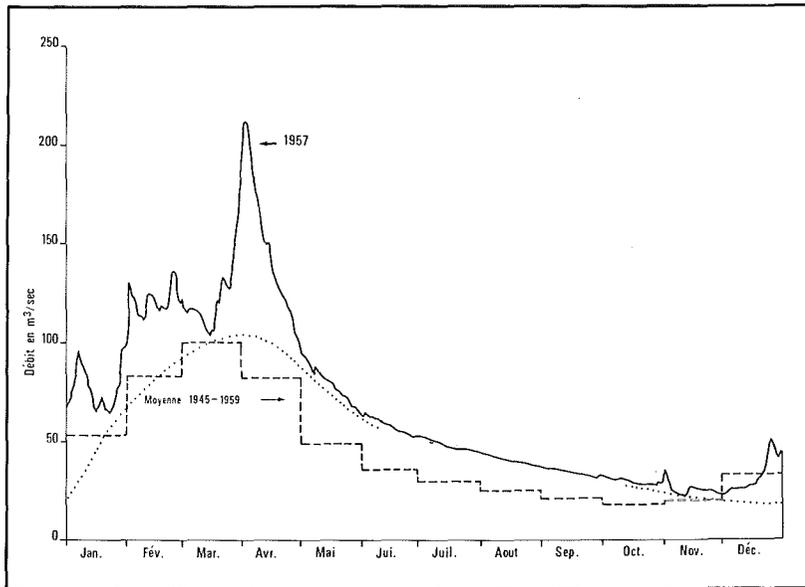


FIG. 1. — Le régime de la Lufira à Kapolowe en 1957.

La ligne en pointillé marque la limite approximative entre le débit des sources et le « ruissellement ».

1 % de l'eau tombée. A cette époque, seuls les versants en pente forte et au manteau d'altération moins épais sont susceptibles de favoriser le ruissellement ou l'écoulement hypodermique. En décembre, ce dernier croît, annonçant l'affleurement de la nappe aquifère dans les *dembos*, les vallons à fond évasé sans écoulement linéaire organisé. Le ruissellement en nappe épaisse de plusieurs centimètres qui y apparaît et dure quelquefois plusieurs jours après une période de fortes pluies fournit, de janvier à avril, une partie importante — environ 40 % — du débit de la rivière. L'importance relative du ruissellement et de l'écoulement hypodermique vis-à-vis de l'apport des sources a été estimé, par défaut, en prolongeant la courbe de tarissement (saison sèche) par une ligne joignant les minimums dus à un intervalle d'une semaine au moins sans pluie et en tenant compte que le débit des sources est le plus fort lorsque la nappe atteint son plus haut niveau.

Pour l'année entière, l'écoulement superficiel total est en moyenne de l'ordre de 40 mm, tandis que les sources ont un débit équivalent à une lame d'eau de 120 mm.

La part du ruissellement dans le débit des rivières est particulièrement faible : elle est de 25 %, alors que Keller [15] l'estime à 70 % pour des régions tempérées. Toutefois, cette caractéristique résulte bien moins du climat actuel ou de la végétation que de l'histoire géologique commune à

toutes les régions de forêt claire et où l'aplanissement et l'altération ont prédominé à la faveur d'oscillations climatiques.

III. — L'ÉVOLUTION DES RÉSERVES EN EAU DANS LE SOL

Suivant la profondeur, l'eau du sol est partagée en deux zones qui interviennent à des titres différents dans le bilan hydrique.

1. Dans la partie superficielle, l'eau capillaire et l'eau de gravité lente se maintiennent pendant une grande partie de la saison des pluies soit du 15 décembre au 1^{er} avril, à leur concentration maximum, la capacité au champ (environ 25 % en poids du sol sec). Elles diminuent ensuite progressivement jusqu'au 15 octobre pour passer en deux mois à la teneur minimum (voir fig. 2), du moins pour la profondeur qui a été prospectée (1, 70 m). Cette eau du sol est consommée presque uniquement par la végétation.

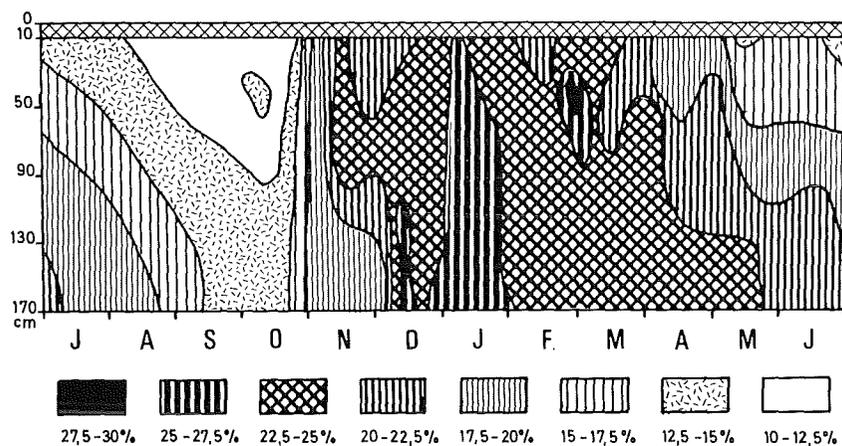


FIG. 2. — Le régime hydrique d'un sol bien drainé dans la région de Lubumbashi (juillet 1967 - juin 1968), d'après J. Alexandre et J. Nzengu (1973).

Les mesures ont été faites à intervalles réguliers de quinze jours. L'humidité du sol est exprimée en pourcent du poids de terre sèche.

2. A un niveau plus profond, la nappe aquifère et sa frange capillaire qui présente tous les états intermédiaires entre la saturation et la capacité au champ, oscillent entre une position minimum qui se produit bien avant dans la saison des pluies (entre le 15 décembre et le 15 janvier) — car il faut attendre que la capacité au champ du sol soit d'abord rétablie dans la partie supérieure du profil — et une position maximum qui est atteinte après un peu plus de trois mois, soit dans le courant du mois d'avril. Les

années moins pluvieuses entraînent un abaissement de la nappe (A. Beugnies, [5], p. 17). Les données sont malheureusement insuffisantes pour établir des bilans annuels et les comparer entre eux. Un bilan hydrique, établi avec les données d'un nombre suffisant d'années, élimine ces variations interannuelles.

L'amplitude du battement de la *nappe* varie surtout en fonction du site. Dans les *dembos*, elle est la plus faible, un peu plus de 2 m, tandis que sur les surfaces d'aplanissement entre ces vallons à peine marqués dans la topographie, la valeur la plus fréquente est, pour la région de Lubumbashi, de l'ordre de 4 m (A. Beugnies, [5], p. 19). Les écarts supérieurs à 4 m sont en réalité assez localisés; ils se trouvent au rebord des surfaces planes vers les quelques vallées principales dont les versants sont plus raides.

D'autre part, les nappes perchées sont rares, autre conséquence de l'altération profonde du substratum rocheux et des bioturbations superficielles qui tendent à homogénéiser le sol quant à sa perméabilité.

La nappe aquifère alimente en ordre principal les sources. Toutefois, une part supplémentaire est prélevée par les arbres et même par la strate herbacée selon que la frange capillaire parvient à moins de 3 m ou 1,30 m de la surface, ce qui est le cas dans les *dembos* et à leur proximité. Ces profondeurs peuvent être déduites d'un diagramme tel que celui de la figure 2 :

1. Pendant la saison sèche, il faut descendre au-dessous de 1,70 m pour atteindre le niveau qui n'est plus à la portée de l'appareil racinaire des arbres et où, par conséquent, il subsiste une teneur en eau égale à la capacité de rétention (inférieure à la capacité au champ, car l'eau de gravité lente a eu le temps de migrer vers le bas). En tenant compte de la dessiccation progressive des sols, ce niveau est situé vers 3 m.
2. Au début de la saison sèche (avril-mai), un appauvrissement en eau apparaît assez tôt sous l'action des graminées jusqu'à une profondeur de 1,30 m. Ce phénomène est encore mieux observable pour des sols bien drainés sous une savane composée uniquement d'*Hyparrhenia*.

La quantité d'eau qui est extraite des réserves constituées par la nappe est donc variable suivant le site et suivant la nature du couvert végétal; ces deux facteurs conjuguent leurs effets pour augmenter l'aire où la nappe est sollicitée par la végétation. En effet, les milieux mal drainés sont couverts de graminées (*dembos*), tandis que les arbres apparaissent quand la nappe se fait plus profonde. Toutefois, au centre des interfluves il n'est pas rare de trouver l'horizon saturé à plus de 15 m. Il existe donc de larges zones où l'eau de la nappe échappe presque totalement à l'absorption par les plantes.

La quantité d'eau emmagasinée puis rétrocédée par la nappe peut être calculée en multipliant la hauteur de la zone de battement par la différence

d'humidité entre la saturation et la capacité de rétention. En se fondant sur les considérations émises plus haut, un battement de 3 m peut être tenu pour une valeur moyenne dans un bassin du Haut-Shaba. Il est, en revanche, beaucoup plus difficile d'évaluer les conditions moyennes d'humidité dans les horizons parfois assez profonds qui subissent les oscillations de la nappe.

La porosité du sol diminue avec la profondeur, allant de plus de 50 % (en volume) à la partie superficielle à une quarantaine de % quelques mètres plus bas. Une porosité de 42 % implique une humidité de 28 % (en % du poids de terre sèche) et une densité de 1,54. Il est vraisemblable, par contre, que la capacité de rétention reste à peu près la même qu'en surface (24 %). Dans les horizons profonds moins altérés, la granulométrie est différente, la proportion de limon (2 à 50 μ) augmentant aux dépens de la fraction argileuse. La capacité de rétention d'un limon argileux est toutefois du même ordre de grandeur que celle d'une argile limoneuse (P. Duchaufour, [14], p. 66), sans doute à cause de l'agglomération des particules les plus fines.

La réserve utilisable de la nappe peut donc être estimée à $3\,000 \times (0,28 - 0,24) \times 1,54 = 185$ mm. Cette dernière valeur doit être considérée avec beaucoup de circonspection étant donné le caractère conjectural de certaines données de base, associé à la difficulté d'effectuer un nombre suffisant de mesures en profondeur.

Pendant la période où la nappe remonte (1^{er} janvier - 15 avril environ), il doit pénétrer dans celle-ci une lame d'eau supérieure à ces 185 mm, car pendant ce même temps, l'eau de percolation doit venir remplacer celle qui s'échappe des sources (45 mm), soit au total 230 mm. Cette dernière valeur s'accorde, en définitive, assez bien avec l'évaluation de l'évaporation effective dans ce même intervalle de temps (voir plus loin).

Comme d'autre part dans le bassin de la Lufira, le débit total des sources pendant le reste de l'année représente un écoulement de 75 mm, la part de la réserve (4) en eau de la nappe qui est évacuée par évapotranspiration serait de l'ordre de $185 - 75 = 110$ mm. Le rôle de la végétation des *dembo*s est évidemment très important dans ce phénomène, mais celle du *miombo* n'y est pas tout à fait étrangère, comme nous allons le voir.

La réserve en eau utile des horizons supérieurs à la nappe se calcule à partir du régime hydrique du sol que nous avons observé avec J. Nzengu [3]. Le diagramme à isoplèthes (fig. 2) a été intégré selon la profondeur, à intervalles réguliers, de telle façon que l'on puisse suivre l'évolution de la teneur totale en eau des profils sous le *miombo* (voir fig. 3) dans des sites

(4) N'oublions pas qu'une partie de l'eau du sol est consommée par les plantes au fur et à mesure de son arrivée pendant la saison des pluies. Celle-ci sera évaluée en estimant directement le volume de l'évapotranspiration pendant cette période.

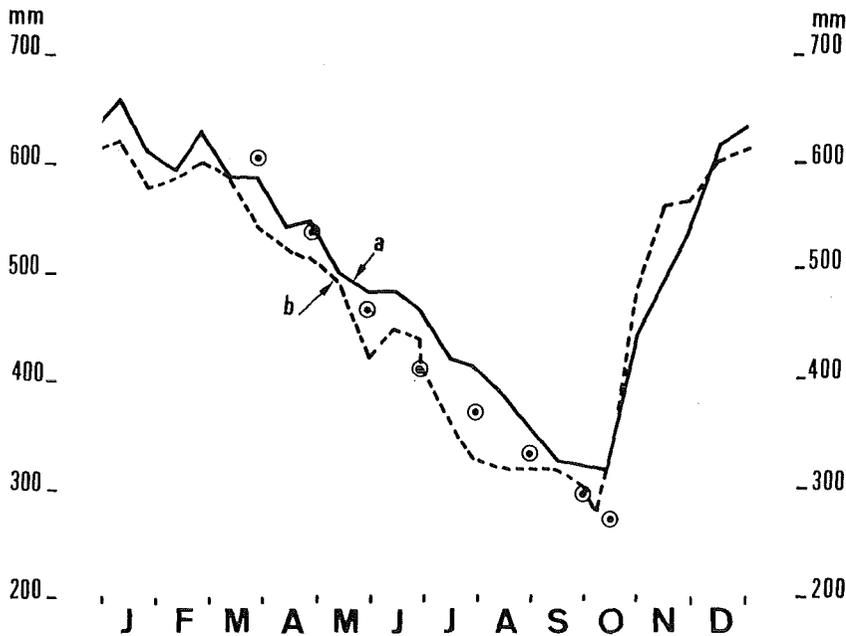


FIG. 3. — Evolution des réserves en eau dans le sol sous le miombo.
 a. sol bien drainé (sur une profondeur de 1,70 m); b. sol moyennement drainé (sur une profondeur de 1,30 m).
 Les gros points représentent l'évolution des réserves pendant la saison sèche calculée à partir d'une estimation de l'évapotranspiration réelle selon la méthode de J. Riquier.

assez différents : a) très bien drainé, étudié sur une épaisseur de 1,70 m; b) avec nappe phréatique peu profonde et pour cette raison, limité à 1,30 m.

Les profils, bien que de profondeur différente, ont tous deux une réserve utile de 300 mm, à laquelle il faut ajouter 30 mm venant des horizons inférieurs (estimés en prolongeant la méthode employée pour connaître l'extension de l'horizon exploité par les racines) (5). Cette réserve est entièrement consommée au cours de la saison sèche.

Toutefois, alors que dans le premier cas les 330 mm sont entièrement soustraits à la capacité au champ du sol, dans le second, situé en marge d'un *dembo*, 160 mm seulement ont une telle origine alors que 170 mm proviennent de la nappe. Entre les valeurs de 330 mm et de 160 mm (voire moins si l'on tient compte des *dembos* et des plaines alluviales) il convient d'adopter une moyenne pour la totalité du bassin. Celle-ci sera très approximativement de 330 mm (réserve utilisée par l'évapotranspiration, variant

(5) F. BULTOT [9], en se fondant sur la composition granulométrique des sols du Haut-Shaba leur attribue une capacité de rétention totale de 300 mm.

suivant le site) moins 110 mm (réserve fournie par la nappe), soit 220 mm. Pour apporter plus de précision à cette évaluation, il aurait fallu multiplier les stations de mesure de l'humidité du sol.

La quantité totale d'eau utilisable qui puisse être stockée dans le sol est en principe de $220 + 230 = 450$ mm. Cependant, lorsque l'on établit le bilan mois après mois de ces réserves, en utilisant les données du tableau I, on s'aperçoit que le stock maximum, atteint à la fin du mois de mars, ne dépasse pas 376 mm. Cette disparité est due au fait que les entrées et les départs ne se font pas simultanément à tous les niveaux du sol.

IV. — L'ÉVAPORATION

L'évaporation annuelle moyenne est une donnée qu'il est relativement aisé de calculer à l'échelle d'un bassin, puisqu'il suffit de déduire la lame d'eau écoulée (débit de la rivière divisé par la surface du bassin) de la lame d'eau précipitée. Dans le bassin de la Lufira, pour une période de dix-sept ans (1943-1959), l'évaporation annuelle a été de $1\ 200 - 160 = 1\ 040$ mm.

L'évaporation à partir de la surface des cours d'eau ne constitue qu'une part infime du total. Presque toute l'évaporation est effectuée par l'intermédiaire de la végétation, soit par évapotranspiration aux dépens de l'eau du sol, soit par interception des précipitations et évaporation directe. Les stades de développement de l'appareil végétatif devront être pris en considération dans l'explication des rythmes saisonniers.

A. — ÉVOLUTION DE L'ÉVAPORATION AU COURS DE L'ANNÉE

Pour l'évaluation de l'évaporation effective, il est une méthode qui utilise un intermédiaire bien commode, l'*évapotranspiration potentielle*, c'est-à-dire l'évaporation qui aurait lieu si l'eau était suffisamment abondante pour annuler les contraintes exercées par le sol et la plante (Ch. Riou, [20], p. 25).

L'évaporation au-dessus d'une nappe d'eau libre a d'abord été calculée pour chaque mois à l'aide de la formule de Penman (6), en faisant la distinction entre le jour et la nuit dans l'estimation du rayonnement infrarouge comme le recommande E. Bernard (dans F. Bultot, [7], p. 34). Cette formule

$$(6) E = \frac{\Delta Q + \gamma E_a}{\Delta + \gamma}$$

où Q est le rayonnement net exprimé non en calories mais en mm d'eau que cette énergie pourrait évaporer; E_a est l'évaporation d'une surface liquide dont la température serait celle de l'air, mesurée sous abri; elle est fonction de la vitesse du vent et du déficit de saturation; Δ est le coefficient angulaire de la tangente à la courbe de pression de vapeur saturante en fonction de la température, à la température de l'air considérée; γ est la constante psychrométrique.

utilise comme données d'observation, l'insolation, la température (jour et nuit), l'humidité relative (jour et nuit) et la vitesse du vent à 2 m du sol. La plupart de celles-ci proviennent du parc météorologique installé sur le campus de l'Université de Lubumbashi dans une clairière ménagée à cet usage dans le *miombo* (7). Températures et humidité ont donc des valeurs assez proches de celles que l'on peut mesurer dans la forêt claire. En ce qui concerne la couverture nuageuse nocturne, nous avons adopté les estimations de F. Bultot ([7], p. 66).

Pour passer de l'évaporation au-dessus d'une nappe d'eau libre à l'évapotranspiration d'un couvert végétal, il faut multiplier la valeur trouvée par un terme correctif qui tient compte notamment de la différence de rayonnement réfléchi par l'eau et par la végétation (C. Riou, [20], pp. 25 et 149). Alors que l'albedo dans le visible est de 0,05 pour l'eau, il oscille entre 0,15 pendant la saison des pluies (que le couvert végétal soit une forêt clairsemée ou de grandes graminées couvrant mal le sol; Ch. Riou et R. Chartier, [21], p. 29) et 0,30 au cœur de la saison sèche alors que les arbres sont dénudés et que les herbes desséchées ne sont pas encore ou ne sont que partiellement brûlées.

Les résultats ont été reportés sur le diagramme de la figure 4, où, afin de faire la critique de ces derniers, nous avons également reporté les évaluations de F. Bultot pour la station de la Karavia (Lubumbashi, 1951-1952) et les moyennes mensuelles de l'évaporation sur le bac Colorado établies par la société Sogéfor pour la station de Koni (Mwadingusha, 1937-1941 puis 1955-1958), situé à peu de distance à l'aval de Kapolowe.

Le rythme saisonnier de l'évapotranspiration est le même pour les deux stations de Lubumbashi. Deux maximums coïncident à peu de chose près avec le passage du soleil au zénith (à midi); le maximum de la saison des pluies est presque effacé par l'effet de l'humidité et des nuages. Le total annuel est moins élevé dans le parc installé en forêt claire (1 600 contre 1 800 mm), effet d'une humidité plus élevée et d'une température un peu plus basse. Par contre, l'évaporation annuelle du bac Colorado est du même ordre de grandeur (1 650 m) bien que certaines conditions climatiques soient très différentes : températures supérieures de 1,5° au moins, albedo de l'eau

(7) Cette station est située à une altitude de 1 250 m environ. Les températures et les données météorologiques qui en dépendent peuvent être utilisées pour des évaluations relatives à un bassin, dont les surfaces d'aplanissement qui le composent, s'étagent entre 1 500 et 1 100 m. En outre, le parallèle de Lubumbashi (11°40' S) divise en deux parties presque égales le bassin qui s'étend entre 11 et 12°, si bien que la répartition des saisons dans l'année est la même des deux côtés. Les observations ont été faites entre 1962 et 1968. Etant donné les faibles variations interannuelles des valeurs mensuelles, ces observations ont pu être utilisées sans correction à l'aide de la série plus longue d'une station plus ancienne.

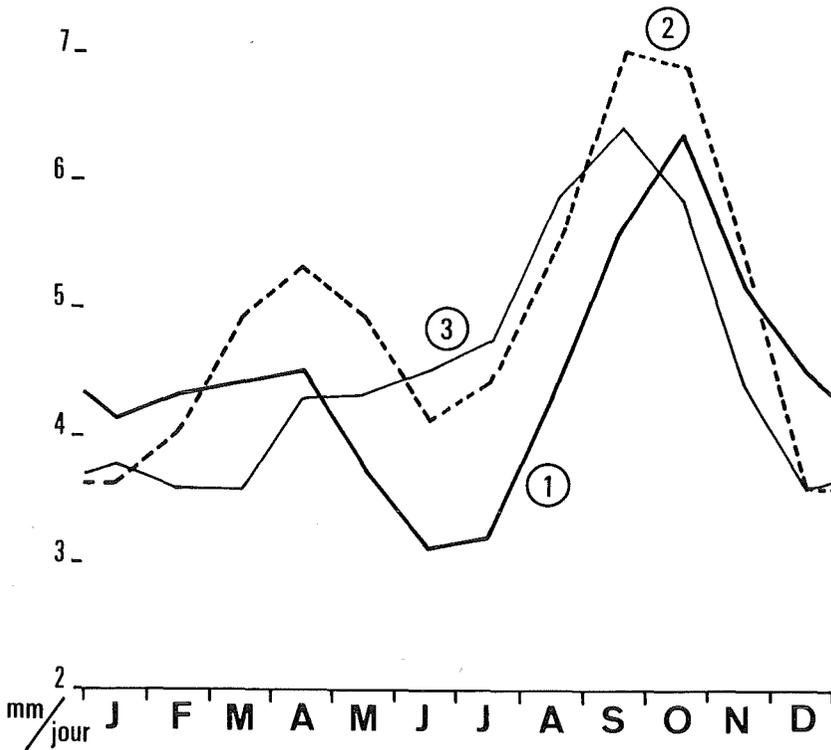


FIG. 4. — L'évapotranspiration potentielle au cours de l'année.

- 1) calculée selon la méthode de Penman, pour une clairière dans le miombo (Kasapa);
- 2) calculée selon Penman pour la station de la Karavia (Lubumbashi, d'après F. Bultot);
- 3) évaporation à partir d'un bac Colorado (Koni, près de Mwadingusha).

plus faible. Les variations saisonnières montrent quelques différences : le creux de la saison sèche est notamment remplacé ici par un palier. Ceci n'est que la conséquence d'un phénomène plus général, qui est la perte excessive des bacs d'évaporation sous climat sec (M. Dagg et J. R. Blackie, [11], p. 230) due à des apports latéraux d'énergie qui viennent ici s'ajouter à l'effet d'oasis.

Pendant la saison des pluies, l'inverse tend à se produire. Des observations avaient été faites sur un bassin de décantation de volume beaucoup plus grand ($7 \times 10 \times 12$ m) malheureusement pendant un temps trop court (juillet 1937 à juillet 1938). Les mesures qui avaient été recueillies alors sont plus proches de l'évapotranspiration potentielle calculée selon Penman.

L'évapotranspiration réelle (ETR) pendant la saison sèche a été calculée à partir de l'évapotranspiration potentielle (ETP) suivant la méthode gra-

phique de J. Riquier ([19], pp. 40-41), qui est une application de l'hypothèse de C. W. Thornthwaite, vérifiée depuis lors :

$$\text{ETR} = \text{ETP} \times \frac{\text{teneur en eau réelle du sol}}{\text{teneur en eau maximum}}$$

A condition de prendre comme teneur en eau maximum non pas la quantité totale d'eau (600 mm) mais la différence (400 mm) entre la capacité au champ et le minimum retenu par le sol — et qui s'observe près de la surface à la fin de la saison sèche (8) — différence contenue dans la zone des racines, on obtient une valeur de l'ETR qui coïncide avec la diminution des réserves en eau du sol à mesure que la saison sèche avance (fig. 3).

En se fondant sur l'évolution, d'une part, des réserves en eau utilisables du sol et, d'autre part, de l'évapotranspiration potentielle avant et après les feux de brousse, il a été possible d'estimer à 25 mm par mois le gain en eau réalisé grâce à l'élimination des chaumes qui, on le sait, continuent de transpirer alors même que les graminées sont fanées depuis longtemps.

Supputer les valeurs de l'ETR pour la saison des pluies est chose plus délicate. En effet, une partie des eaux d'infiltration est alors interceptée par les plantes sans qu'il soit possible d'en faire le départ vis-à-vis de l'eau de percolation. Même si les fluctuations de la teneur en eau avaient été enregistrées — ce qui est malaisé —, il en aurait été déduit des valeurs beaucoup trop approximatives et il a fallu de nouveau avoir recours à des méthodes d'estimation indirectes.

Du point de vue hydrologique, la saison des pluies peut être subdivisée en deux périodes bien délimitées (voir plus haut) :

- a) du 15 octobre au 1^{er} janvier, les réserves en eau du sol se reconstituent pendant que le niveau de la nappe continue de baisser;
- b) du 1^{er} janvier au 15 avril, le volume de la zone saturée en eau augmente d'abord régulièrement, puis de moins en moins vite, tandis que plus haut, l'eau en excès par rapport à la capacité au champ percole assez rapidement.

Du bilan établi pour chacune de ces deux périodes, on peut déduire l'évapotranspiration réelle :

	I	II
	(15 octobre- 1 ^{er} janvier)	(1 ^{er} janvier- 15 avril)
Précipitations (P)	455 mm	716 mm
Eau « ruisselée » (R)	– 4 mm	– 32 mm
Eau entrée dans le sol et retenue dans celui-ci (S)	– 220 mm	
Eau entrée dans le sous-sol (nappe) (N)		– 230 mm
Evapotranspiration réelle (ETR)	231 mm	454 mm

(8) Teneur en eau qui est inférieure au point de flétrissement.

Il convient d'augmenter légèrement ces deux valeurs, car elles ont été estimées par défaut. En effet :

a) dans la seconde moitié d'octobre, tandis que le sol s'humecte par le dessus (apport compris dans les 220 mm), la partie profonde des racines continue à puiser dans les réserves accumulées l'année précédente (voir fig. 2);

b) dans la première moitié du mois d'avril, le sol finit de se ressuyer (quantité comprise dans les 230 mm), tandis que dans la partie proche de la surface la dessiccation commence sous l'action de la végétation et plus particulièrement des graminées.

En s'inspirant de l'évolution des réserves du sol pendant la saison sèche pour effectuer cette correction et en tenant compte d'un total annuel de 1 040 mm, l'évapotranspiration pendant la saison des pluies serait de 242 mm (15 octobre-1^{er} janvier) plus 472 mm (1^{er} janvier-15 avril) soit 714 mm.

Le rapport ETR/ETP est respectivement pour chacune de ces périodes de $242/390 = 0,62$ et de $472/447 = 1,06$. Si l'évapotranspiration réelle et potentielle sont du même ordre de grandeur après le 1^{er} janvier, il n'en est pas de même au début de la saison des pluies. L'évapotranspiration est alors limitée et ceci va de pair avec la quantité d'eau restreinte (pluies et eau du sol) mise à la disposition des plantes et avec l'appareil végétatif incomplet de ces dernières.

Comme, à certains moments, ETR dépasse ETP et est très élevée vis-à-vis de la période qui le précède, on s'est demandé s'il ne convenait pas de rétablir un certain équilibre soit en reculant la date à laquelle débute le réapprovisionnement de la nappe, soit en augmentant la proportion des fournitures de la nappe (vis-à-vis de celle du sol) à l'évapotranspiration (9). Dans ces deux domaines, on ne possédait en effet que des données locales qu'il a fallu extrapoler à l'échelle d'un bassin et nos estimations pouvaient être sujettes à révision. Des essais ont été faits : recul de la limite entre les deux périodes jusqu'au 15 janvier, apport de la nappe supérieur à 110 mm. Ils ont donné peu de résultats, car non seulement ces deux phénomènes sont incompatibles, mais ils dépendent de conditions hydrologiques opposées : le premier demande une surface plus grande de sols profonds et bien drainés, tandis que le second est associé à une valeur moindre de la profondeur moyenne de la nappe. En fin de compte, il semble que l'évapotranspiration effective d'un ensemble végétal aussi ouvert que la forêt claire, puisse être supérieure à l'évapotranspiration potentielle — qui est ajustée par rapport

(9) a) Recul de la date qui sépare les périodes I et II (voir bilan de la page précédente) : dans ce cas P(I) augmente, tandis que S reste fixe, ce qui fait augmenter ETR et le rapport ETR/ETP (bien que ETP augmente également). b) Augmentation des fournitures de la nappe à l'évapotranspiration : S diminue et N augmente, $ETR = P(I) - S$ augmente, ETP restant fixe.

au gazon d'une case d'évaporation — en vertu d'une surface évaporante plus étendue.

Pour la répartition de l'évapotranspiration réelle suivant les mois nous avons adopté les règles suivantes :

a) Pour la première période, l'évapotranspiration doit évoluer de telle façon qu'elle permette un rythme légèrement accru de mois en mois de la reconstitution de la capacité au champ;

b) Pour la seconde période, l'ETR peut être proportionnelle à l'ETP, sauf pour le mois d'avril qui reçoit le quart des précipitations des autres mois. L'évapotranspiration des quinze premiers jours d'avril ne peut être inférieure à celle du reste du mois que nous connaissons déjà (voir saison sèche) et ne doit pas s'opposer d'autre part, à une dernière élévation du niveau supérieur de la nappe, c'est-à-dire que la quantité d'eau apportée doit dépasser le débit des sources. Les hauteurs observées de la nappe pendant les autres mois s'accordent bien avec les variations calculées à l'aide des estimations mentionnées plus haut.

B. — EVAPORATION DIRECTE

Si l'on excepte les précipitations occultes (rosée) (10), l'évaporation directe, dans un milieu où le sol est exceptionnellement nu, peut être estimée quantitativement en soustrayant l'eau écoulée le long des troncs et des tiges du volume de pluie intercepté par tous les organes aériens des végétaux. Malheureusement, si l'interception a pu être étudiée sous divers couverts végétaux pendant plus de trois ans (1965-1968), nous ne possédons sur l'infiltration par le collet ou la base du tronc que quelques données éparses. Des travaux effectués par le citoyen Kwetuenda M. K. et par R. Fréson vont combler cette lacune.

Les quantités d'eau interceptées varient principalement en fonction du développement végétatif des plantes au cours de la saison des pluies. Dès le début de celle-ci, les arbres sont déjà couverts de feuilles de telle façon que leur intervention n'évolue guère (de 10 à 15 % entre octobre et décembre). Par contre, la quantité d'eau retenue par les graminées est directement fonction de leur biomasse : très faible en octobre, à cause des feux de brousse, elle passe de 10 (novembre) à 35 % (février).

D'autre part, l'eau qui s'infiltré par la base des végétaux reste proche de l'appareil racinaire et sera tôt absorbée et transpirée. Toute l'eau de

(10) Celles-ci ne sont reprises ni dans les précipitations totales ni, par conséquent, dans nos essais d'estimation de l'évapotranspiration. Elles ne sont pas négligeables cependant. F. Bultot [10] signale des montants allant de 45 à 65 mm par an pour le Haut-Shaba. Signalons que c'est pendant la première partie de la saison sèche que les rosées sont les plus fréquentes et les plus abondantes.

pluie interceptée sera donc évaporée en peu de temps soit directement (de 50 à 90 %), soit avec l'aide des plantes : elle utilise un cycle court. Un cycle long et un cycle intermédiaire pourront aussi être distingués : participent au cycle long les eaux du sol emmagasinées pendant la saison des pluies et utilisées à la saison sèche.

Une telle répartition de l'évapotranspiration réelle (voir tableau I) permet — quel que soit le taux exact adopté pour l'évaporation directe — de tirer les conclusions suivantes au sujet de l'activité de la végétation au sein du bilan hydrique :

a) Il existe deux registres distincts de valeurs pour la quantité d'eau évapotranspirée par les plantes : l'un va de 100 à plus de 140 mm par mois (il est supérieur aux valeurs moyennes pour une forêt d'Europe, pourtant

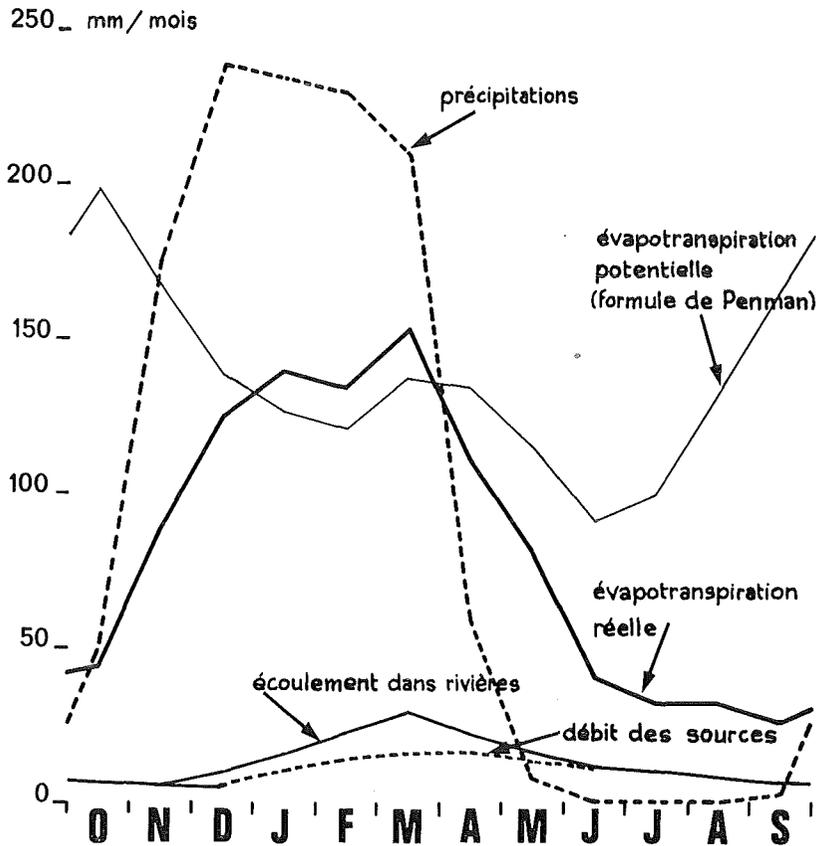


FIG. 5. — Le régime des principaux postes du bilan hydrique (à l'exception des réserves du sol).
Parallèle entre l'évapotranspiration potentielle et réelle.

TABLEAU I.

122

J. ALEXANDRE

	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	Année	Saison des pluies	Saison sèche
Précipitations	50	175	238	232	227	208	59	8	—	—	—	3	1 200	1 165	35
Débit de la rivière	6	5	9	15	22	29	22	16	11	10	8	7	160	95	65
dont source	6	5	5	10	13	15	16	14	11	10	8	7	120	60	60
» « ruissellement »	—	—	4	5	9	14	6	2	—	—	—	—	40	35	5
Evapotranspiration potentielle	198	154	137	125	120	136	133	115	92	100	133	167	1 610		
Evapotranspiration réelle	45	93	126	138	133	150	102	81	49	42	42	39	1 040	680	360
dont cycle court	5	47	70	82	79	73	21	3	—	—	—	—	380	370	10
» cycle moyen	15	46	56	56	54	77	20	3	—	—	—	3	330	310	20
» cycle long	25	—	—	—	—	—	61	75	49	42	42	36	330		330
Stockage dans partie supérieure du sol	30	82	108										220	220	
Quantité d'eau entrée dans la nappe				89	85	44	12						230	230	

Remarque : toutes ces valeurs, sauf celles des précipitations, du débit de la rivière et de l'évapotranspiration réelle au cours de la saison sèche, résultent d'estimations.

beaucoup plus dense, pendant sa période végétative), l'autre de 40 à 50 mm par mois, soit la moitié de la précédente.

b) La période de forte évapotranspiration ne coïncide pas exactement avec la saison des pluies. Il existe un retard d'un mois et demi sur le début et la fin de celle-ci : elle va de décembre au mois de mai avec un maximum en mars. De même, la saison où l'évapotranspiration est limitée se poursuit pendant le mois d'octobre et peut-être pendant une partie de novembre.

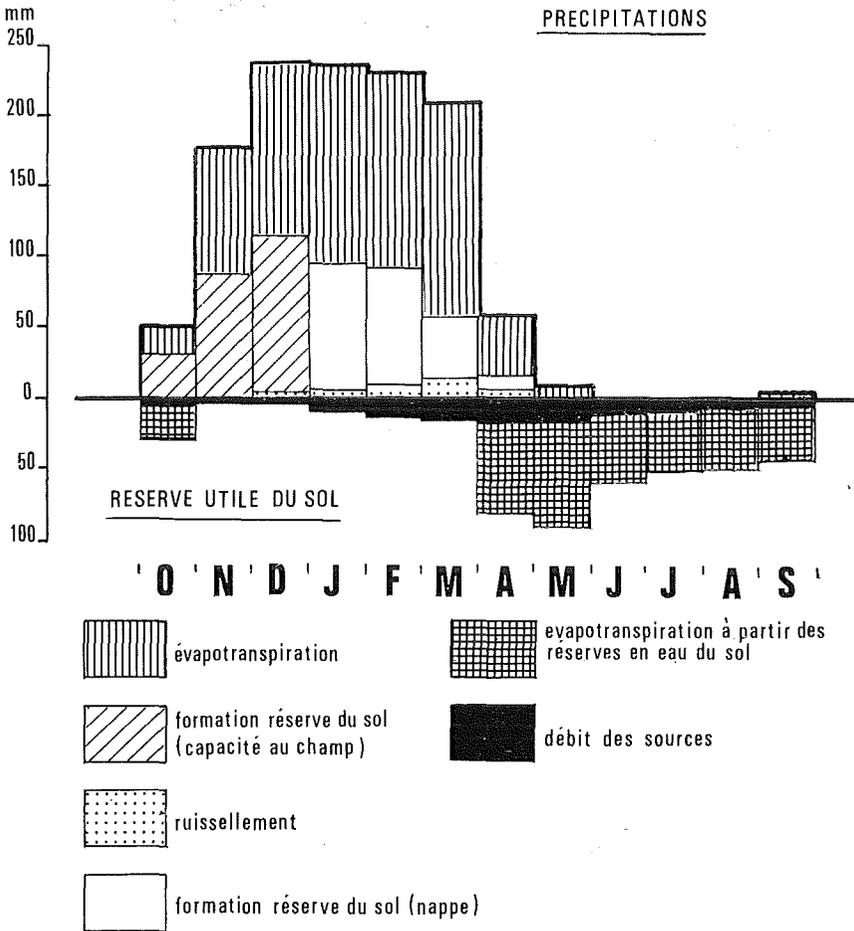


FIG. 6. — Le bilan hydrique de chaque mois de l'année.

Les apports dus aux précipitations sont figurés au-dessus de la ligne de référence, tandis que l'utilisation de l'eau mise en réserve dans le sol (réemploi) est figurée au-dessous de cette ligne.

*
* *

Les résultats du bilan hydrique établi pour chaque mois de l'année ont été consignés dans le tableau I et illustrés par les figures 5 et 6.

Ils montrent qu'en toute saison, l'évapotranspiration, partie essentielle du travail des plantes, est prédominante vis-à-vis des autres utilisations de l'eau de pluie ou de l'eau du sol. Pendant la saison des pluies, elle est apparemment plus élevée que dans la forêt dense (100 mm par mois dans la cuvette centrale du Zaïre; F. Bultot [9], fig. 43) probablement du fait de l'augmentation de la surface évaporante efficace dans une formation ouverte.

Le ruissellement, par contre, même si on y ajoute l'écoulement hypodermique, est particulièrement réduit.

Suivant que l'on considère les précipitations, la végétation ou les rivières, la saison humide a une durée de *six mois*, mais le début en est de plus en plus retardé : respectivement le 15 octobre, le 1^{er} décembre et le 1^{er} janvier. De décembre à juin, l'activité de la végétation évolue parallèlement à l'évapotranspiration potentielle. Elle reste ensuite stationnaire, tandis que le pouvoir évaporant de l'atmosphère croît rapidement. C'est au mois d'octobre que la végétation est la plus sollicitée par les conditions atmosphériques. Elle y répond — très faiblement certes — en faisant appel aux réserves plus profondes du sol (voir notamment courbe *b* de la figure 3).

Les réserves du sol tempèrent les effets d'une distribution trop concentrée dans le temps des précipitations : pendant la saison sèche, le débit des

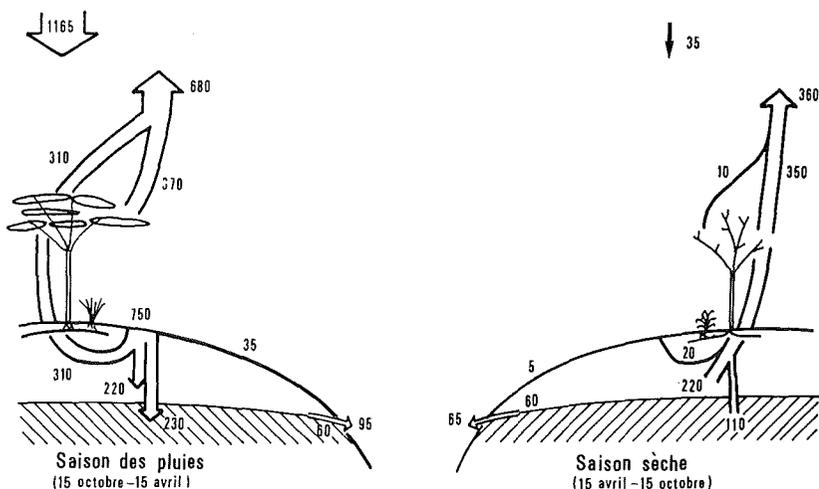


FIG. 7. — Le bilan hydrique de la saison des pluies et de la saison sèche.

rivières se maintient aux deux tiers, l'évaporation au tiers de leur valeur caractéristique de la saison des pluies (fig. 7).

Un bassin comme celui de la Lufira présente, comme on a pu s'en rendre compte, un certain nombre de caractères favorables à l'élaboration d'un modèle mathématique simple pour la prédiction du débit et de l'évapotranspiration mensuels voire bimensuels. Dans ce modèle, tous les coefficients auraient une signification physique précise. Ces conditions propices à la modélisation sont essentiellement d'ordre climatique. Une saison sèche longue et bien tranchée a pour conséquence une courbe de tarissement peu complexe et d'une analyse facile, un assèchement prononcé des sols livrant des valeurs mesurées de l'évapotranspiration effective et enfin, une réhumidification du sol en deux phases dont il n'est pas trop malaisé de faire le départ. D'autre part, une topographie et un milieu édaphique peu différenciés facilitent une extension des observations ponctuelles sur des surfaces relativement larges. Il subsistera cependant deux difficultés majeures : l'évaluation de la part soustraite par les plantes aux réserves de la nappe et celle de l'évapotranspiration effective pendant la saison des pluies.

BIBLIOGRAPHIE

- [1] *Chutes de pluie au Congo Belge et au Ruanda-Urundi pendant la décade 1940-49.* I.N.E.A.C., Bureau Climatologique, Communication n° 3, 1951, 248 p.
- [2] *Bulletin climatologique annuel du Congo Belge et du Ruanda-Urundi.* I.N.E.A.C., Bureau Climatologique, Communications n°s 4 (1950), 5 (1951), 7 (1952), 8 (1953), 10 (1954), 12 (1955), 15 (1956), 16 (1957), 18 (1958), 19 (1959).
- [3] ALEXANDRE J., NZENGU J. — *Le profil hydrique de quelques types de sol dans la région de Lubumbashi*, dans *Pédologie*, vol. 23, 1973, pp. 49-63.
- [4] BERNARD E. — *Le climat écologique de la Cuvette centrale congolaise.* I.N.E.A.C., publications in-4°, 1945, 240 p.
- [5] BEUGNIES A. — *La nappe phréatique des environs d'Elisabethville et les phénomènes connexes d'altération superficielle*, dans *Annales du Service des Mines et du Service géographique et géologique du Comité spécial du Katanga*, Série A, 1954, pp. 3-54.
- [6] BOURGUIGNON P., STREEL M., CALEMBERT J. — *Prospection pédobotanique des plaines supérieures de la Lufira (Haut-Katanga).* F.U.L.R.E.A.C., 1960, 111 p.
- [7] BULTOT F. — *Saisons et périodes sèches et pluvieuses au Congo Belge et au Ruanda-Urundi.* I.N.E.A.C., Bureau Climatologique, Communication n° 9, 1954, 70 p.
- [8] BULTOT F. — *Atlas climatique du bassin congolais. Première partie. Les composantes du bilan de rayonnement.* Publications de l'I.N.E.A.C., numéro hors série, 1971.
- [9] BULTOT F. — *Atlas climatique du bassin congolais. Deuxième partie. Les composantes du bilan d'eau.* Publications de l'I.N.E.A.C., numéro hors série, 1971.
- [10] BULTOT F. — *Atlas climatique du bassin congolais. Troisième partie. Température et humidité de l'air, rosée, température du sol.* Publications de l'I.N.E.A.C., numéro hors série, 1972.
- [11] DAGG M., BLACKIE J. R. — *Estimates of evaporation in East Africa in relation to climatological classification*, dans *Geogr. Journal*, vol. 136, 1970, fasc. 2, pp. 227-234.
- [12] DEVROEY E.-J. — *Observations hydrologiques au Congo Belge et au Ruanda-Urundi (1948-50).* Inst. royal colonial belge, Sect. Sciences techn., Mém. in-8°, t. VI, 1951, fasc. 3, 174 p.

- [13] DEVROEY E.-J. — *Annuaire hydrologique du Congo Belge et du Ruanda-Urundi*. Inst. royal colonial belge, Sect. techn., Mém. in-8°, t. VIII, fasc. 5, 208 p. (1951); t. IX, fasc. 4, 275 p. (1952); t. X, fasc. 3, 325 p. (1953); Académie royale des Sciences coloniales, Mém. in-8°, nouv. série, t. III, fasc. 1, 378 p. (1954); t. V, fasc. 2, 409 p. (1955); t. VII, fasc. 3, 470 p. (1956); t. X, fasc. 1, 503 p. (1957); t. XI, fasc. 1, 540 p. (1958); Acad. royale des Sciences d'Outre-Mer, t. XIV, fasc. 1, 557 p. (1959).
- [14] DUCHAUFOUR P. — *Précis de pédologie*, Paris, 1965, 481 p.
- [15] KELLER R. — *Gewässer und Wasserhaushalt des Festlandes*, Berlin, 1961, 520 p.
- [16] MALAISSE F., ALEXANDRE J., FRÉSON R., GOFFINET G. et MALAISSE-MOUSSET M. — *The miombo ecosystem : a preliminary study*, dans *Tropical ecology* (F. B. Golay, édit.), Athens, 418 p., pp. 363-405.
- [17] MISSON A. — *Note préliminaire sur l'importance du facteur « eau » dans le complexe éco-climatique de la région d'Elisabethville (Haut-Katanga)*. C.r. Congrès Scient. Elisabethville 1950, C.S.K., Bruxelles, vol. IV, t. I, pp. 77-96.
- [18] PÉDELARORDE P. — *Les bilans hydriques*, dans *Cahiers géogr. de Québec*, t. 12, 1968, fasc. 25, pp. 5-24.
- [19] RIQUIER J. — *Formules d'évapo-transpiration*, dans *Cahiers de l'O.R.S.T.O.M., Pédologie*, n° 4, 1963, pp. 33-50.
- [20] RIOU Ch. — *La détermination pratique de l'évaporation. Application à l'Afrique Centrale*, dans *Mémoires de l'O.R.S.T.O.M.*, n° 80, Paris, 1975, 236 p.
- [21] RIOU Ch., CHARTIER R. — *Etude du bilan d'énergie à Brazzaville*, dans *Cahiers de l'O.R.S.T.O.M., Hydrologie*, t. V, 1968, fasc. 4, pp. 25-41.
- [22] RODIER J. — *Régimes hydrologiques de l'Afrique Noire à l'Ouest du Congo*. Paris, O.R.S.T.O.M., 1964, 137 p.
- [23] VAN CAUWENBERGHE R. — *Etude du comportement des retenues destinées à la production de l'énergie électrique dans les régions tropicales*, dans *La Houille Blanche*, 1960, fasc. 1, pp. 56-70.
-