L'AGRONOMIE
TROPICALE

Extrait du n° 9
SEPTEMBRE 1968

UTILISATION DE L'ÉVAPOROMÈTRE PICHE POUR LE CALCUL DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE

par

P.G. Schoch
Station centrale de Bioclimatologie
Versailles (INRA), France

Cl. Dancette
Centre de Recherches Agronomiques
Bambey (IRAT), République du Sénégal

UTILISATION DE L'ÉVAPOROMÈTRE PICHE POUR LE CALCUL DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE *

par

P.G. SCHOCH
Station centrale de Bioclimatologie
Versailles (INRA), France

Cl. DANCETTE
Centre de Recherches Agronomiques
Bambey (IRAT), République du Sénégal

INTRODUCTION

Pour mener à bien les techniques agricoles et notamment l'irrigation, il est de plus en plus nécessaires de connaître les besoins en eau des cultures. Un excès d'eau étant quelquefois aussi néfaste qu'un déficit, il est indispensable de connaître l'évapotranspiration maximale ou potentielle (ETP) susceptible d'être perdue par un couvert végétal continu, abondant et homogène, bien alimenté en eau sous un climat donné. C'est ainsi que de nombreux Auteurs se sont efforcés de mettre au point des formules pour le calcul de l'ETP à l'échelle agricole. Se fondant sur des considérations théoriques concernant le bilan d'énergie au sol, BOUCHET (1964) a relié l'ETP aux données climatiques classiques et a déterminé une formule, dite du « Piche corrigé », de calcul de l'ETP à l'échelle de la journée, mettant en jeu un coefficient α dépendant, entre autres, de l'aridité de la région.

Par des mesures directes d'ETP sur lysimètres et des mesures climatiques simples en trois stations au Sénégal, nous avons pu calculer α pour un type d'abri donné et mettre en évidence une relation simple entre ce coefficient et la différence entre la température minimale de l'air et celle du point de rosée qui traduit l'aridité de la région.

Avant d'aborder les résultats expérimentaux, on rappelle la formule théorique de PENMAN et la formule dite du « Piche corrigé » qui peut en découler par suite de certaines hypothèses simplificatrices.

I) CALCUL DE L'ETP A PARTIR DE L'EVAPORATION SOUS ABRI

En établissant le bilan d'énergie à la surface d'une nappe d'eau libre, PENMAN a proposé une formule permettant de calculer l'évaporation. La généralisation de cette formule à un couvert végétal continu bien irrigué permet d'écrire :

$$ETP = \frac{(Rn/L)\,F'(\Theta) + \gamma\,Ea}{F'(\Theta) + \gamma} \qquad (1)$$

Expression dans laquelle :

- ETP = Evapotransporation potentielle.
- Rn = Rayonnement net.
- Ea = Pouvoir évaporant de l'air (évaporation au niveau d'une surface d'eau libre qui serait à la température de l'air).
- $F(\Theta)$ = Tension de vapeur saturante de l'air à la température Θ.
- $F'(\Theta)$ = Dérivée de $F(\Theta)$ par rapport à Θ.
- γ = Constante de BOWEN.
- L = Chaleur latente de vaporisation de l'eau.

* Note présentée au IIe Congrès international d'Agrométéorologie, Leipzig (20-24 septembre 1967) et publiée avec l'autorisation du Professeur HESSE, organisateur de ce Congrès.

Cette expression peut se mettre sous la forme :

$$ETP = Ea\ [k_1 \frac{Rn}{L\ Ea} + k_2] \qquad (2)$$

dans laquelle $k_1 = \frac{F'(\Theta)}{F'(\Theta) + \gamma}$ et $k_2 = \frac{\gamma}{F'(\Theta) + \gamma}$

La formule du Piche corrigé revient à admettre que le terme entre crochets est une constante α_1, donc à poser :

$$ETP = \alpha_1\ Ea \qquad (3)$$

et à estimer Ea à partir de l'évaporation mesurée sous abri météorologique à l'aide de l'évaporomètre Piche Ep. On élimine ainsi le terme Rn difficile à mesurer à l'échelle de la journée.

Sous l'abri, on peut en effet considérer, en première approximation, que le rayonnement net Rn est nul et la relation (2) donne, en remplaçant ETP par Ep :

$$Ep = k_2\ Ea'$$

Ea' étant le pouvoir évaporant de l'air sous l'abri météorologique, d'où l'on tire :

$$Ea' = \frac{Ep}{k_2} = Ep\ [1 + \frac{F'(\Theta)}{\gamma}] \qquad (4)$$

On peut admettre que les termes Ea et Ea' sont proportionnels, le coefficient de proportionnalité α_2 étant dans le rapport des vitesses du vent au niveau du sol et sous l'abri. Il varie donc surtout avec le type d'abri et sa hauteur au-dessus du sol.

On peut alors écrire :

$$ETP = \alpha_1\ \alpha_2\ Ep\ [1 + \frac{F'(\Theta)}{\gamma}] \qquad (5)$$

Une table donnant les valeurs de $1 + \frac{F'(\Theta)}{\gamma}$ en fonction de Θ est donnée en annexe.

Nous avons admis plus haut que le terme α_1 était constant ; or, il est fonction, à une température donnée, du rapport $\frac{Rn}{Ea}$, lui-même fonction du rapport $\frac{ETR}{ETP}$ de l'évapotranspiration réelle à la potentielle qui traduit l'aridité de la région. Si l'on peut admettre, en région subhumide, que ce dernier rapport est, à l'échelle de la journée, sensiblement constant et peu inférieur à 1, il en est différemment en région désertique. Lorsque ETR est nul, le rayonnement net Rn sur vingt-quatre heures est très faible et le coefficient α_1 tend vers la valeur k_2. Au contraire, en région très humide, ETR est très voisin de ETP, Rn devient grand par rapport à Ea et α_1 augmente.

En région subtropicale, caractérisée par une longue saison sans pluie et une saison à pluviosité très abondante, on peut donc s'attendre à observer une variation importante du coefficient α_1 suivant la saison. Ne pouvant séparer les coefficients α_1 et α_2, on a étudié les variations de leur produit $\alpha = \alpha_1 . \alpha_2$ en fonction du temps. Le même type d'abri ayant été utilisé au cours de cette étude, on peut considérer que α_2 est constant et que les variations de α sont proportionnelles à celles de α_1.

On a ensuite essayé de relier les variations de α à une donnée climatique simple traduisant assez bien l'aridité de la région : la différence entre les températures minimale de l'air et du point de rosée.

II) ETUDE EXPERIMENTALE DES VARIATIONS DE α

La comparaison systématique de l'évaporation corrigée sous abri et de l'évapotranspiration potentielle mesurée permet de calculer α pour un type d'abri.

$$\alpha = \frac{ETP}{Ep\left[1 + \frac{F'(\Theta)}{\gamma}\right]}$$

Ainsi, on a pu déterminer α au Sénégal pour trois stations à climat très différent sur des périodes décadaires ou normales en considérant les données des évapotranspiromètres sur la décade ou le mois et la somme journalière de Ep corrigé :

Richard-Toll (Lat. 16° 27' N, Long. 15° 42' W, Alt. 3 m ; pluviométrie annuelle : 300 mm en trois mois).

Bambey (Lat. 16° 29' N, Long. 14° 42' W, Alt. 17 m ; pluviométrie annuelle : 650 mm en quatre mois).

Séfa (Lat. 12° 50' N, Long. 16° 35' W, Alt. 40 m ; pluviosité annuelle : 1.300 mm en cinq mois).

1) VARIATION DE α AVEC L'ARIDITE DE LA REGION

Les résultats expérimentaux (fig. 1) permettent de mettre en évidence, comme le prévoyait l'étude théorique, la variation de α avec l'aridité de la région, α diminue lorsque l'aridité et l'évaporation sous abri augmentent. Il existe ainsi un phénomène de compensation entre la variation de α et celle de Ea découlant de l'expression (4).

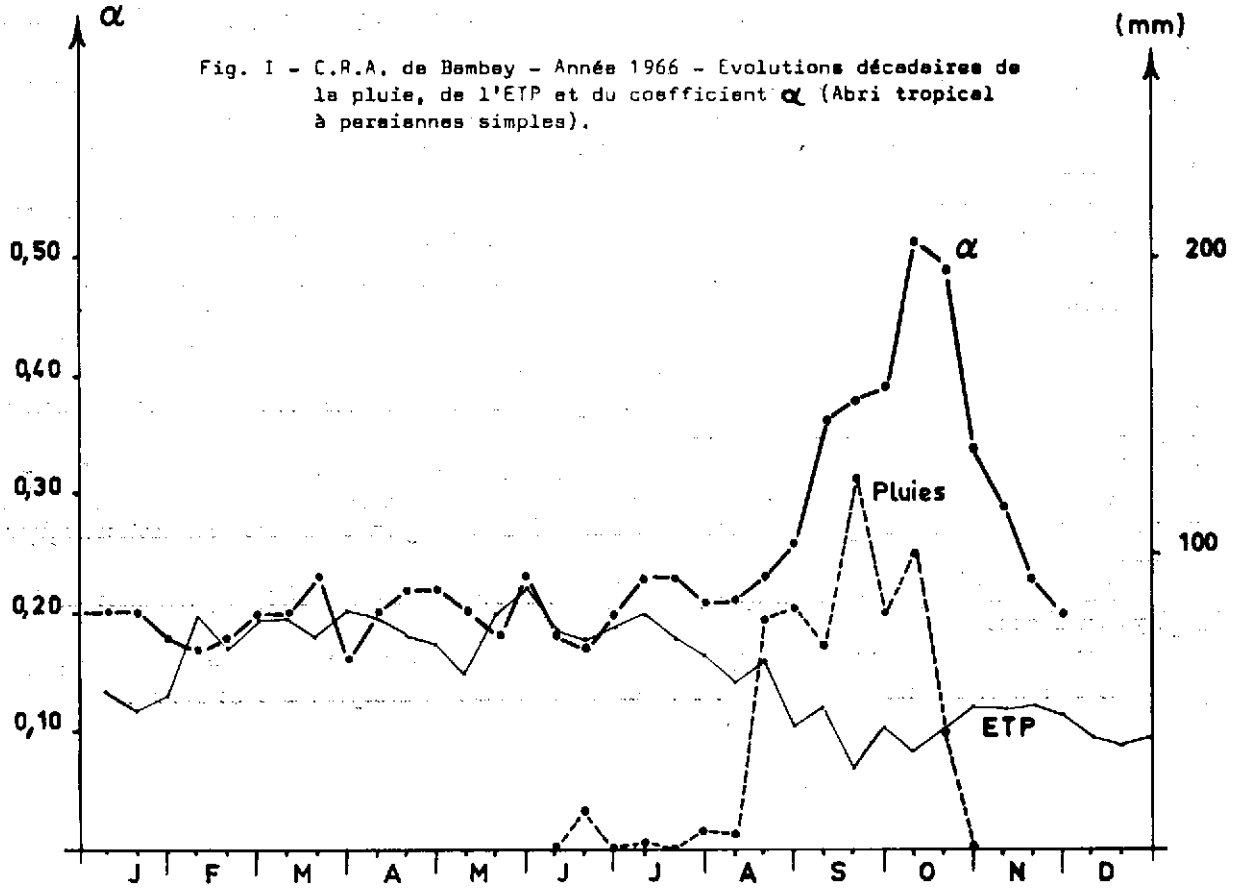

Fig. I - C.R.A. de Bambey - Année 1966 - Evolutions décadaires de la pluie, de l'ETP et du coefficient α (Abri tropical à persiennes simples).

En saison sèche, lorsque l'évapotranspiration réelle est nulle (ETR = 0), le rayonnement net est faible et correspond au flux de chaleur sensible, α est plus ou moins constant et sa valeur reste faible.

En saison humide, par contre, l'évapotranspiration réelle est égale à la potentielle (ETR = ETP), Rn est grand par rapport à Ea, la valeur de α augmente considérablement et à la limite lorsque Ea tend vers zéro (déficit de saturation nul), α devrait selon l'expression (4) tendre vers l'infini (k_1 et k_2 ne dépendant que de la température de l'air et du point de rosée).

2) RELATION ENTRE α ET DEUX DONNEES METEOROLOGIQUES SIMPLES

Bien que les mesures décadaires d'ETP sur lysimètre à drainage étaient rudimentaires dans les trois stations expérimentales, il a semblé utile d'essayer de relier les valeurs de α à des données météorologiques relevées sous abris.

Les variations de α étant liées à l'aridité de la région, il fallait trouver un critère simple de cette aridité. Bouchet, à la suite d'un raisonnement portant sur le bilan d'énergie, suggéra de considérer l'évolution de l'humidité des masses d'air au cours du temps par rapport aux températures. Nous avons alors pris l'écart entre la température minimale et le point de rosée (fig. 2). Pour des raisons de commodité d'observation, nous avons utilisé le point de rosée au moment du déficit de saturation maximum de la journée. Lorsque cette différence est largement positive, le déficit de saturation est grand, la valeur de α est faible et ne diminue que légèrement avec une augmentation de la différence des deux températures. En revanche, α augmente rapidement lorsque cette différence devient négative.

On peut schématiquement distinguer trois cas sur l'axe des abscisses :

$\Theta_r > \Theta_m$ correspond à ETR # ETP
$\Theta_m > \Theta_r > \Theta_m - 2{,}5$ correspond à ETR < ETP
$\Theta_r \ll \Theta_m$ correspond à ETR # 0

La position relative de Θ_r et Θ_m constituerait donc un critère d'aridité.

La dispersion des valeurs de α pour une même différence de température ($\Theta_m - \Theta_r$) est variable selon la saison.

En effet, l'erreur sur ETP en saison des pluies est de l'ordre de ± 20 mm par mois en raison de la mesure même d'ETP et de l'erreur d'évaluation des fortes pluies. Mais en saison sèche, par contre, les difficultés à maintenir un gazon en bon état de végétation entraînent une erreur mensuelle de l'ordre de ± 15 mm.

L'erreur sur le calcul de Ea résulte, d'une part, de l'erreur de l'évaporomètre Piche, ± 3 à 4 mm par mois, et, d'autre part, de l'erreur sur les températures, ± 4/10 de degré.

L'erreur sur α à l'échelle du mois atteint environ ± 20 % en saison humide et ± 15 % en saison sèche.

Ainsi, la difficulté de mesurer correctement ETP introduit une erreur importante dans l'évaluation du coefficient α. L'erreur faite sur l'axe des abscisses ($\Theta_r - \Theta_m$) de l'ordre de ± 4/10 de degré est faible. L'ensemble des erreurs contribue à expliquer, sans les justifier totalement, les fluctuations des points autour de la courbe d'ajustement.

Il est toutefois assez remarquable de constater que dans trois stations distantes de 500 km, présentant des climats à bilan hydrique très différents, le coefficient α suit une variation systématique qui peut s'exprimer, comme prévu, à partir de l'aridité de la région et de mesures météorologiques très simples.

L'abri utilisé (à persiennes simples) était peu différent de l'abri ONM, à persiennes doubles, employé en France.

A Versailles, où à l'échelle hebdomadaire Θ_r reste voisin de Θ_m d'avril à octobre, il est remarquable de retrouver la valeur $\alpha = 0{,}37$ sensiblement constante et indépendante de l'année.

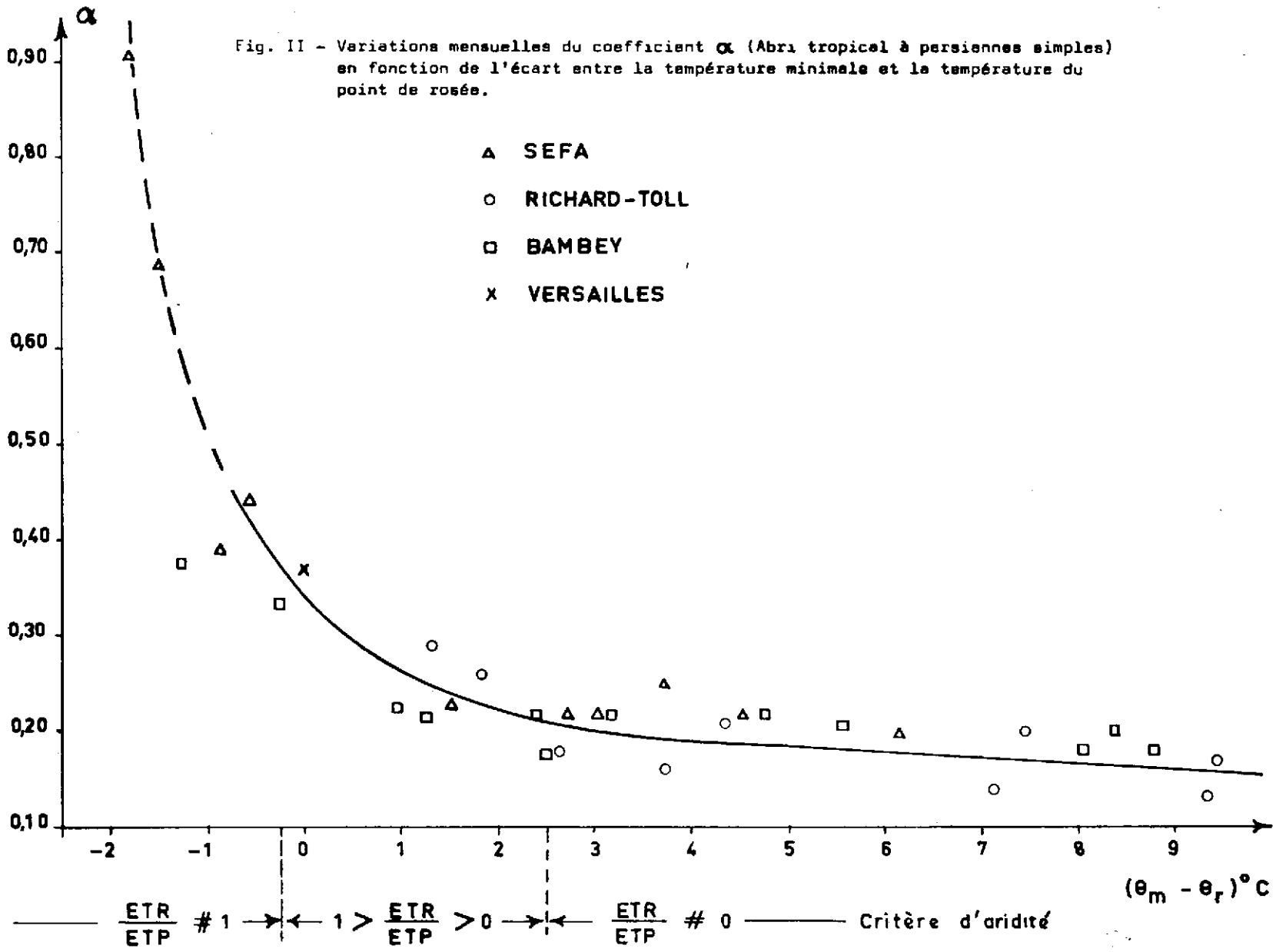

Fig. II - Variations mensuelles du coefficient α (Abri tropical à persiennes simples) en fonction de l'écart entre la température minimale et la température du point de rosée.

III) CONCLUSION

La formule du Piche corrigé pour le calcul de l'ETP faisait ressortir une variation d'un coefficient expérimental en fonction du rapport d'aridité $\frac{ETR}{ETP}$.

Nous avons pu établir cette variation systématique. Elle constituait un handicap pour l'utilisation de la formule. On a donc recherché à utiliser cette variation avec un critère d'aridité simple. L'écart de température entre le minimum et le point de rosée peut constituer une première approche de ce rapport d'aridité.

L'introduction de la variation de α élimine l'inconvénient d'avoir une mesure qui dépendait pour l'essentiel de la vitesse du vent.

Une expérimentation plus précise serait nécessaire. En outre, elle mériterait d'être étendue à d'autres régions. Cette étude doit notamment être entreprise à Versailles en utilisant des évapotranspiromètres donnant l'ETP avec plus de précision et sur des échelles de temps plus courtes.

Si ces premiers résultats se confirmaient, on aurait la possibilité d'évaluer à partir de simples mesures météorologiques sous abri (évaporomètre Piche, températures minimales, maximales et Θ_r) non seulement ETP mais également ETR et l'aridité de la région.

ANNEXE

TABLE DONNANT $1 + \frac{F(\Theta)}{\gamma}$ EN FONCTION DE Θ

Θ	$[1 + \frac{F(\Theta)}{\gamma}]$	Θ	$[1 + \frac{F(\Theta)}{\gamma}]$	Θ	$[1 + \frac{F(\Theta)}{\gamma}]$	Θ	$[1 + \frac{F(\Theta)}{\gamma}]$	Θ	$[1 + \frac{F(\Theta)}{\gamma}]$	Θ	$[1 + \frac{F(\Theta)}{\gamma}]$
0,0	1,81	5,0	2,11	10,0	2,49	15,0	2,97	20,0	3,59	25,0	4,36
0,5	1,84	5,5	2,14	10,5	2,53	15,5	3,03	20,5	3,66	25,5	4,45
1,0	1,87	6,0	2,17	11,0	2,57	16,0	3,08	21,0	3,73	26,0	4,54
1,5	1,89	6,5	2,21	11,5	2,62	16,5	3,14	21,5	3,80	26,5	4,63
2,0	1,92	7,0	2,25	12,0	2,66	17,0	3,20	22,0	3,88	27,0	4,72
2,5	1,95	7,5	2,28	12,5	2,71	17,5	3,26	22,5	3,96	27,5	4,82
3,0	1,98	8,0	2,32	13,0	2,76	18,0	3,32	23,0	4,03	28,0	4,92
3,5	2,01	8,5	2,36	13,5	2,81	18,5	3,39	23,5	4,11	28,5	5,01
4,0	2,04	9,0	2,40	14,0	2,86	19,0	3,45	24,0	4,20	29,0	5,11
4,5	2,07	9,5	2,44	14,5	2,92	19,5	3,52	24,5	4,28	29,5	5,22

D'après R.-J. BOUCHET (1964), p. 204.

La température Θ à prendre en considération est la moyenne entre la température moyenne de l'air et celle du point de rosée.

BIBLIOGRAPHIE

BOUCHET (R.J.), 1964. Evapotranspiration réelle, évapotranspiration potentielle et production agricole. « *L'eau et la production végétale* », 151-232, Institut National de la Recherche Agronomique, Paris.
PENMAN (H.L.), 1956. Evaporation: an introductory survey. *Netherl. J. Agric. Sci.*, 4, 9-30.

RESUME. — *La formule dite du « Piche corrigé » permettant le calcul de l'évapotranspiration (ETP) au niveau des cultures met en jeu un coefficient α qui varie énormément avec l'aridité de la région.*

Par des mesures directes d'ETP sur lysimètres et des mesures climatiques simples en trois régions du Sénégal : Richard-Toll, Bambey et Séfa, les Auteurs ont pu calculer α pour un type d'abri météorologique donné et mettre en évidence une relation simple entre ce coefficient et la différence entre la température minimale de l'air et celle du point de rosée de l'air sous abri, différence qui traduit ainsi l'aridité de la région.

Ainsi, si les premiers résultats obtenus se confirmaient, on aurait la possibilité d'évaluer à partir de mesures météorologiques sous abri (évaporomètre Piche, températures minimales, maximales et point de rosée) non seulement ETP, mais également ETR et l'aridité de la région.

SUMMARY.—*USE OF THE PICHE EVAPORIMETER TO CALCULATE THE POTENTIAL EVAPOTRANSPIRATION.*

The formula known as "modified Piche" used to evaluate the potential evapotranspiration (PET) at the crop level introduces a α coefficient considerably varying with the aridity area.

By direct measurements of PET on lysimeters and simple climatic measurements in 3 areas of Senegal: Richard-Toll, Bambey and Sefa, the writers have been able to calculate α for a given type of weather shelter and to point out a simple correlation between this coefficient and the difference between the minimum temperature of air and that of the dew point of air under schelter, a difference which expresses the area aridity.

Thus, if the first results were confirmed, it would be possible to determine from the weather data obtained under shelter (Piche evaporimeter, minimum and maximum temperatures and dew point) not only PET but also RET and the aridity of the area.

RESUMEN. — *EMPLEO DEL EVAPOROMETRO DE PICHE PARA CALCULAR LA EVAPOTRANSPIRACION POTENCIAL.*

La fórmula de « Piche corregido », que permite calcular la evapotranspiración potencial (ETP) al nivel de los cultivos, hace intervenir un coeficiente α que varía en relación con la aridez de la región estudiadas.

Los Autores han medido directamente la ETP en lisímetros, efectuando también mediciones climáticas sencillas en tres regiones de Senegal : Richard-Toll, Bambey y Sefa. Teniendo en cuenta estos datos, se ha podido calcular α para un tipo determinado de abrigo meteorológico, y se ha observado una relación simple entre dicho coeficiente y la diferencia entre la temperatura mínima del aire y la del « punto de rocío » del aire bajo el abrigo (esta diferencia indica por tanto la aridez de la región).

Por consiguiente, si se confirmasen los primeros resultados obtenidos, existiría una posibilidad de basarse en mediciones meteorológicas bajo abrigo (evaporómetro de Piche, temperaturas mínimas, máximas y « punto de rocío ») para calcular tanto la ETP como la ETR y la aridez de la región estudiada.