

Mise en place d'une cuve d'évapotranspiration. Dispositif expérimental de la Minière.

CONTRIBUTION A L'UTILISATION DE LA NOTION D'ETP EN SYLVICULTURE ET ÉCOLOGIE FORESTIÈRE

par P. CRUIZIAT,

*Département de Bioclimatologie
Institut National de la Recherche Agronomique.*

N.D.L.R. - - Pour faciliter la lecture de cet article qui paraîtra théorique par certains de ses passages, plusieurs exemples concrets ont été donnés sous forme de tableaux et de figures. Les passages quelque peu abstraits ont été écrits en petits caractères. Ils ne sont pas indispensables à la compréhension générale de l'article. Enfin l'auteur s'est efforcé de rédiger un texte qui tout en donnant une image aussi juste que possible des phénomènes, demande au lecteur le minimum d'efforts.

SUMMARY

A CONTRIBUTION TO THE UTILISATION OF THE CONCEPT OF PET

Potential evapotranspiration (PET) is a concept that is increasingly used for the determination of the water requirement of plants, both ligneous and otherwise, in agronomy and in forestry. This article, intended particularly for foresters, explains the concept of PET, giving a simple explanation of the physical principles on which it is based. After analysing the different factors on which PET depends — heat flow and radiation — the author states the classic formula of Penman, which clearly points up the various factors involved in evaporation. The very important notion of climatic scale is then applied to PET, and the methods of measuring PET are examined (evaporation tank, vegetation compartments). The author then reviews the commonest formulae giving PET (the theoretical formula derived from Penman's formula, the corrected formula of Piche, the empirical formulae of Thornthwaite, Blaney Criddle and Turc).

Many concrete examples are given to facilitate the understanding of this article, together with tables and figures.

RESUMEN

CONTRIBUCIÓN A LA UTILIZACIÓN DE LA NOCIÓN DE ETP

La evapotranspiración potencial (ETP) es una noción cada vez más utilizada para la determinación de las necesidades en agua de los vegetales, eñosos o no eñosos, y tanto en agronomía como en silvicultura.

Este artículo, destinado en particular a los especialistas forestales, explica la noción de ETP, considerando de forma sencilla los principios físicos sobre los cuales se funda. Después de haber analizado los distintos elementos de que depende la ETP — flujo de calor y radiaciones — el autor demuestra de nuevo la fórmula clásica de Penman, por la cual se hace resaltar de forma evidente los distintos factores que intervienen en la evaporación. La noción de suma importancia relativa a la escala climática es vislumbrada entonces para la ETP, antes del estudio de los métodos de medición de la ETV (cubetas de evaporación, casillas de vegetación). Finalmente, se examinan sucesivamente las distintas fórmulas aplicadas más corrientemente por las cuales se determina la ETP, de forma comparativa y crítica (fórmula teórica derivada de aquella de Penman, así como la fórmula de Piche corregida, fórmulas empíricas Thornthwaite, Blaney Criddle, Turc).

Para facilitar la lectura de este artículo, se dan numerosos ejemplos concretos, y en particular, en forma de tablas y figuras.

L'évapotranspiration, bien qu'étant à l'heure actuelle une notion de plus en plus utilisée pour la détermination des besoins en eau des végétaux supérieurs, ligneux ou non, n'en reste pas moins difficile à atteindre. Sa détermination pose un

certain nombre de problèmes, surtout en zone forestière. L'article publié par SARLIN (1970) nous donne l'occasion d'aborder cette délicate question, dont l'intérêt s'affirme de plus en plus en Sylviculture et Ecologie forestière.

GÉNÉRALITÉS

On sait depuis fort longtemps que le climat détermine en grande partie les aires de répartition des différentes espèces cultivées et règle au cours de l'année leur cycle de végétation. Néanmoins, en ce qui concerne l'eau, on pensait, il y a encore 20 ou 30 ans, que cette action du climat correspondait à la satisfaction — ou à la non-satisfaction — des besoins en eau des végétaux, ceux-ci étant considérés comme des quantités relativement définies pour chaque culture. Ainsi d'un côté se plaçait « la demande » du végétal et de l'autre « l'offre » du climat sous forme de précipitations. Si celle-ci s'avérait insuffisante, compte tenu des possibilités de réserves de la tranche utile du sol, l'irrigation pouvait apporter le complément nécessaire.

C'est la proposition inverse qui paraît être aujourd'hui la réalité. La « demande » en eau dépend exclusivement des facteurs climatiques (rayonnement solaire, déficit de saturation, température de l'air, vitesse du vent) et de leur valeur à chaque instant. L'offre en eau correspond au contraire à ce que l'ensemble du système sol-plante est capable de céder à l'atmosphère par unité de temps.

Cette « demande en eau » du climat s'appelle l'évapotranspiration potentielle (ETP) et « l'offre » du système sol-plante l'évapotranspiration réelle (ETR) : elle correspond à la somme de l'évaporation du sol et de la transpiration des végétaux. Dans ces conditions, on comprend que la consommation en eau d'un couvert végétal (ETR) ait

FIG. A. — Comparaison des valeurs mensuelles mesurées de l'ETP à Versailles et à Tunis.

— Tunis.
- - - Versailles.

pour limite la demande *ETP* imposée par le climat. Ainsi, l'on pourra alors définir l'évapotranspiration potentielle comme étant la quantité maximale d'eau susceptible d'être évaporée par un couvert végétal continu, en phase active de croissance, lorsqu'il est abondamment alimenté en eau (1). Effectivement, on constate expérimentalement que, placés dans ces conditions particulières, des couverts végétaux différents bien alimentés en eau et en pleine croissance consomment des quantités d'eau à peu près équivalentes.

L'évapotranspiration potentielle est donc, en général, une évaluation par excès de l'eau évaporée par un couvert végétal. Si cette eau n'est pas un facteur limitant pour la végétation (sol très bien alimenté) l'*ETP* sera une évaluation correcte de *ETR*. Dans le cas contraire par exemple après une période sèche prolongée, *ETR* pourra être nettement inférieure à *ETP*. Cependant, même dans ce cas, la détermination de l'*ETP* reste indispensable pour la connaissance du déficit hydrique théorique correspondant à un déficit maximum possible (différence pluie-*ETP*).



LES ÉLÉMENTS DONT DÉPEND L'ETP

On a vu que l'évapotranspiration était la somme de deux termes, l'évaporation du sol et la transpiration d'un couvert végétal. D'un point de vue physique, il s'agit d'un seul et unique phénomène qui pour se produire demande de l'énergie. A partir du moment où nous considérons une surface d'eau libre horizontale, la quantité d'eau qui peut s'en échapper sous forme de vapeur est uniquement fonction de l'énergie qui arrive au niveau de cette surface. Si comme on vient de le voir, l'évapotranspiration d'une culture bien couvrante, homogène en phase active de croissance et bien alimentée en eau ne dépend que des facteurs du climat dans lequel elle se trouve, c'est donc qu'elle se comporte approximativement comme une surface d'eau libre.

Déterminer l'*ETP* revient à connaître, à partir des facteurs climatiques, l'énergie arrivant au niveau de la surface évaporante considérée.

Ce problème a été analysé et résolu sur le plan théorique par PENMAN notamment.

Nous nous proposons maintenant de redémontrer, dans le cas simple d'une surface d'eau libre, très étendue, plane, cette formule qui permet de bien mettre en évidence les différents facteurs intervenant sur l'évaporation.

Pour cela, il faut faire, comme il vient d'être indiqué, le bilan énergétique de la surface évaporante considérée, c'est-à-dire comptabiliser l'énergie qu'elle reçoit et l'énergie qu'elle perd. Quand les différents termes du bilan auront été définis, celui qui nous intéresse, l'évaporation, apparaîtra comme une fonction des autres.

Supposons donc la surface d'un lac ou celle qui recouvre un sol gorgé d'eau. Cette surface échange de l'énergie avec l'atmosphère et le sous-sol de plusieurs façons.

— Elle reçoit un rayonnement venant du soleil (R_g) et de l'atmosphère (R_a); mais elle-même rayonne et perd de ce fait de l'énergie suivant une loi en σT^4 (T étant la température absolue) correspondant sensiblement à la loi du corps noir. La somme algébrique des rayonnements qu'elle reçoit et qu'elle émet s'appelle Rayonnement net, R_n , de la surface.

(1) Cette notion a été introduite pour la première fois par THORNTHWAITTE C. W. aux alentours de 1942.

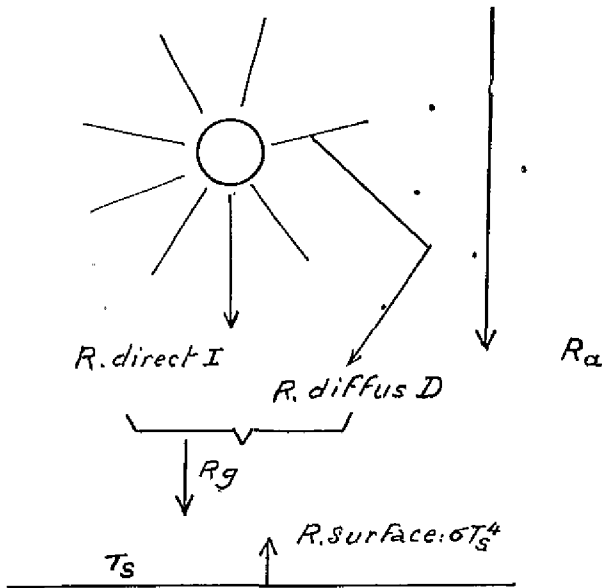
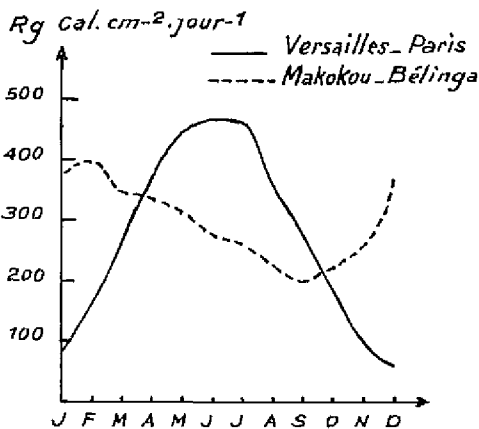


FIG. 1. — Les éléments du bilan de rayonnement (R_n) d'une surface (cf. texte).

FIG. C. — Rayonnement global arrivant au sol sur une surface horizontale en $\text{cal/cm}^2/\text{jour}$ (d'après J. N. Black).

On peut constater que l'énergie totale annuelle arrivant au sol à l'équateur et à Paris est la même ($95.000 \text{ cal/cm}^2/\text{an}$ environ); cependant sa distribution au cours de l'année est très différente.



— Elle échange avec l'atmosphère de la chaleur sous deux formes :

- D'une part, sous forme d'un flux (1) de chaleur sensible qui provient du fait que la surface et l'extérieur ne sont généralement pas à la même température. Nous l'appellerons Q_s .

- D'autre part, sous forme d'un flux de chaleur latente (soit Q_L) correspondant à la quantité d'énergie perdue par la surface par évaporation. Si le flux de vapeur, c'est-à-dire la quantité d'eau évaporée à partir de la surface est E , il a fallu (LE)

(1) Un flux est une quantité d'énergie (chaleur sensible, rayonnement) qui passe à travers une surface pendant un intervalle de temps donné (cf. fig. 2).

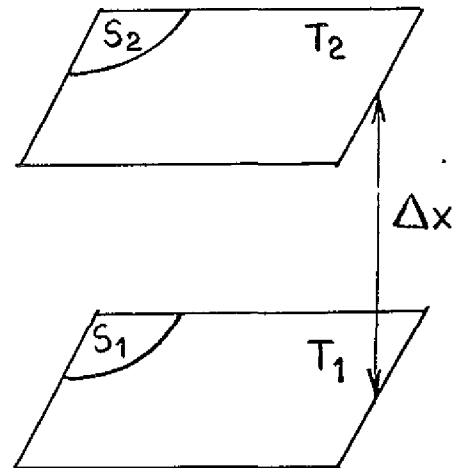


FIG. 2. — Définition d'un flux : exemple d'un flux de chaleur. Soit deux surfaces égales S_1 et S_2 , prises dans un corps homogène (par ex. deux sections droites d'un cylindre métallique) parallèles et distantes d'une longueur Δx . La première est à la température T_1 , la seconde à la température T_2 , telle que $T_2 < T_1$. Si l'une et l'autre ne sont pas isolées thermiquement il va y avoir entre ces deux surfaces un échange de chaleur qui se fera de S_1 vers S_2 et qui durera tant qu'elles ne seront pas à la même température. Pendant un intervalle de temps Δt , la quantité de chaleur échangée Q_s sera :

$$Q'_s = \lambda S_1 \frac{\Delta T}{\Delta x} \Delta t$$

avec $\Delta T = T_1 - T_2$.

λ = coefficient de proportionnalité, caractéristique du corps, appelé coefficient de conductibilité thermique.

Par unité de surface ($S_1 = 1$) et par unité de temps ($\Delta t = 1$) cette quantité deviendra :

$$Q_s = \lambda \frac{\Delta T}{\Delta x}$$

$\frac{\Delta T}{\Delta x}$ est le gradient de températures le long de l'axe des x .

calories pour la vaporiser, L étant la chaleur latente de vaporisation. On a alors $Q_L = -LE$.

— Enfin, elle a aussi des échanges de chaleur par conduction (1) avec le sol et le sous-sol sous-jacent : le jour, la surface est à une température plus élevée que le sous-sol : elle va donc lui apporter de la chaleur ; la nuit, le phénomène s'inverse : c'est le sous-sol qui se trouve à une température supérieure et qui cède de la chaleur à la surface. Nous appellerons Q_0 le flux ainsi échangé sur 24 h.

Ainsi le bilan énergétique d'une telle surface sur 24 h va s'écrire :

$$B = R_n + Q_s + Q_L + Q_0$$

chacun des termes correspondant à un flux d'énergie échangée pour une surface unitaire et pendant 24 h ; les termes correspondant à un gain d'énergie pour la surface seront comptés positivement, ceux correspondant à une perte, négativement.

Si, d'un jour à l'autre la température moyenne de la surface n'a pas changé, cela voudra dire que la somme des apports énergétiques sera égale à la

(1) cf. définition p. 26.

somme des pertes : le bilan sera nul. Nous allons nous placer dans de telles conditions.

On a alors :

$$B = R_n + Q_s + Q_L + Q_0 = 0. \quad (I)$$

REMARQUE :

Un tel bilan, établi ici dans un cas particulier, peut aussi se calculer avec une approximation variable pour d'autres types de surfaces moins définies mais qui correspondent aussi à des niveaux d'échanges énergétiques : sommet ou différents étages d'une culture, strates d'une forêt ou d'une formation étagée du type cultures associées.

Il faut maintenant expliciter chacun des termes de ce bilan, les reporter dans l'équation (I) et en tirer E.

1) Le rayonnement net R_n correspond à la somme algébrique de trois termes :

— Rayonnement global de courte longueur d'onde (R_g) ; celui-ci est la somme du rayonnement solaire direct $I \sin h$ (1) et du rayonnement diffus D , ce dernier provenant de la diffusion du précédent par les éléments constitutifs de l'air (molécules, aérosols) cf. fig. 1.

— Rayonnement atmosphérique R_a de grande longueur d'onde provenant de l'émission propre des gaz de l'atmosphère et surtout de l'eau liquide ou vapeur qu'elle contient.

— Rayonnement de grande longueur d'onde émis par la surface d'eau (ou par le sol et les végétaux) et qui est à peu près celui d'un corps noir à la même température (loi en σT^4 , T étant la température absolue du corps).

On a donc :

$$R_n = (1 - a) R_g + R_a - \sigma T_s^4. \quad (II)$$

a est le facteur de réflexion-diffusion de la surface considérée ou du couvert couramment appelé albédo (Cf. Fig. 9).

Ce rayonnement net, qui correspond à un flux de rayonnement, s'exprime généralement en cal. $cm^{-2} mn^{-1}$ ou en watts. m^{-2} , comme n'importe quel autre flux énergétique (cf. plus bas).

2) Le flux Q_0 échangé avec le sous-sol. Nous avons vu qu'il est négatif pendant la journée, positif pendant la nuit. Comme la température de surface a été choisie constante en moyenne sur 24 h, ce flux peut être considéré comme nul.

3) Les flux Q_L et Q_s . Ils vont être exprimés à l'aide de facteurs climatiques qui définissent l'air du point de vue énergétique ; il s'agit de sa vitesse moyenne \bar{u} , de sa température T et de sa tension de vapeur f . Cependant, afin de pouvoir en donner une expression simple, nous devons d'abord introduire une nouvelle notion : celle de la couche limite.

LA COUCHE LIMITE.

Loin de tout obstacle, les caractéristiques de l'air que nous venons de citer ont pour valeur :

$$\bar{U}_0, T_a \text{ et } f.$$

(1) h = hauteur du soleil.

TABEAU I

Le tableau ci-dessous donne les ordres de grandeur de la variation de chacun des facteurs de l'équation II (Valeurs moyennes valables en France mais ailleurs aussi)

	Minimums	Exemple d'une belle journée d'été Versailles	Maximums
a pour des cultures (sol cultivé, forêts)	0,07	0,20	0,25
R_g	50 temps très couvert	600	750
R_a	340 (atm. à $-40^\circ C$)	600	750 cl^t équ. 650 cl^t temp.
T^4	660 (sol à $0^\circ C$)	850	1.150
R_n	0	230	300

Les rayonnements sont exprimés en cal. $cm^{-2} j^{-1}$ (soit langley/j). Seul le R_n de la colonne du milieu correspond au résultat de l'équation I avec les valeurs correspondantes des autres rayonnements dans la même colonne.

Au contact d'un corps (ici la surface liquide), elles deviennent :

$$\bar{U} = 0, T_s \text{ et } F_{(s)}$$

où T_s est la température de surface du corps, $F_{(s)}$ est la tension de vapeur d'eau à la surface du corps.

Les variations de ces différents caractéristiques entre la surface de l'eau (ou tout autre obstacle, ex : feuille, branche, champ, forêt, mur, etc...) et l'atmosphère entraînent des échanges convectifs de chaleur sensible et de vapeur d'eau entre l'une et l'autre (cf. p. 26).

La zone de transition qui se trouve au voisinage immédiat de la surface du corps et par l'intermédiaire de laquelle ces échanges ont lieu s'appelle couche limite. C'est donc une zone à l'intérieur de laquelle les gradients de température, de vapeur d'eau et de vitesse du vent vont être très grands. Elle est caractérisée par son épaisseur Y .

En fait, à chacune des trois grandeurs ci-dessus vitesse, température, tension de vapeur - correspond une couche limite (cf. fig. 3). On distingue donc une couche limite de tension de vapeur, une couche limite des températures ou couche limite thermique et une couche limite des vitesses ou couche limite dynamique. L'épaisseur de chacune de ces zones est une fonction décroissante de la vitesse \bar{U}_0 et croissante de la dimension du corps considéré (c'est-à-dire de la distance du bord d'attaque au point considéré). Pour donner une idée des ordres de grandeur de ces zones, nous présentons quelques exemples : la couche limite dynamique est de l'ordre du mm au centre d'une feuille, de quelques mètres pour un couvert végétal du type champ de céréales et de quelques dizaines de mètres pour une forêt suffisamment vaste.

En conduction-diffusion pure, lorsqu'on a le profil de température (c'est-à-dire la variation de température en fonction de la hauteur) au-dessus de la surface du corps on peut montrer que le flux de chaleur à un niveau z_0 est donné par l'expression :

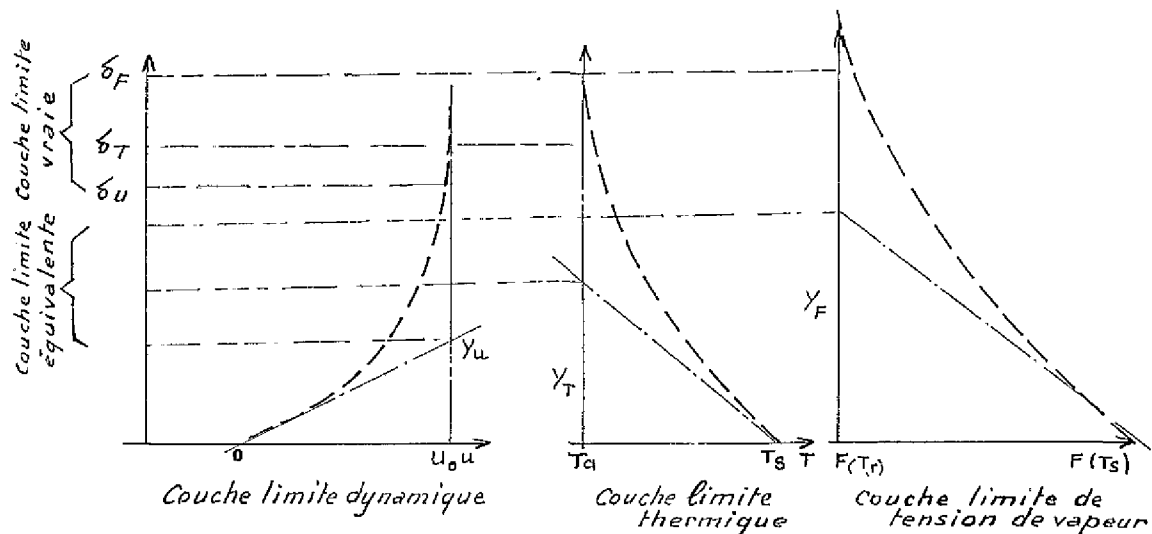


FIG. 3. — Profils de vitesse, de température et de tension de vapeur dans les couches limites respectives.

$$Q_s = -\lambda_a \left(\frac{dT}{dz} \right)_{z=z_0} \quad (III)$$

λ_a étant le coefficient de conductibilité du milieu.

Cette expression est celle de la pente de la tangente à la courbe $T = f(z)$ au point d'abscisse z_0 de cette courbe. Etant donné le choix que l'on a fait sur les axes (la température est portée sur l'axe des x et la hauteur sur l'axe des y), on voit que les flux de chaleur seront ici proportionnels à l'inverse des pentes des tangentes en chaque point de la courbe.

Pour le flux de vapeur d'eau, on aura de même

$$E = D \left(\frac{dF_T}{dz} \right)_{z=z_0} \quad (IV)$$

$F_{(x)}$ = valeur de la tension de vapeur saturante pour la température T , D = coefficient de diffusion de la vapeur d'eau dans l'air.

Dans ce cas aussi les flux sont proportionnels à l'inverse des pentes des tangentes en chaque point du profil de la figure 3.

En fait, écrire qu'un flux est proportionnel au produit du gradient de la grandeur correspondante par un coefficient (cf. équation III et IV) revient à considérer que les lois de la conduction s'appliquent pour l'échange énergétique envisagé, c'est-à-dire que celui-ci a lieu sans déplacement de matière à la manière dont la chaleur se déplace dans un mur ou dans un barreau métallique (cas envisagé dans la fig. 2).

Ce mode d'échange par conduction s'oppose à un autre mode dit échange par convection. On appelle échange convectif tout échange énergétique se produisant par déplacement de matière. C'est ce qui se produit dans cette couche limite définie ci-dessus : l'air qui s'écoule au-dessus de la surface échange, au cours de ce déplacement, de l'énergie avec celle-ci par convection. Ce même phénomène a lieu lorsqu'un courant marin baigne une côte ou lorsqu'un vent fort traverse une région.

Mais nous avons vu que plus on se rapproche de la surface, moins la vitesse de l'air est grande et, à son contact même, cette vitesse est nulle. On peut donc considérer qu'au niveau de cette surface, le déplacement d'air étant nul, tout se passe comme si les échanges avaient lieu par conduction.

Les flux au niveau de cette surface pourront donc s'écrire

$$Q_s = \lambda_a \left(\frac{dT}{dz} \right)_{z=0} \quad (III')$$

$$E = D \left(\frac{dF_T}{dz} \right)_{z=0} \quad (IV')$$

Ils correspondent comme nous l'avons vu à l'inverse de la pente des tangentes des profils de température et de tension de vapeur d'eau au point de hauteur zéro.

Si l'on prolonge ces tangentes (fig. 3), on voit qu'elles définissent une certaine hauteur, inférieure à celle de la couche limite correspondante. Cette hauteur Y_T pour les températures, Y_F pour les tensions de vapeur et Y_U pour les vitesses de vent, définit une couche limite équivalente respectivement pour les températures, les tensions de vapeur, les vitesses de vent. On a ainsi remplacé pour chaque grandeur la couche limite vraie par une couche limite « équivalente » qui produit à la surface du corps un flux égal à celui de la couche limite vraie, mais à l'intérieur de laquelle on peut traiter les échanges par les lois de la conduction et non plus par celles plus compliquées de la convection. D'où les expressions III' et IV' des flux à la surface et leur valeur que nous pouvons maintenant calculer (cf. Fig. 4a).

$$Q_s = \lambda_a \frac{T_a - T_s}{Y_T} \quad (V)$$

λ_a conductibilité thermique de l'air, T_s température de la surface, T_a température de l'air au-delà de la couche limite, Y_T longueur fictive définissant la couche limite équivalente pour les températures

et

$$Q_L = LE = \frac{LD(F(T_s) - f)}{Y_F}$$

avec L chaleur latente de vaporisation de l'eau, D coefficient de diffusion de la vapeur d'eau dans l'air, Y_F couche limite équivalente pour la vapeur d'eau, $F(T_s)$ tension de vapeur saturante correspondant à la température de surface T_s , f tension de vapeur de l'air.

REMARQUE :

La température du point de rosée est la température pour laquelle la tension de vapeur d'eau dans l'air f devient saturante. Soit (Cf. Fig. 5) M le point représentatif d'une masse d'air définie par sa température T_a et sa tension de vapeur f ; on la refroidit suivant le chemin MR . Sa température est alors T_r et sa tension de vapeur saturante $F(T_r)$.

On a donc

$$f = F(T_r)$$

d'où

$$Q_L = \frac{LD[F(T_s) - F(T_r)]}{Y_F} \quad (VI)$$

Etant donné les difficultés de mesure rencontrées pour évaluer T_s , on fait apparaître une température plus accessible, celle de l'air T_a .

L'expression VI peut en effet s'écrire :

$$E = \frac{D}{Y_F} [F(T_s) - F(T_a) + F(T_a) - F(T_r)]$$

En appliquant la formule des accroissements finis à la quantité $F(T_s) - F(T_a)$, F'_T étant la dérivée par rapport à T de la fonction $F(T)$ (cf. fig. 5), il vient :

$$E = \frac{D}{Y_F} F'_T (T_s - T_a) + \frac{D}{Y_F} (F(T_a) - F(T_r)) \quad (VII)$$

le dernier terme du deuxième membre constitue un indice du pouvoir évaporant de l'air. Il correspond à l'évaporation de la même surface supposée à la température de l'air (en effet quand $T_s = T_a$, le premier terme de VII devient nul).

D'où :

$$E = \frac{D}{Y_F} F'_T (T_s - T_a) + E_a \quad (VII)$$

avec

$$E_a = \frac{D}{Y_F} [F(T_a) - F(T_r)]$$

En remplaçant Q_s et Q_L par leur valeur dans l'équation du bilan (I), on a :

$$R_n + \frac{\lambda_a}{Y_T} (T_a - T_s) = EL \quad (VIII)$$

soit

$$T_s - T_a = \frac{Y_T}{\lambda_a} (R_n - EL)$$

Reportons maintenant cette expression de $(T_s - T_a)$ dans la relation VII, on obtient, à condi-

(1) Cette équation montre que lorsqu'une surface évapore à la température de l'air ($T_s = T_a$), son rayonnement net compense exactement l'évaporation qui s'appelle dans ce cas, nous venons de le voir, « pouvoir évaporant de l'air ».

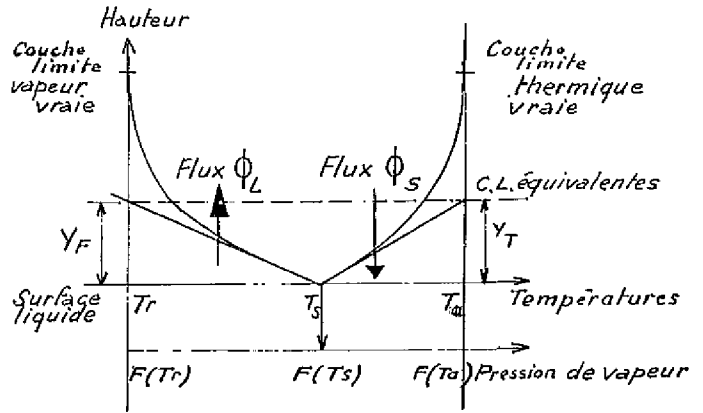


FIG. 4 a. — Les éléments du bilan énergétique d'une surface d'eau libre. Cas où $R_n = 0$. La tension de vapeur à la surface est la tension de vapeur saturante à la température de la surface $F(T_s)$.

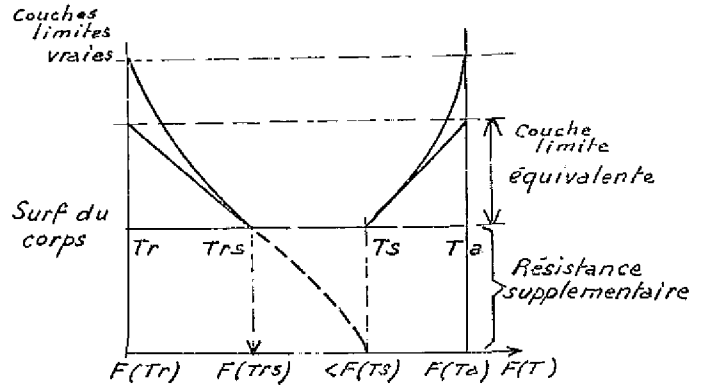


FIG. 4 b. — Les éléments du bilan énergétique d'une surface d'eau non libre. Cas où $R_n = 0$. La tension de vapeur à la surface est inférieure à la tension de vapeur saturante à la température de la surface.

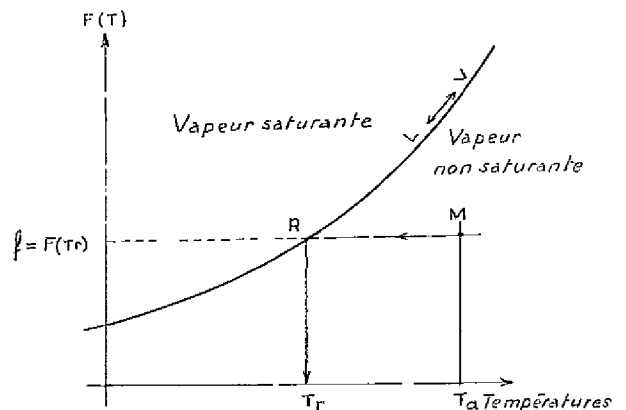


FIG. 5. — Courbe de tension de vapeur saturante en fonction de la température.

tion d'égaliser les hauteurs des couches limites équivalentes, Y_T et Y_P (relatives à la température et à la vapeur d'eau) :

$$E = ETP = \frac{(R_n/L) F'_T + \gamma E_a}{\gamma + F'_T} \quad (IX)$$

avec $\gamma = \frac{\lambda_a}{LD}$ Rapport de BOWEN.

La relation IX est la formule de PENMAN donnant l'évaporation d'une surface horizontale d'eau libre en fonction des facteurs climatiques suivants :

— la température de l'air qui intervient dans F'_T et dans E_a ,

— la vitesse du vent et le déficit de saturation (par E_a),

— le rayonnement net de la surface R_n .

Cette formule peut s'écrire :

$$E = ETP = \frac{E_a \gamma}{\gamma + F'_T} + \frac{R'_n F'_T}{\gamma + F'_T} \quad (X)$$

(avec $R_n = LR'_n$, ceci afin de simplifier les formules).

On voit donc que l'on peut décomposer l'évaporation totale de la surface en deux parties :

1) une partie correspondant à la contribution du pouvoir évaporant de l'air (1^{er} terme du second membre),

2) une partie correspondant à la contribution du rayonnement net (2^e terme du second membre).

Quand le rayonnement net de la surface est nul, l'évaporation compense exactement le flux de chaleur arrivant à la surface, on a alors :

$$E_{(R_n=0)} = (ETP)_{E_n=0} = \frac{E_a \gamma}{\gamma + F'_T} \quad (XI)$$

REMARQUE :

Dans ce cas, si les températures relatives à l'air T_a et T_r sont déterminées, il en est de même de la température de surface T_s . En effet, l'égalité de flux Q_s (V) et Q_L (VI) donne :

$$\frac{LD}{Y_r} [F_{(T_s)} - F_{(T_r)}] = \lambda_a \frac{T_a - T_s}{Y_T}$$

Transformons le 1^{er} membre comme nous l'avons fait précédemment (VII)

$$\frac{LDF'_T}{Y_P} [T_s - T_r] = \lambda_a \frac{T_a - T_s}{Y_T}$$

d'où

$$\frac{LDF'_T}{\lambda_a} \frac{T_s - T_r}{T_s - T_r} \text{ avec } Y_P = Y_T$$

et

$$\frac{F'_T}{\gamma} = \frac{T_a - T_s}{T_s - T_r};$$

le premier membre est une constante, F'_T étant la pente moyenne de la courbe $F = f(T)$, cf. figure 5 entre deux valeurs fixées $F_{(T_a)}$ et $F_{(T_r)}$. Ce second membre est donc aussi constant. T_a et T_r étant fixes, T_s l'est aussi. Cependant pour un même écart de température $T_a - T_r$, T_s peut être différent (la valeur de F'_T dépend de la position de l'écart ($T_a - T_r$) sur la courbe $F = f(T)$).

La condition précédente $R_n = 0$ est à peu près réalisée lorsque la surface n'est pas à l'air libre mais entourée plus ou moins complètement par des parois avec lesquelles s'établit un équilibre de température. C'est le cas des instruments (thermomètres, surface de la pastille des évaporomètres Piche en particulier) placés sous abri météorologique mais aussi des strates inférieures d'une forêt par exemple.

Par contre, lorsque le rayonnement net de la surface est différent de zéro, condition la plus souvent réalisée en conditions naturelles, il en résulte une augmentation de l'évaporation potentielle mais qui est, on le voit, inférieure au R_n lui-même (dans le 2^e terme de l'équation IX, R_n est multiplié par un facteur $F'_T/\gamma + F'_T$ inférieur à 1).

Cette formule de PENMAN fait intervenir tous les éléments du bilan énergétique en leur donnant leur expression exacte et leur poids car elle s'appuie sur des lois physiques bien établies. Ce caractère lui confère toute sa valeur par rapport à la majorité des autres formules d'ETP qui consistent uniquement certains éléments du bilan énergétique et qui s'appuient généralement sur des relations empiriques entre telle grandeur et telle autre (1). Toutefois, ces relations sont souvent exprimées à partir de facteurs climatiques plus élémentaires ce qui justifie leur emploi. La formule de PENMAN permet de juger de la plus ou moins grande validité des autres formules proposées et ainsi de préciser leur domaine d'utilisation (nature des facteurs pris en considération, façon dont ils sont exprimés).

Prenons par exemple la formule citée par SARLIN (1970).

$$E = \frac{K}{100} T_a (100 - e) 365 \quad (XII)$$

où E = évaporation annuelle en mm, T_a = température moyenne annuelle en °C, e = humidité moyenne annuelle, K = un coefficient variable avec la station. Valeurs extrêmes : ($K = 3$ Bouaké, $K = 12$ Port-aux-Français).

(1) Pour être tout à fait exact, il faut dire que même dans le cas de la formule de PENMAN, les coefficients relatifs à la couche limite ont été déterminés expérimentalement. Mais cette nécessité n'enlève rien à la rigueur de sa démarche qui consiste à d'abord voir du point de vue théorique tous les facteurs qui entrent en jeu, quitte par la suite à atteindre expérimentalement la valeur de ceux d'entre eux qui ne peuvent être calculés théoriquement.

SARLIN restreint cependant l'usage de sa formule à un domaine où la valeur de K oscille autour de 5,5.

Rappelons la formule de PENMAN

$$E = \frac{E_a \gamma}{\gamma + F'_T} + \frac{R_n F'_T}{F'_T + \gamma}$$

En remplaçant dans la formule de SARLIN e par sa valeur, celle-ci s'écrit :

$$E = 365 K [F_{(T_a)} - F_{(T_r)}] \cdot \frac{T_a}{F_{T_a}}$$

Le terme entre crochets [$F_{(T_a)} - F_{(T_r)}$] correspond au numérateur du E_a de PENMAN. Pour que sa variation soit la même que celle de $E_a \gamma / (\gamma + F'_T)$, il faut d'une part que les conditions de ventilation soient constantes (Y_p fixe), d'autre part, que T varie peu puisque $\gamma / (F'_T + \gamma)$ dépend essentiellement de T_a par l'intermédiaire de F'_T (pente de la courbe $F = f(T)$ (fig. 5)). Quand au terme T_a / F_{T_a} , il introduit une certaine correction qui peut être mise en rapport avec le rayonnement net R_n .

Si donc à l'échelle considérée et dans les régions indiquées (SARLIN 1970), cette formule donnait une bonne approximation de l'ETP, par rapport à des valeurs correctement mesurées au lysimètre, et non par rapport au Piche brut qui ne mesure pas l'ETP (cf. p. 34-36), cela signifierait que pour ces régions :

— le terme de PENMAN contenant R_n est assez peu variable (ou compensé par le facteur T_a / F_{T_a}),

— les conditions de ventilation et de température y sont à peu près constantes.

Remarque I. — Les régions équatoriales sont à classer parmi les régions du globe où les facteurs climatiques varient relativement peu au cours de l'année. Si donc à l'échelle de la saison ou du mois, les termes de la formule de PENMAN varient peu, cela signifie non seulement que l'on peut s'appuyer sur l'un quelconque d'entre eux pour trouver une approximation de l'ETP, mais aussi que cette ETP varie fort peu. Si par contre des différences saisonnières importantes affectent tel ou tel facteur, ce qui est encore valable à une échelle annuelle risque de ne plus l'être à une échelle inférieure.

Ainsi, il semble plus logique pour obtenir une formule empirique valable pour une région donnée de partir, si possible, de la formule de PENMAN. Dans un premier temps, on élimine les termes dont la variation est faible ou bien, on les fait rentrer sous forme de constantes, puis on cherche ensuite à remplacer ceux qui varient mais qui ne sont pas accessibles par d'autres, mesurables et qui leur sont proportionnels.

Remarque II. — La précision d'une formule est aussi relative à l'usage que l'on veut en faire. S'il s'agit de définir des zones climatiques, des formules empiriques même assez grossières suffisent. Par contre, si l'on veut suivre le bilan hydrique d'une culture ou d'une plantation forestière, là où le facteur eau est souvent limitant, il est absolument nécessaire d'avoir des données précises et sur des laps de temps beaucoup plus courts que l'année (cf. Conclusions). C'est la raison pour laquelle les formules du type ci-dessus (équation XII) deviennent alors souvent très insuffisantes.

Le problème de l'échelle à laquelle on se place dans le temps, comme dans l'espace, a donc une grande importance ; c'est pourquoi nous en dirons quelques mots plus loin.

L'ÉVAPOTRANSPIRATION RÉELLE

On a vu précédemment que la plupart du temps lorsque l'alimentation en eau des plantes n'est pas optimale, l'évapotranspiration réelle est inférieure à l'évapotranspiration potentielle. Ce n'est plus l'énergie arrivant au niveau du couvert qui est limitante, mais l'eau disponible pour l'évapotranspiration ou la surface d'échanges qui n'est pas assez couvrante. Dans le cas où l'eau fait défaut, tout se passe comme s'il y avait un frein à l'évaporation (résistances cuticulaire et stomatique pour une feuille, résistance due à la structure du plant pour une végétation, résistance due à la partie superficielle desséchée pour un sol nu).

Ce changement du terme « évaporation » dans le bilan énergétique, par rapport au bilan d'une nappe d'eau libre modifie la température de surface

(celle-ci, en général, devient plus élevée) et la tension de vapeur à la surface, qui n'est plus saturante à la température de la surface : l'eau est liée. Il en résulte que la température du point de rosée (cf. fig. 5) au niveau de la surface, T_{rs} , n'est plus égale mais inférieure à la température de surface T_a .

On peut alors montrer que l'équation de PENMAN est légèrement modifiée :

$$ETR = \frac{F'_T R_n / L + \gamma E_a}{F'_T + \gamma \alpha}$$

Le coefficient α peut être calculé dans le cas où n'intervient qu'une résistance cuticulo-stomatique supplémentaire, le schéma de la figure 4 a devient alors celui de la figure 4 b.

LE PROBLÈME D'ÉCHELLE (1)

(1) « On définit en météorologie des échelles de turbulence qui permettent de négliger les phénomènes dont l'échelle est petite par rapport au mouvement macroscopique considéré. » (R. J. BOUCHER in « L'eau et la Production végétale » INRA 1964).

Nous venons de voir de quels éléments climatiques dépendait l'évapotranspiration. Mais ces différents éléments n'ont pas la même valeur suivant l'endroit où l'on se trouve comme on a pu

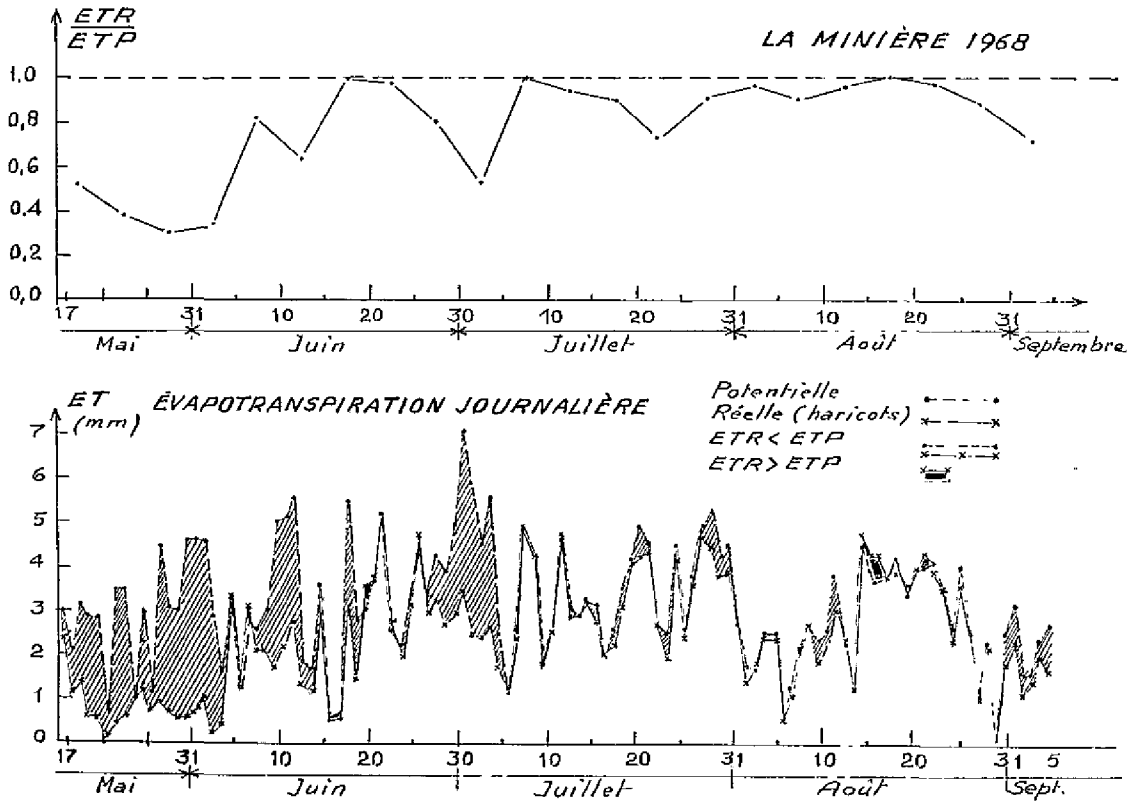


FIG. D. — Comparaison des valeurs journalières mesurées de l'ETP et de l'ETR (Archer. La Minière 1968).

s'en rendre compte à propos de la couche limite qui existe au voisinage d'une surface. Le même phénomène se reproduit à toutes les échelles. Cela signifie que chaque obstacle (feuille, branche, houppier, groupe d'arbres, champs, forêt) est entouré d'une couche limite qui augmente d'épaisseur notamment avec la grandeur de l'obstacle et à l'intérieur de laquelle les facteurs climatiques varient beaucoup plus qu'à l'extérieur. La figure 6 illustre ce fait à propos de la température. On voit qu'à une température θ mesurée au niveau d'un abri météorologique, valeur définissant par convention le climat d'une région, correspondent plusieurs valeurs $\theta_1, \theta_2, \dots, \theta_n$ au niveau du couvert, de la plante et de l'organe. L'écart entre la valeur dite « climatique » et des dernières dites « microclimatiques » peut être couramment de 5 à 10 °C et plus.

Il en est de même pour l'évapotranspiration potentielle ou réelle.

— A l'échelle de la feuille on a une évapotranspiration ponctuelle et instantanée qui se définit comme l'évaporation d'une surface liquide sans rebord ou sensiblement comme celle d'une surface foliaire à stomates pleinement ouverts. Elle dépend des propriétés optiques de la feuille par l'intermé-

diaire du R_n et de ses propriétés mécaniques par le terme E_a .

Pour avoir une idée de cette ETP, on pourrait placer (cf. fig. 7), à un niveau choisi d'une plante, une petite pastille de buvard vert bien imbibée dont on supposera que ses caractéristiques (propriétés optiques, rugosité...) sont analogues à celles d'une petite surface identique de feuille. La perte de poids de cette pastille entre deux instants t_1 et t_2 donnerait la valeur d'ETP ponctuelle et instantanée.

A l'échelle de la plante l'ETP serait définie par l'évaporation totale d'une surface d'eau libre ayant les mêmes caractères optiques et mécaniques et la même géométrie que la plante. En reprenant la même image que précédemment, on remplacerait toutes les feuilles de la plante (en supposant les mêmes conditions et les autres caractéristiques respectées) par des feuilles de papier buvard vert bien imbibées d'eau, disposées de la même façon que sur la plante véritable.

On peut comprendre dans ces conditions que chaque petit élément de surface, tel qu'on l'a défini ci-dessus est maintenant placé dans un milieu moins sec que l'élément précédent puisque chaque élément joue le rôle d'un humidificateur d'ambiance pour le voisin.

Si donc la surface de la plante est n fois celle d'un élément, si on appelle $etp_{\text{ponct.}}$, l'ETP d'un de ces éléments placé dans les conditions précédentes (il est seul) et etp_{plt} , l'ETP de chacun de ces mêmes éléments lorsqu'ils remplacent toutes les feuilles de la plante, on aura

$$n \text{ etp}_{\text{ponct.}} > n \text{ etp}_{\text{plt}}$$

soit

$$\text{etp}_{\text{ponct.}} > \text{etp}_{\text{plt}}$$

Si maintenant, nous nous plaçons à l'échelle d'un champ, les plantes vont jouer vis-à-vis de la surface totale de la culture, le même rôle que les petits éléments vis-à-vis de la plante et on aura de même :

$$ETP_{\text{champ}} = n \text{ etp}_{\text{plt}} > n \text{ etp}_{\text{chp}}$$

soit

$$\text{etp}_{\text{plt}} > \text{etp}_{\text{chp}}$$

etp_{plt} étant l'ETP d'une plante en papier buvard, toutes les autres étant des végétaux (cf. fig. 7), etp_{chp} étant l'ETP de chaque plante obtenue si toutes les autres plantes du champ sont comme elle en « papier buvard bien imbibé ».

Il en serait encore de même pour l'ETP d'un champ irrigué par rapport à l'ETP de la région dans laquelle il se trouve, d'où finalement la suite d'inégalités

$$\text{etp}_{\text{ponct.}} > \text{etp}_{\text{plt}} > \text{etp}_{\text{chp}}$$

Les agronomes ont l'habitude de ramener l'ETP à l'unité de surface de sol puisqu'ils s'en servent essentiellement pour la détermination des besoins en eau des cultures et en particulier pour calculer les doses d'irrigation.

Si avec cette définition de l'ETP, nous examinons à nouveau les différentes échelles ci-dessus, nous pouvons mieux mettre en évidence certaines conséquences pratiques de ce passage d'une échelle à l'autre.

1) Si une zone irriguée se trouve au milieu d'une région non irriguée, elle va se comporter comme la plante en papier buvard isolée et au milieu de plantes « normales », évaporant beaucoup moins, c'est-à-dire dans un milieu beaucoup plus sec que celui qui existerait si toute la région alentour de cette zone était irriguée. L'ETP de cette zone sera donc supérieure à celle de l'ensemble de la région. C'est pourquoi, d'un point de vue économique, il vaut mieux irriguer un périmètre placé dans une région où l'irrigation est déjà pratiquée ; on abaisse ainsi les quantités d'eau à apporter.

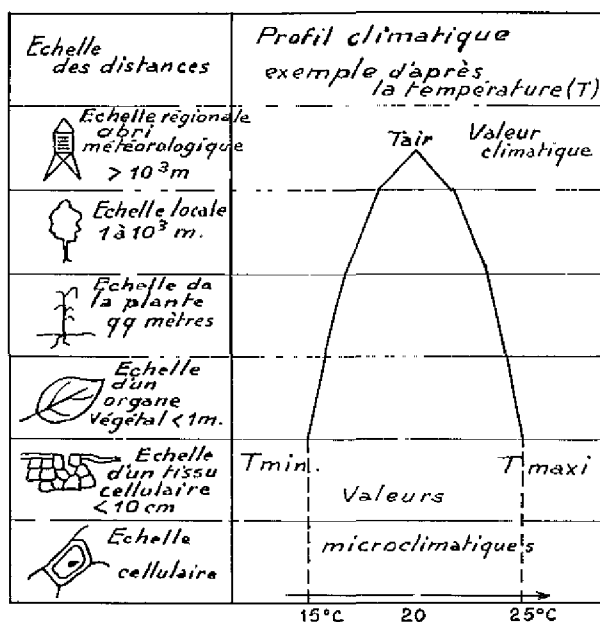


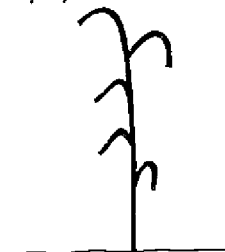
FIG. 6. — Exemple d'un profil climatique : le profil des températures.

$etp_{\text{ponct.}}$



ETP ponctuelle

etp_{plt}

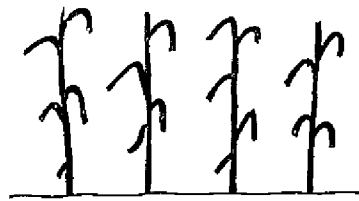


ETP à l'échelle de la plante



ETP à l'échelle
de la plante

$etp_{\text{(plt)}}$



ETP à l'échelle
d'un champ

$etp_{\text{(chp)}}$

FIG. 7. — Les échelles d'ETP.

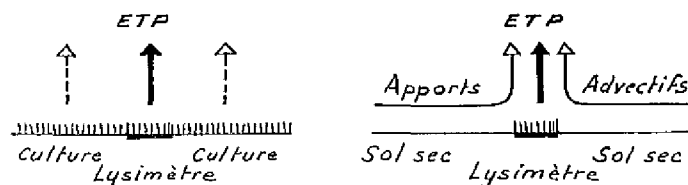


FIG. 8. — Schéma illustrant l'effet des apports advectifs sur la mesure de l'ETP.

2) Le même phénomène va jouer en ce qui concerne l'ETP à laquelle un arbre isolé va être soumis par rapport à celle dans laquelle il se trouverait s'il était au milieu d'un massif forestier important ou pour le cas d'une plantation établie plutôt en zone découverte qu'en clairière.

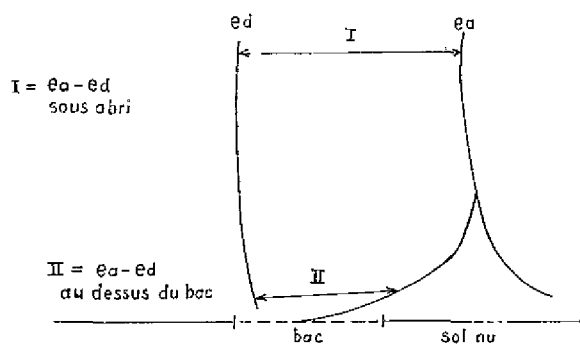
3) Enfin, cette question d'échelle intervient de façon particulièrement importante dans les appareils de mesure. Plus la zone dans laquelle se place l'appareil est aride, plus grande va être l'hétérogénéité introduite par cet appareil du fait que sa surface évapore beaucoup plus que les surfaces avoisinantes. La présence de cette zone privilégiée d'évaporation donne naissance à des déplacements latéraux d'air (appelés apports advectifs) cf. fig. 8. L'air humide se trouvant au-dessus de la cuve est donc partiellement remplacé par un air moins

humide, le terme E_a croît et par voie de conséquence l'évaporation aussi. L'ETP mesurée de cette façon peut être très supérieure (1) à celle obtenue dans les conditions climatiques, mais sans cette hétérogénéité qui est en fait une perturbation artificielle due à l'instrument de mesure. Nous retrouvons toujours le même type d'inégalités précédentes : lorsque l'on cherche à déterminer l'ETP d'une certaine échelle par une mesure d'ETP à une échelle plus petite, le problème consiste toujours à se placer dans des conditions où l'ETP ponctuelle mesurée est la plus voisine possible de l'ETP du champ ou de la région que l'on cherche à atteindre. Pour satisfaire à cette exigence, on est obligé d'entourer le lysimètre (cf. plus loin) d'un « anneau de garde », c'est-à-dire d'une très grande surface ceinturant l'appareil et recouverte par la même végétation.

(1) On peut montrer que l'erreur maximale peut être de 100 % par rapport à la valeur réelle.

LES MÉTHODES DE MESURE DE L'ETP.

L'évapotranspiration potentielle peut être mesurée directement lorsqu'un certain nombre de précautions indispensables sont prises ; c'est là le moyen le plus sûr d'obtenir une valeur correcte de l'ETP climatique. En dehors des dispositifs d'étude très élaborés, deux méthodes se rencontrent fréquemment :

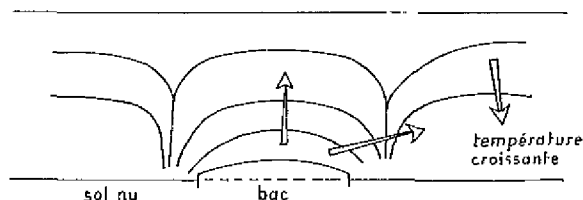


$$I = e_a - e_d$$

sous abri

$$II = e_a - e_d$$

au dessus du bac



a) La méthode de mesure par bac d'évaporation (ex. bac Colorado) (cf. Fig. E).

Bien que correspondant précisément à l'évaporation d'une surface d'eau libre, donc à la définition même d'ETP, les valeurs ainsi obtenues sont difficiles à transposer pour un couvert végétal (2).

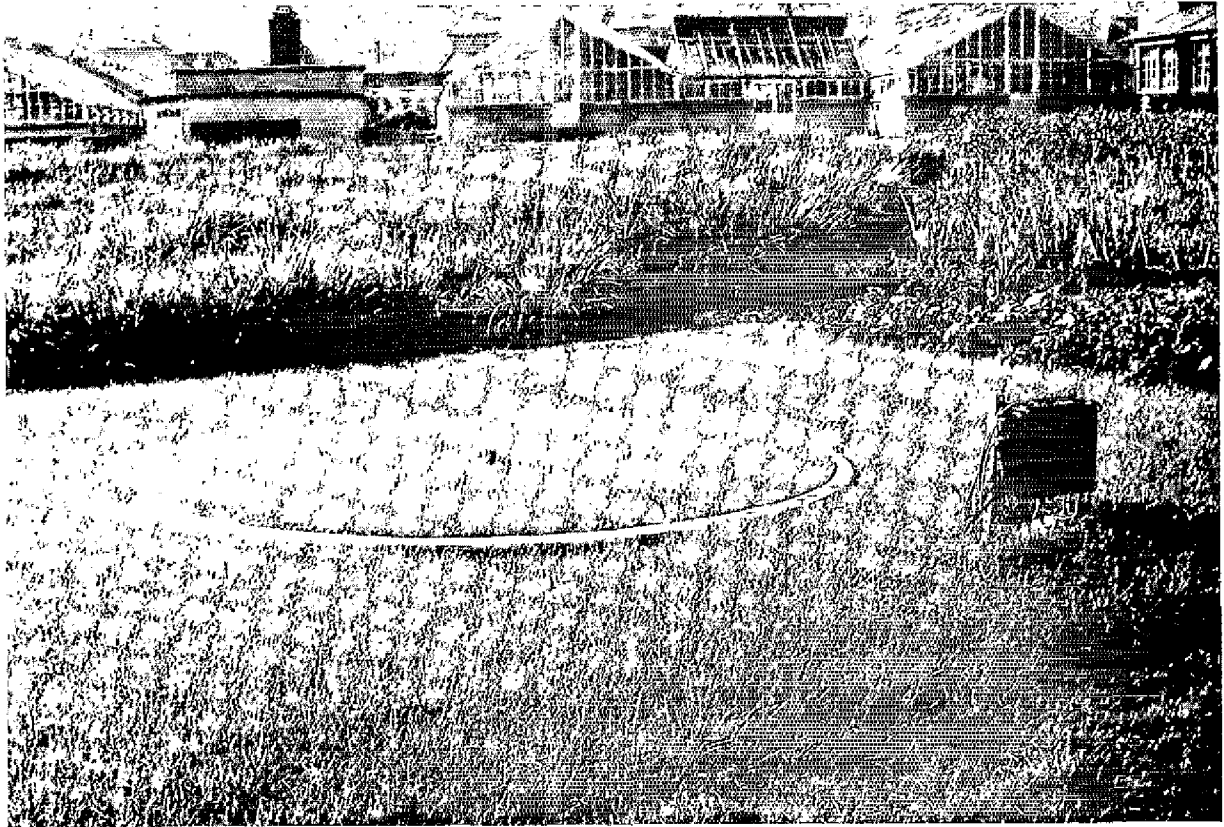
En plus de l'hétérogénéité introduite par le bac, hétérogénéité dont nous avons vu précédemment les conséquences, la difficulté de transposition vient du fait que les termes du bilan énergétique au-dessus du bac sont très modifiés par rapport à ce qu'ils sont au-dessus du couvert.

L'albédo n'est pas le même, non plus la géométrie, la rugosité des surfaces. Enfin le bac a une inertie thermique très grande par rapport à celle d'un couvert.

L'emploi d'un tel instrument nécessite donc l'établissement d'un coefficient de passage entre les valeurs qu'il fournit et celles obtenues directement à partir d'une culture (cf. ci-dessous). Mais ce coefficient risque de varier au cours de l'année sur une

(2) Par contre, placé au milieu d'un lac (cela a été fait dans plusieurs régions du monde) un tel bac donne des valeurs très bonnes de l'évaporation d'une telle surface.

FIG. E. — Exemple de modification de facteurs climatiques au-dessus du sol due à la présence d'un bac Colorado. (Référence : cahier ORSTOM, Série hydrologie, Vol. IV, 1967).



Un lysimètre en place : exemple à ne pas suivre ! L'implantation est excellente mais l'environnement immédiat (cultures plus hautes, bâtiments), fausse radicalement les mesures.

région donnée ; en effet si chacun des termes du bilan énergétique du bac est modifié par rapport à celui d'un couvert, il n'y a pas de raison pour que la résultante de toutes ces modifications soit toujours la même, même si on se trouve dans une région où les différences climatiques en jeu sont peu accusées d'une saison à l'autre.

b) Les mesures par cases de végétation (1).

Il s'agit de cuve à surface bien délimitée, contenant un volume de sol surmonté d'un gazon. La mesure consiste à déterminer l'ETP comme terme résiduel du bilan hydrique d'un tel système :

$$ETP = P + I - D + \Delta R$$

I : irrigation, D : drainage, P : pluies, ΔR : variation du stock d'eau du sol entre le début et la fin de la mesure.

I , P , D sont facilement mesurables ; on élimine le terme ΔR en choisissant une même humidité (la capacité au champ obtenue par le drainage) en début et en fin de mesure.

Le lysimètre est placé dans les conditions natu-

relles c'est-à-dire au niveau de la surface du sol et au milieu d'une parcelle de végétation identique à celle qui le recouvre. Sa première qualité est donc de ne pas se voir sur le terrain ! (cf. Fig. F)

Si on prend soin de respecter un certain nombre de conditions lors de sa mise en place (reconstitution du sol transporté dans la cuve, couche drainante au fond, anneau de garde suffisant, etc...) en

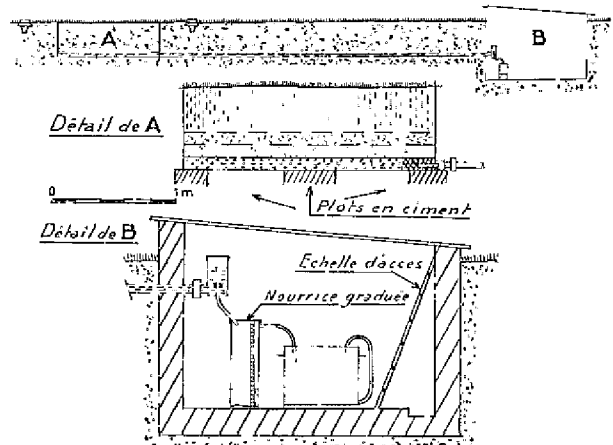


FIG. F. — Evapotranspiromètre de Fort-Lamy (in Cahiers de l'ORSTOM, Vol. IV, n° 2, 1967).

(1) Synonymes : lysimètres, évapotranspiromètres.

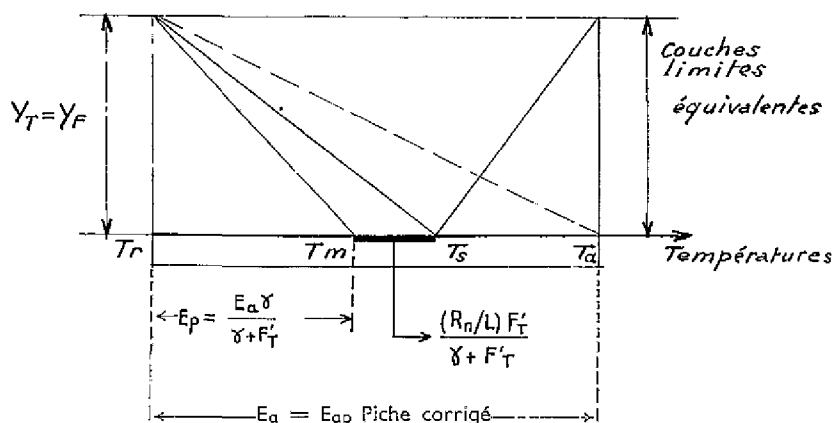


FIG. 9. — Les éléments de la formule du Piche corrigé: E_p = Piche brut.
 E_{ap} = Piche corrigé.

cours d'utilisation (choix de l'heure des mesures, de celles des arrosages par ex.) et pour la maintenance (entretien de la végétation, fauchages réguliers simultanément sur le bac et autour, vérification de l'état du sol de la cuve et des tuyauteries), ce système permet d'avoir une très bonne précision

type de celui de la formule du Piche corrigé.

En effet ces mesures directes ne pouvant être faites partout où elles sont nécessaires, on a recours à des formules pour les remplacer. Nous allons maintenant passer en revue quelques-unes d'entre elles.

LES FORMULES D'ETP

Elles sont très nombreuses (plus d'une cinquantaine) comme le fait remarquer SARLIN et cette multiplicité traduit le fait qu'aucune n'est pleinement satisfaisante, soit du point de vue théorique, soit du point de vue pratique.

On peut les regrouper sommairement en trois classes.

1) Les formules climatiques du type de celle de PENMAN.

Ce sont les seules qui, du point de vue théorique, soient exactes comme on l'a dit plus haut, mais leur défaut principal est de faire appel à des grandeurs dont les valeurs ne sont mesurées qu'en de très rares points et presque jamais en climats tropicaux et équatoriaux.

2) Les formules dérivant des précédentes.

Ces formules dérivent des précédentes par réduction du nombre de variables.

Cette réduction est obtenue en utilisant des relations entre facteurs.

L'exemple type est la formule du Piche corrigé (ou formule de BOUCHET).

Nous allons nous étendre un peu longuement sur elle pour trois raisons :

— SARLIN (1970) en fait état dans son article, mais utilise le Piche brut pour évaluer l'ETP.

— Nous verrons à son propos comment peuvent varier les deux termes de la formule de PENMAN en fonction du climat et ce que l'on peut en déduire.

— Enfin cette formule a un gros avantage sur d'autres formules : elle peut donner une bonne

approximation de l'ETP sur des laps de temps très courts de l'ordre de 8 à 10 jours, ce qui est d'une importance capitale pour l'évaluation précise du bilan hydrique d'une plantation ou d'une culture.

La formule du Piche corrigé donne l'ETP à partir de la mesure de l'évaporation obtenue par un évaporomètre Piche sous abri

$$ETP = \alpha E_p \lambda(\theta) \quad (XIII)$$

ETP en mm, E_p évaporation mesurée au Piche en mm, α coefficient dépendant pour un type d'abri donné, de l'aridité de la région, $\lambda(\theta)$ coefficient fonction de la température θ , celle-ci étant

$$\theta = \frac{\bar{\theta}_a + \bar{\theta}_r}{2}$$

avec $\bar{\theta}_a$ température moyenne de l'air, $\bar{\theta}_r$ température moyenne du point de rosée.

En première approximation pour les régions humides ou sub-humides on peut prendre :

$$\theta = \theta_m + \frac{\theta_M + \theta_m}{4}$$

θ_m = température minimale, θ_M = température maximale.

Comme cette formule dérive de celle de PENMAN, nous allons partir de cette dernière pour justifier la formule du Piche corrigé (XIII).

La formule de PENMAN (X) peut en effet s'écrire :

$$ETP = E_a \left(k_1 \frac{R_n}{E_a} + k_2 \right) = \alpha_1 E_a \quad (XIV)$$

avec

$$k_1 = \frac{F'_T}{\gamma + F'_T} \quad \text{et} \quad k_2 = \frac{\gamma}{\gamma + F'_T}$$

Soit E_p l'évaporation mesurée au Piché. Cette valeur correspond à une évaporation obtenue avec $R_n = 0$ (le Piché étant sous abri), donc en annulant le terme en R_n de la formule de PENMAN qui s'écrit alors

$$E_p = \frac{E_{ap} \gamma}{\gamma + F'_T} = E_{ap} k_2$$

E_{ap} désignant l'évaporation d'une pastille Piché placée sous abri et qui serait à la température de l'air (cf. fig. 9).

On en tire donc

$$E_{ap} = E_p \left(\frac{\gamma + F'_T}{\gamma} \right) = E_p \lambda(\theta) = \frac{E_p}{k_2}$$

le facteur $(\gamma + F'_T)/\gamma$ étant une fonction de la température $\lambda(\theta)$ (1) par l'intermédiaire de F'_T . Cette fonction est en fait, on le voit, un facteur correctif permettant de passer de l'évaporation de la pastille du Piché, dont la température est inférieure à celle de l'air, à l'évaporation d'une pastille Piché dont la température est celle de l'air.

De plus, le terme E_a de PENMAN a été calculé à partir d'une surface qui n'a pas les mêmes dimensions que celle de la pastille Piché (nous avons pris pour notre démonstration une surface infinie, c'est-à-dire très grande par rapport à celle d'une pastille Piché). On conçoit donc que les couches limites au-dessus de chacune de ces surfaces ne soient pas les mêmes (dimensions différentes des surfaces évaporantes, réduction éventuelle de la ventilation due à l'abri). Elles sont dans un rapport constant si on a toujours affaire au même type d'abri placé à la même hauteur au-dessus du sol, c'est pourquoi on écrit :

$$\alpha_2 E_{ap} = E_a$$

Ce coefficient de proportionnalité α_2 traduit donc principalement le rapport de deux couches limites, mais aussi la variation de E_a en fonction de la hauteur de référence.

On a donc finalement en revenant à l'équation (XIV).

$$\begin{aligned} ETP &= \alpha_1 E_a \\ &= \alpha_1 \alpha_2 E_{ap} \\ &= \alpha_1 \alpha_2 E_p \lambda(\theta) \end{aligned}$$

d'où en désignant le produit $\alpha_1 \alpha_2$ par α

$$ETP = \alpha E_p \lambda(\theta)$$

Pour un type d'abri (α_2 constant), α varie comme α_1 , c'est-à-dire en fonction d'une part de la température par l'intermédiaire de F'_T et d'autre part du rapport R_n/E_a .

Ce rapport traduit l'aridité de la région. En effet, celle-ci n'est autre que le rapport : ETR/ETP .

$ETR/ETP = 0$ cas d'un désert ($ETR = 0$).

$ETR/ETP = 1$ cas d'un couvert parfaitement alimenté en eau ou d'une surface d'eau libre.

(1) On a conservé la lettre θ pour désigner la température, parce que c'est elle qui est employée dans les abaques de la formule du Piché corrigé.

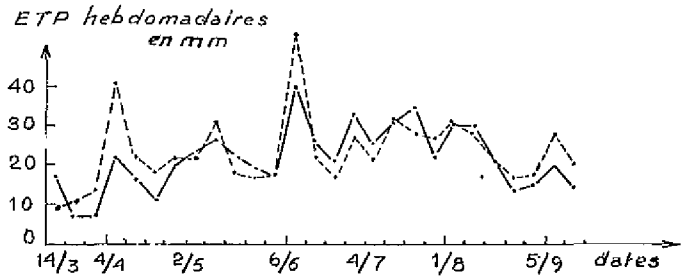


FIG. 6. — Comparaison des valeurs d'ETP hebdomadaires calculées par la formule du Piché corrigé (---) et mesurées (—) (ARCHER, LA MINIERE 1969).

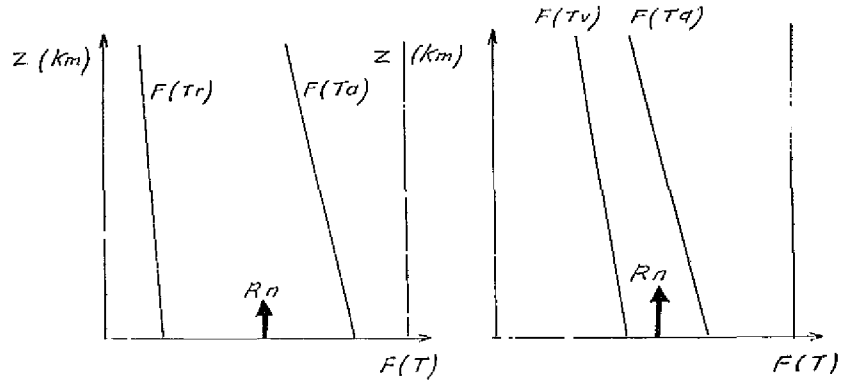


FIG. 10. — Représentation schématique des termes E_a et R_n en végétation tropicale et tempérée. À gauche, les régions tropicales : humidités relatives faibles, rayonnement net faible. À droite, les régions tempérées : humidités relatives moyennes ; rayonnement net important.

Or, si nous revenons à la formule du bilan énergétique I, elle peut aussi s'écrire

$$\frac{(1 - a) R_g + R_a - \sigma T^4 - ETR}{R_n} + Q_s = 0$$

$$+ Q_L + Q_s = 0$$

On a donc

$$ETR = R_n + Q_s$$

et d'autre part

$$ETP = \frac{(R_n) F'_T + \gamma E_a}{F'_T + \gamma}$$

d'où

$$\begin{aligned} \frac{ETR}{ETP} &= \frac{(R_n + Q_s) (F'_T + \gamma)}{R_n F'_T + \gamma E_a} \\ &= \frac{(F'_T + \gamma) \left(1 + \frac{Q_s}{R_n} \right)}{F'_T + \gamma \frac{E_a}{R_n}} \end{aligned}$$

ce qui revient à dire que le rapport ETR/ETP est une fonction croissante de R_n/E_a . En région aride, le rayonnement net est faible (albédo a grand, c'est-à-dire sol très réfléchissant : σT^4 grand aussi à cause de la température élevée du sol ; donc $(1 - a) R_g + R_a - \sigma T^4$ est petit). Par contre E_a est élevé ($F_{(T_r)} \ll F_{(T_a)}$) (cf. fig. 10). Donc le rapport

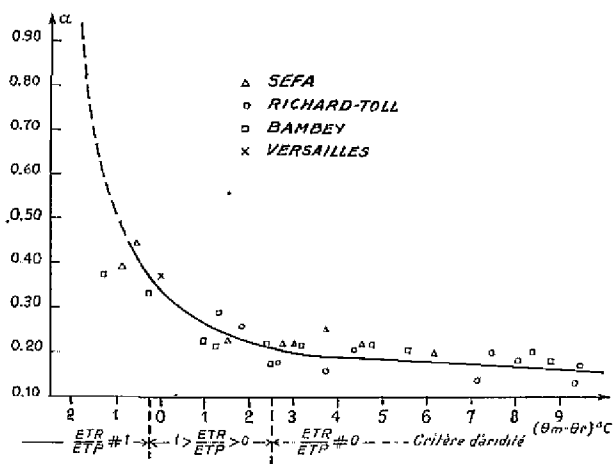


FIG. 11. — Variation du coefficient de la formule de Bouchet en fonction de l'aridité. SCHOCH in Wissenschaftliche Zeitschrift der Karl Marx-Universität Leipzig 17. Jahrgang 1968.

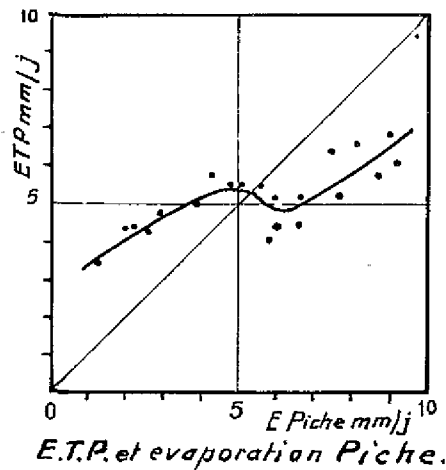


FIG. H. — Comparaison des valeurs mesurées d'ETP du Piche brut à Fort-Lamy (Tchad). On voit que pour les faibles valeurs de l'ETP, le Piche sous-estime celles-ci. L'inverse se produit en saison chaude (in « Cahiers de l'ORSTOM », Vol. V, n° 2, 1967).

R_n/E_a est petit. En région humide le rayonnement net est beaucoup plus important (σT^4 assez $<$ à $(1 - a) R_g + R_n$) : par contre E_a est petit et le rapport R_n/E_a est grand (mais tout en restant inférieur à 1). On voit donc que ce terme traduit bien l'aridité d'une région.

L'emploi du Piche corrigé pour le calcul de l'ETP nécessite donc la connaissance de cette variation prévisible de α en fonction de l'aridité. Elle a été étudiée par Schoch au Sénégal (cf. fig. 11). Il a pu utiliser pour caractériser l'aridité un nouvel indice plus simple que le rapport R_n/E_a dont les éléments ne sont pas souvent mesurés : la différence entre température minimale de l'air et celle du point de rosée à midi.

Plus récemment d'autres déterminations ont été faites (Y. BIROR (1968) au Niger ; S. E. A. de MOUTEDO, 1969).

On voit donc que pour justifier l'emploi du Piche brut pour évaluer l'ETP il faut :

a) Admettre qu'il existe un coefficient constant entre E_{ap} et E_p c'est-à-dire que la température de l'air est relativement constante. Ceci peut en première approximation être grossièrement réalisé en région équatoriale.

b) Admettre qu'il existe un rapport constant entre R_n et E_a , c'est-à-dire une aridité constante.

L'établissement de la formule du Piche corrigé par R. BOUCHET a permis de lever totalement la première difficulté en faisant intervenir la température, et partiellement la seconde par le terme E_a . Cependant, la formule par le rapport entre le rayonnement net R_n (qui traduit à peu près l'ETR de la région) et E_a fait intervenir l'aridité de la région comme l'a confirmé l'étude faite au Sénégal.

On comprend donc la raison pour laquelle le Piche brut ne peut apporter qu'une réponse insuffisante à la mesure de ETP. Quand la température et l'aridité varient, le Piche corrigé demande l'utilisation d'un coefficient variable avec l'aridité.

Avec un réseau de stations équipées du même abri, situé en zone relativement dégagée, il sera possible de tracer dans l'espace et dans le temps les variations de ETP avec un coefficient constant quand l'aridité ne change pas (zone tempérée humide à faible aridité ou zone équatoriale à aridité pratiquement nulle). Par contre, le coefficient sera fortement variable en zone tropicale avec saison sèche et humide.

3) Les formules empiriques.

C'est la catégorie la plus nombreuse. Elles permettent de calculer l'ETP à partir de certains éléments du climat (ex : température moyenne mensuelle de l'air, humidité moyenne, durée du jour, déficit de saturation, etc...) mais qui ne sont, la plupart du temps, pas ceux entrant dans la formule de PENMAN (cf. plus haut). Elles sont encore très largement utilisées. N'exigeant que la connaissance d'un nombre réduit de variables courantes, leur intérêt pratique est en effet très grand. C'est en particulier grâce à elles que les classifications climatiques employées par les écologistes ont été fortement améliorées, surtout dans les régions où le réseau météorologique est peu dense.

Citons les plus communes :

1. — FORMULE DE THORNTHWAITE :

$$E = Ct^a$$

E = évapotranspiration potentielle (en cm) mensuelle pour une durée du jour uniforme de 12 heures et un mois de

FIG. I. — Autre exemple de comparaison des valeurs hebdomadaires du Piche sous abri (Piche brut) et de l'ETP mesurée (Versailles — La Minière 1969). On voit sur ce graphique, tout comme sur celui de la Fig. II, que le rapport entre les évaporations mesurées au Piche brut non corrigé et l'ETP n'est pas constant.

----- Piche brut.
 ——— ETP mesurée.

30 jours, t = température moyenne mensuelle en °C, C et a sont des coefficients variant d'une région à une autre, mais liés à l'indice thermique annuel I , lui-même somme des indices thermiques mensuels (cf. fig. K).

$$\text{Indice thermique mensuel } i = \left(\frac{t}{5}\right)^{1.514}$$

t ayant la même valeur que précédemment

$$\text{Indice annuel } I = \sum_{i=1}^{12} i$$

On a alors

$$a = 675 \times 10^{-9} I^3 - 771 \times 10^{-7} I^2 + 17921 \times 10^{-6} I + 0,49239$$

D'autre part le coefficient C varie en sens inverse de I .

En définitive, la formule générale est

$$E = 1,6 \left(\frac{10t}{I}\right)^a \quad (I)$$

où I et a sont calculés comme il vient d'être indiqué.

« L'auteur fait lui-même remarquer combien ces développements mathématiques sont peu satisfaisants : la formule est complètement empirique, et d'une expression compliquée, d'où l'emploi de graphiques et de tables pour faciliter les calculs » (P. CURÉ, La classification des climats de THORNTHWAITE. La Météorologie, avril-juin 1950).

REMARQUE :

Lorsqu'il est question de la formule de THORNTHWAITE, c'est presque toujours à celle précédemment citée que l'on pense. En fait, avant de mettre au point cette formule empirique, THORNTHWAITE (1942) et HOLZMAN en avait donné une autre, purement théorique

$$E = \frac{k^3 (U_b - U_a) (C_b - C_a)}{[\text{Log } b/a]^2}$$

E , évaporation en $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ($= \text{mm} \cdot \text{s}^{-1}$), k constante de Karman, U_b, U_a vitesse du vent en mètres/seconde aux niveaux a et b , C_a, C_b , concentrations en vapeur d'eau, exprimées en $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ aux deux niveaux a et b , $\text{Log } b/a$ logarithme népérien du rapport des hauteurs des deux niveaux considérés.

Cette formule est la traduction de la loi que nous avons vue (cf. p. 26) : le flux de vapeur d'eau entre deux niveaux est proportionnel au gradient de concentration de vapeur d'eau entre les deux niveaux considérés et à un coefficient de transfert. Ce dernier est lui-même proportionnel au

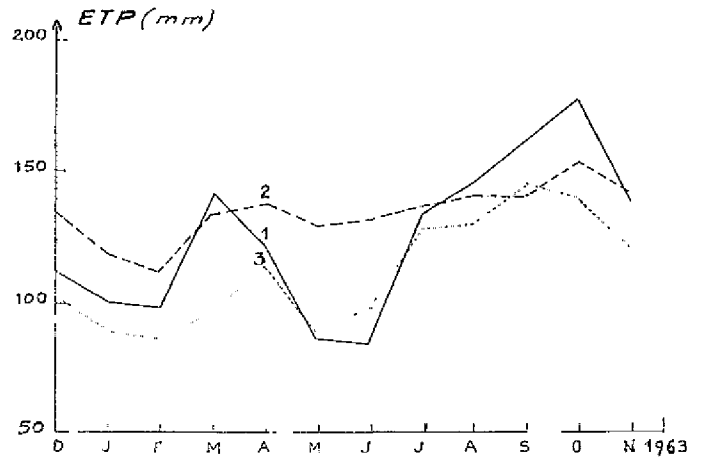
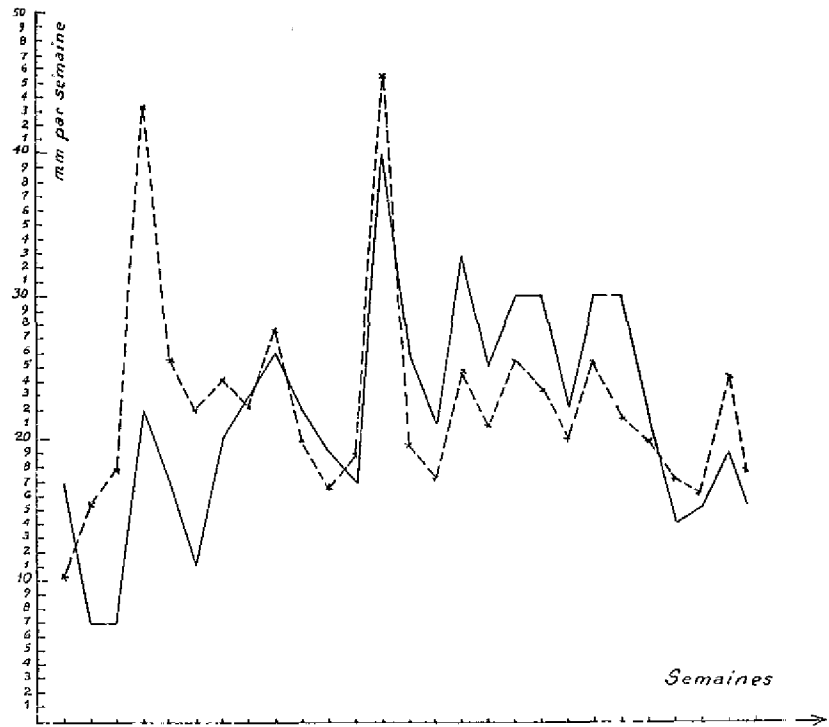


FIG. J. — Valeurs mensuelles de l'ETP à Cayenne : 1 — mesurées, 2 — calculées par la formule de Thornthwaite, 3 — calculées par la formule de Turc. On voit qu'à l'échelle mensuelle les écarts entre les valeurs calculées par la formule de Thornthwaite peuvent être très importants (56 % de la valeur mesurée en janvier 1963). Les fortes erreurs par excès sont observées durant les mois pluvieux, mais dont la nébulosité importante et à rayonnement global médiocre, mais dont les températures moyennes restent élevées. En période sèche, les erreurs sont par défaut (par sous-estimation de l'effet du vent et du bilan radiatif de jour). De ce fait, les températures moyennes nyctémérales se relient difficilement au rayonnement global de l'ETP. En ce qui concerne la formule de Turc, la courbe des ETP calculées suit assez bien celle des ETP mesurées mais les chiffres sous-estiment généralement l'ETP. Les écarts importants coïncident avec des mois à forte ventilation, mars et octobre en particulier (J. FOUGEROUZE — Agronomie Tropicale n° 3, mars 1966).

gradient de vitesse du vent entre les deux niveaux, le coefficient de proportionnalité $[k^2 / (\text{Log } b/a)]^2$ se déduisant d'une analyse théorique simplifiée du phénomène.

Si, après lui avoir aussi donné une formulation théorique

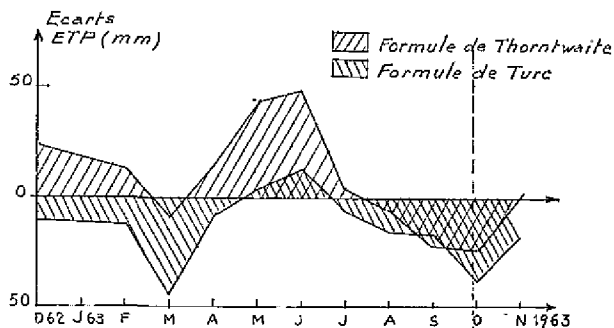


FIG. K. — ETP à Cayenne en 1963 : écart des valeurs mensuelles calculées aux valeurs mesurées.

(Tiré de FOUGEROUZE : « Quelques problèmes de bioclimatologie en Guyane Française », Agronomie Tropicale n° 3, mars 1966).

mm/j ETP en mm/j/mois

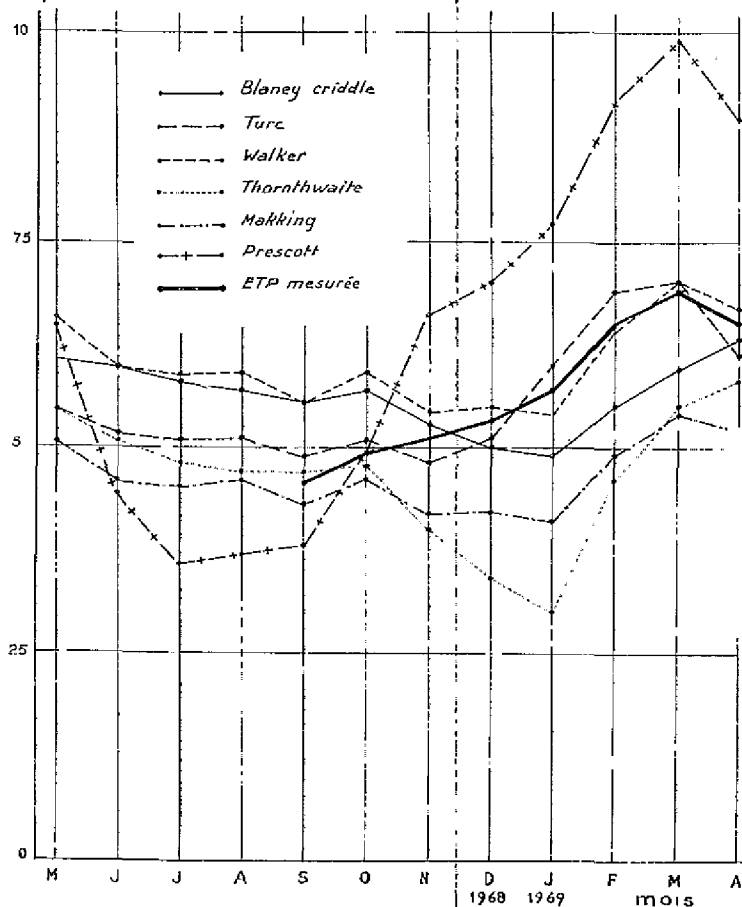


FIG. L et M. — La comparaison de ces deux figures montre comment certaines formules peuvent être améliorées uniquement par une meilleure approximation d'un des facteurs importants qui la composent. La température moyenne dans la figure L est évaluée par $\frac{T_{\max} + T_{\min}}{2}$. Dans la figure M on a pris la température moyenne à partir de 12 mesures. (S. E. H. A. de MOGTEDO, Haute-Volta 1968-1969).

au phénomène d'évaporation, THORNTHWAITE a ensuite recherché une relation approximative donnant l'ETP, c'est que la mise en œuvre de celle-là exigeait des mesures physiques précises, dont la plus difficile était l'évaluation du coefficient de transfert de l'air par turbulence (ce coefficient variant avec le lieu, le temps et la hauteur au-dessus du sol). Les données de ce genre étaient pratiquement inexistantes à cette époque c'est-à-dire vers 1940. Sa formule était donc d'un intérêt pratique très limité, c'est pourquoi il a voulu trouver un autre type de relation liant l'évapotranspiration à des facteurs climatiques mesurés couramment. Il a choisi les températures. Aujourd'hui cependant, il semble possible de mesurer de façon relativement simple ces coefficients de transfert. Ainsi pourra-t-on avoir une autre méthode de mesure non seulement de l'ETP mais de l'ETR.

2. FORMULE DE BLANEY-CRIDDLE :

Alors que la formule (I) de THORNTHWAITE était uniquement fonction des facteurs climatiques et géographiques, celle de BLANEY-CRIDDLE est fondée à la fois sur des facteurs climatiques et sur des coefficients cultureux.

$$E = \frac{Ktp}{100}$$

E : Evaporation pendant la période considérée, en pouces ; t : Température moyenne en degrés Fahrenheit pendant la période considérée ; p : Somme des heures du jour pendant la période considérée mesurée en centième de la somme annuelle des heures de jour. Des tables donnent ces valeurs pour chaque mois de l'année en fonction de la latitude ; K : Coefficient variable avec les cultures et la région (zone côtière ou zone aride) ; $1,20 < K < 0,50$. Ces valeurs de K ont été obtenues expérimentalement à partir des différentes stations de l'Ouest des U. S. A.

Ex : $K = 1$ Riz zone côtière
 $1,2$ — zone aride
 $K = 0,75$ Maïs zone côtière
 $0,65$ — zone aride
 $K = 0,50$ Citron zone côtière
 $0,75$ — zone aride

G. GUYON a établi un abaque en unités métriques pour cette formule (Bulletin du Centre de Recherche et d'Expérimentation du Génie Rural. 3^e édition d'Etudes incluses au Bulletin n° 22).

Cette formule donne une bonne évaluation des besoins en eau saisonniers, dans les zones méditerranéennes et subarides dont les climats sont voisins de ceux sous lesquels elle a été établie.

3. — FORMULE DE TURC :

Cet auteur a établi sa formule à partir de l'étude du bilan hydrique de 254 bassins versants situés sous des climats différents dans le monde entier et de mesures sur lysimètres effectuées à Versailles, à Rothamsted et à Groningen. Elle fait intervenir les principaux facteurs intervenant dans l'évapotrans-

FIG. M.

piration en cherchant à chiffrer leur importance relative en confrontant des calculs théoriques à des résultats observés (cf. fig. I.).

Primitivement (1953) TURC a donné trois formules d'évaporation :

- la première concerne l'évaporation annuelle de bassins versants,
- la deuxième, l'évaporation mensuelle ou décadaire d'un sol nu,
- la troisième, l'évapotranspiration d'un sol cultivé. Cette dernière a été modifiée et simplifiée en 1960. C'est celle que nous donnons ci-dessous :

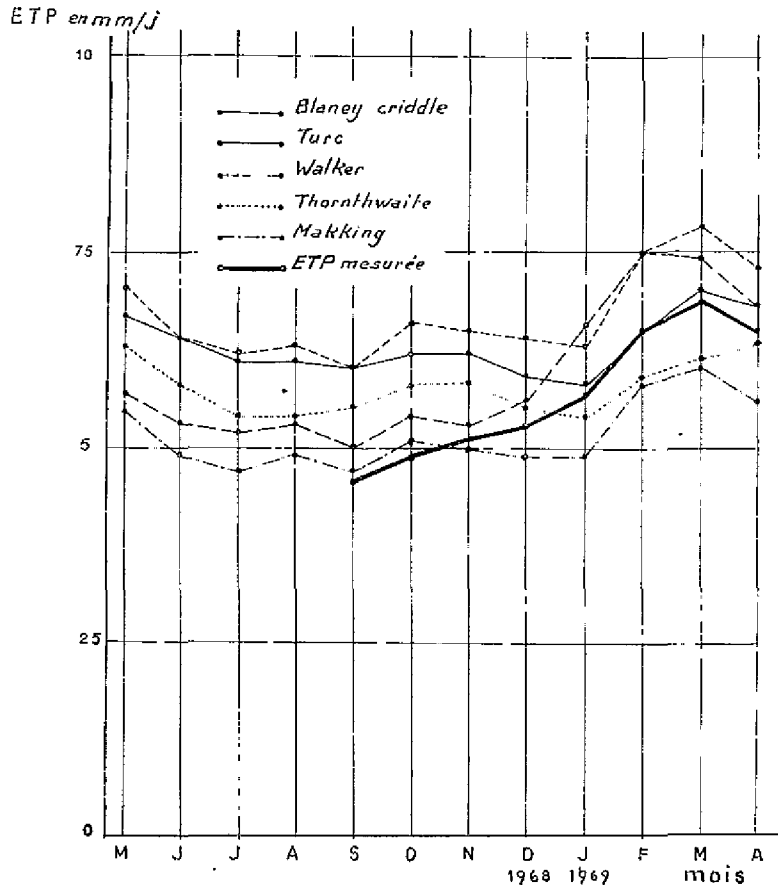
$$ETP_{mm/mois} = 0,4 \frac{t}{t + 15} \times (I_g + 50) \left(1 + \frac{50 - h_r}{70}\right)$$

0,4 coefficient (égal à 0,37 pour février), t , température moyenne de l'air sous abri (en °C) pendant la période considérée, h_r , humidité relative moyenne ; le terme $\frac{50 - h_r}{70}$ est un terme correctif à n'employer que lorsque $h_r \leq 50\%$, I_g , rayonnement global moyen en cal/cm²/jour pendant la même période. Si on ne possède pas de mesures directes, I_g peut être évalué par la formule

$$I_g = 2,39 \times 10^{-5} I(0,18 + 0,62 h/H)$$

avec I énergie solaire mensuelle qui atteindrait le sol si l'atmosphère n'existait pas (tables) en J.m⁻² mois⁻¹, h durée d'insolation (héliographe Campbell) en heures par mois, H durée astronomique du jour (tables) en heures par mois.

Ces formules donnent des valeurs mensuelles de l'évapotranspiration potentielle. En fait, celle de TURC peut être utilisée à l'échelle décadaire et celle de BLANEY-CRIDDLE pour des périodes inférieures au mois. Cependant, pour qu'une telle possibilité soit effective il faut au moins que les éléments nécessaires au calcul soient eux aussi déterminés en moyenne pour des périodes inférieures au mois. Ce n'est pas toujours le cas. C'est donc surtout à grande échelle et sur de larges périodes (mois, saisons) que ces formules sont les plus utiles. C'est ainsi qu'en France, la formule de TURC est très appréciée des hydrologues (cf. fig. M et N) elle a donné lieu de la part des Services du Génie Rural à une cartographie des fréquences de déficits hydri-



ETP Moyenne annuelle actuelle : 1880 mm

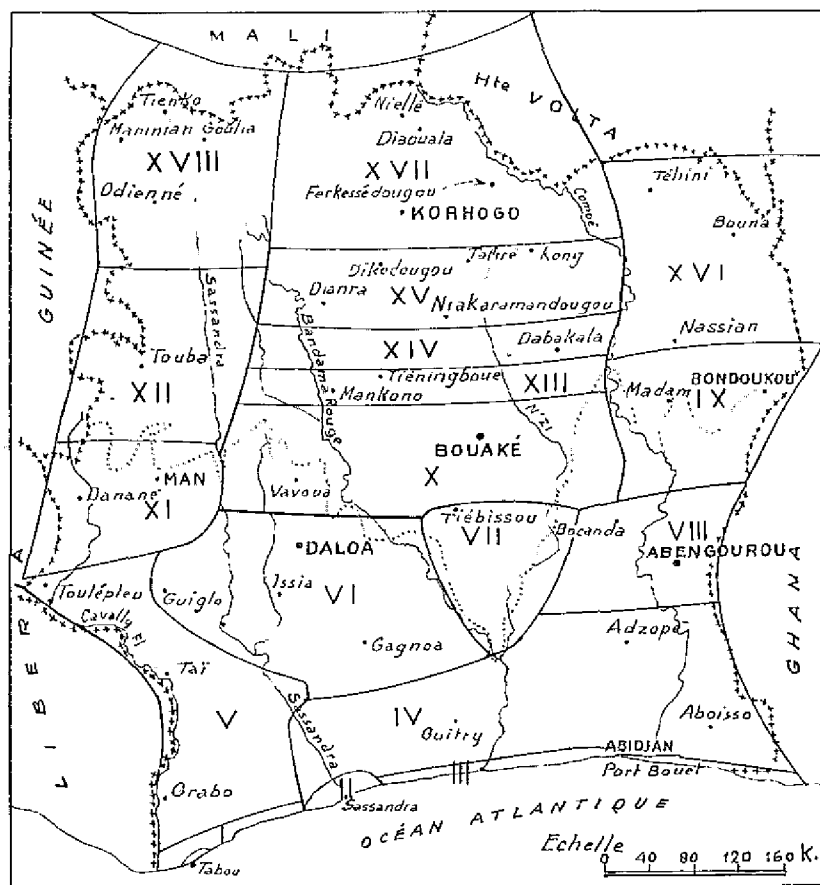


FIG. N. — Cette figure donne les deux éléments principaux du bilan hydrique et leur évolution au cours de l'année. (Cahiers ORSTOM, Vol. IV, n° 2, 1967)

ques très utilisée pour la détermination des besoins en eau nécessaire à l'établissement des projets de réseaux d'irrigation.

De plus, on voit qu'aucune d'elles ne fait intervenir, pratiquement, la vitesse du vent. C'est pourquoi les régions où le vent est un facteur important ou même dominant sont celles où apparaissent de grandes différences entre les ETP calculées et les ETP mesurées. Un des avantages de la formule du Piche corrigé est de partir de la mesure d'une éva-

Zones d'égale ETP mensuelle de la Côte d'Ivoire



poration qui intègre précisément ce facteur difficile à évaluer qu'est le terme E_a .

Mais plus on se rapproche d'une échelle fine et notamment de l'échelle agronomique, plus les risques d'erreur sont grands lorsqu'on utilise des formules de ce type, notamment pour la détermination de la dose d'irrigation ou l'établissement du bilan hydrique d'une culture, à moins de se trouver dans des conditions de milieu et d'utilisation pour lesquelles ces formules ont été faites à l'origine. En particulier lorsqu'il s'agit d'évaluer les débits de pointes en saison d'arrosage, on ne peut pas se fonder sur l'évaluation mensuelle de l'ETP; celle-ci masquant des variations brutales intervenant sur quelques jours seulement, variations qui peuvent avoir une incidence très grande sur une culture. Pour ce genre d'utilisation, la formule du Piche corrigé là où son emploi est possible, semble la plus appropriée. C'est d'ailleurs elle qui en France est utilisée par les Services d'avertissement pour l'irrigation.

CONCLUSIONS

Bien que cet article soit consacré à quelques aspects théoriques et pratiques de l'ETP, il ne faudrait cependant pas perdre de vue qu'elle ne constitue qu'un des facteurs du bilan hydrique. Or, c'est en définitive la connaissance de celui-ci qui importe au forestier puisque sa valeur — et non pas uniquement celle de ETP ou ETR — conditionne la vie des végétaux.

Sans vouloir aborder cette question, nous voudrions simplement terminer par une remarque à propos des rapports entre l'ETP (ou l'ETR) et le bilan hydrique.

Le sol est pour les végétaux un réservoir d'eau. Les sorties de ce réservoir sont constituées par l'évapotranspiration potentielle ou réelle, les entrées par les pluies (1). Pour des entrées et des sorties égales, les variations de teneur en eau du réservoir et, par suite, les réserves d'eau disponibles pour les plantes seront fonction de sa dimension. Or, celle-ci

dépend de la nature du sol (pour un même volume, la réserve d'eau utilisable par les plantes dans un terrain argileux est cinq à dix fois supérieure à celle d'un terrain sableux) et de sa profondeur (la «tranche» utile dépendant de l'enracinement).

A égalité d'ETP, un sol profond, limoneux ou argileux, constituera une réserve importante en eau. Si cette réserve s'est bien reconstituée, que l'enracinement de la culture est profond (fin de l'hiver ou fin de saison humide), les apports d'eau (pluies, irrigation) pourront être momentanément plus faibles que l'ETP sans que la culture en souffre. Par contre, un sol sableux, peu profond, ne peut stocker qu'une très petite quantité d'eau; aussi toute culture ou plantation implantée sur un sol de ce type ne pourra supporter de déficit entre pluies et ETP sans en être sérieusement affectée. Dans le premier cas, le sol peut jouer le rôle de volant hydrique, mais dans le second, il ne le peut pas.

Dans les régions où la pluie est bien répartie au cours de l'année et qu'elle est de l'ordre de grandeur de l'ETP, ou même supérieure en toute

(1) Nous avons à dessein réduit les termes du bilan hydrique. En réalité, d'autres interviennent de façon plus ou moins importante: irrigation, condensation, drainage, ruissellement, etc...

Zones d'égales ETP mensuelles en Côte-d'Ivoire. Cette carte a été établie à partir de la formule de Turc (DAUDET et ELDIN, ORSTOM 1968).

Evapotranspirations potentielles (mm/mois)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total annuel
Zone I (Tabou)	148	154	164	154	125	95	97	100	98	132	145	133	1.545
Zone II (Sassandra)	145	146	159	156	135	105	108	114	121	147	148	143	1.627
Zone III (Port-Bouet)	132	144	162	153	128	100	109	108	117	137	151	144	1.585
Zone IV (La Mé — 5 %)	122	129	142	141	124	93	94	93	95	118	128	120	1.399
Zone V (Tabou — 15 %)	126	131	139	131	106	81	82	85	83	112	123	113	1.312
Zone VI (Gagnoa)	130	131	148	148	136	107	99	93	112	125	130	123	1.482
Zone VII (Lamto)	142	144	153	149	148	115	113	95	107	130	143	135	1.574
Zone VIII (Abengourou)	133	141	152	150	136	109	105	95	102	127	133	129	1.512
Zone IX (Bondoukou)	145	153	162	163	148	126	117	98	109	135	138	139	1.633
Zone X (Bouaké)	130	140	153	147	138	108	92	87	109	128	125	121	1.478
Zone XI (Man)	144	144	149	138	132	107	89	87	115	138	129	130	1.502
Zone XII (Touba)	149	159	169	153	136	123	123	128	139	142	141	137	1.699
Zone XIII (Katiola)	138	146	159	153	145	119	102	96	115	136	134	129	1.572
Zone XIV (Dabakala)	146	153	165	157	147	127	109	98	117	142	143	138	1.642
Zone XV (Tafire)	152	156	170	164	160	142	121	113	127	152	153	143	1.753
Zone XVI (Boua-Bole)	161	167	176	166	161	143	122	103	121	153	162	155	1.790
Zone XVII (Perkessedougou)	160	162	176	170	167	153	131	122	133	160	162	151	1.847
Zone XVIII (Odienne)	152	167	179	161	139	132	141	149	151	144	147	141	1.803
Moyennes	142	148	160	153	140	116	109	103	115	136	141	135	1.598

Tableau tiré de ELDIN (M.) et DAUDET (A) 1967. Etude de reboisement et de protection des sols. O. R. S. T. O. M. centre d'Adiopodoumé.

saison, ce sont des facteurs comme la lumière et la nutrition minérale qui vont être limitants. Par contre, dans celle où la pluviométrie est mal répartie au cours de l'année, ce qui entraîne la présence d'une ou plusieurs périodes sèches, la nature et la profondeur du sol vont être d'une très grande importance pour la façon dont les végétaux réagiront pendant cette période.

Ici, c'est donc la connaissance du bilan hydrique complet du système sol-plante pour de courtes périodes de l'ordre de la semaine qui est nécessaire et non pas celle d'un de ses termes seulement. Il serait par exemple inutile de connaître avec une bonne

précision le terme *ETP* ou *ETR* (à l'aide d'un lysimètre par exemple), si à côté, on ne sait rien sur les caractères hydriques des sols utilisés.

C'est donc vers un effort dosé sur les termes les plus importants du bilan hydrique, afin d'obtenir pour chacun d'eux une précision comparable que doit tendre l'exploitant s'il veut obtenir une bonne maîtrise du facteur eau.

Nous voudrions enfin terminer sur un souhait. Cet article prend la suite de celui de SARLIN (*Bois et Forêts des Tropiques*, 1970, n° 133) sur le même sujet.

Étant bioclimatologiste, l'auteur n'a pas, de la

forêt et de son milieu, le même genre de connaissances que les forestiers eux-mêmes. Cependant, les études de bioclimatologie portant également sur ce genre de formation, notamment sur la distribution de la lumière et l'alimentation en eau, mais d'un point de vue plus théorique sans doute, il semble-

rait intéressant pour les uns et les autres qu'une collaboration s'établisse en vue de partager des expériences différentes à propos du même milieu.

Cet article voudrait constituer un des jalons en ce sens et ouvrir la discussion entre spécialistes d'origines diverses.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

I. Articles théoriques.

- THORNTHWAITE (C. W.) and HOLZMAN (B.), 1942. — Measurement of evaporation from land and water surfaces. United States depart. Agric. Techn. Bull., n° 817.
- PENMAN (H. L.), 1948. — Evaporation in nature, Reports prog. in Phys., 11, 366-388.
- BOUCHER (R. J.), 1964. — Evapotranspiration et production végétale. L'eau et la production végétale, I. N. R. A. 1964
- RITJEMA (P. E.). — An analysis of actual evapotranspiration. (Une analyse de l'évapotranspiration réelle). Wageningen, Centre for Agricultural Publications & Documentation, 1965, 1 vol. In-8°, 107 pages, tabl., graph., bibl. (Agric. Res. Rep., n° 659).
- WEBB (E. K.), 1965. Meteorological monographs of Amer. Meteor. Soc. vol. 6, n° 28, p. 27-58.
- NGUYEN MINH (T.). — 1966. — Evapotranspiration et déficit en eau du sol. *Al A WAMIA*, n° 13, p. 103-194.
- TANNER (C. B.), 1967. — Measurement of evapotranspiration In: Irrigation of agricultural lands. *Agronomy*, n° 11, p. 534-574 (Am. Soc. of Agron.).

II. Articles d'utilisation pratique et formules.

- PENMAN (H. L.), 1948. — Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. Roy. Soc. A 193, p. 120-145.
- PENMAN (H. L.), 1956. — Evaporation: an introductory survey, *Neth. J. Agr. Sc.*, Vol. 4, 1, p. 9-29.
- THORNTHWAITE (C. W.), 1956. — Die Abgabe dampfförmigen Wassers Handbuch der Pflanzenphysiologie. Band III, 1956, p. 257-264.
- TURG (L.), 1961. — Evaluation des besoins en eau d'irrigations. Evapotranspiration potentielle. *Annales agronomiques*, vol. 12, n° 1, p. 13-49.
- CURÉ (P.). — La nouvelle classification des climats de Thornthwaite. *La météorologie*, avril-juin 1950.
- ARLERY (R.), GARNIER (M.) et LANGLOIS (R.). — Application des méthodes de Thornthwaite à l'esquisse d'une description agronomique du climat de la France. *La Météorologie*, oct.-déc. 1954.
- STANHILL (G.). — A comparison of methods of calculating potential evapotranspiration from climatic data. *Klavim* 11 (3/4), 1961 (159-71), 13 refs. (E. e.) 2 photos, 9 gphs, 2 tbls., E. M. B.
- SCHOCH (P. G.) et de VILLELE (O.), 1969. — Difficultés de l'estimation de l'évapotranspiration potentielle dans la région d'Avignon. *Bull. Techn. d'Inform.*, n° 238, p. 239-243.
- ELDIN (M.), DAUDET (A.), QUENCEY (P.), 1969. — L'évapotranspiration potentielle: applications-définitions — principales évaluations — mesure. *L'Agron. Trop.* vol. XXIV (2), p. 174-180.
- GLEIZES (C.), 1965. — Les formules d'évapotranspiration. *Bull. Techn. d'Inform.*, n° 201.

III. Articles traitant des problèmes d'ETP en Afrique.

- GLEIZES (C.) et Coll. 1964. — Techniques rurales en Afrique. Evolution des quantités d'eau nécessaires aux irrigations. Ministère de la Coopération et

Ministère de l'Agriculture (Direction Générale du génie rural et de l'hydraulique agricole, octobre 1964). Ce document de 170 p. établi à la demande du Ministère de la Coopération pour faciliter la tâche des ingénieurs travaillant en Afrique, constitue à la fois l'une des meilleures publications de synthèse et un excellent outil de travail pour les utilisateurs et praticiens de l'ETP et de l'ETR.

- FOUGEROUZE (J.). — Quelques problèmes de bioclimatologie en Guyane Française. *Agron. Trop.*, n° 3, mars 1966.
- DAMAGNEZ (J.), RIOU (Ch.), de VILLELE (O.), EL AMAMI, 1964. — Evapotranspiration potentielle en Tunisie. In L'eau et la Production végétale. I. N. R. A.
- SCHOCH (P. G.) et DANCETTE (Cl.). — Utilisation de l'évaporomètre Piche pour le calcul de l'évapotranspiration potentielle. *Agronomie Tropicale*, extrait du n° 9; septembre 1968, p. 967-973, 2 fig., 1 tabl. et bibl.
- RIOU (Ch.), 1967. — Calcul de l'évaporation par la méthode du bilan énergétique en zone sahélienne. Premières mesures d'ETP en République du Tchad. Cahiers ORSTOM, série hydrologie, vol. IV, n° 2.
- RIOU (Ch.) et DUBOIS (G. J.), 1967. — Estimation de la part des énergies rayonnantes et advective dans l'évaporation sous climat sahélien. Cahier ORSTOM, série hydrologie, vol. IV, n° 2.
- SIRCOULON (J.), 1967. — Mise à jour des mesures d'évaporation sur Bac colorado en Côte-d'Ivoire. Cahier ORSTOM, série hydrologie, vol. IV, n° 2.
- SCHOCH (P. G.), 1966. — Influence sur l'évapotranspiration potentielle d'une strate arborée au Sénégal et conséquences agronomiques. *Agron. Trop.*, n° 11, p. 1283-1290.
- STATION EXPERIMENTALE D'HYDRAULIQUE AGRICOLE DE MOGTEDO. Rapport fin de campagne année 1968-69, République de Haute-Volta.
- ENQUÊTE AGRO-ÉCOLOGIQUE EN AFRIQUE OCCIDENTALE préparée par PAPADAKIS (J.). — F. A. O. 1965, Vol. II: Atlas.
- ELDIN (M.) et DAUDET (A.), 1967. — ÉTUDE DE REBOISEMENT ET DE PROTECTION DES SOLS. Notice explicative des cartes climatologiques O. R. S. T. O. M. Centre d'Adiopodoumé. République de Côte-d'Ivoire.
- COCHEMÉ (J.) et FRANQUIN (P.). — Rapport technique sur une étude d'agroclimatologie de l'Afrique sèche au sud du Sahara, en Afrique occidentale. Projet conjoint d'agroclimatologie FAO/UNESCO/OMM Rome 1967, 325 pages, nb fig. 6 tblx et bibl.
- Mc CULLOCH (J. S. G.). — Tables for the rapid computation of the Pennan estimate of evaporation. *E. Afr. agric. For. J.*, 30 (3), 1965, p. 286-295, 11 refs, 10 tblx.
- MALICK (M.). — Applications des méthodes de THORNTHWAITE à l'étude agronomique des climats du Gabon. Monogr. de la Météo. Nat., n° 16, Paris, 1959. 83 pages.