

POTENTIAL EVAPOTRANSPIRATION ESTIMATE IN NORTHERN ALGERIA

M. Ladjel

L. R. H. A. E., University of Bejaia, Algeria

Received: 30 August 2020 / Accepted: 02 December 2020 / Published online: 01 May 2021

ABSTRACT

The estimation of potential evapotranspiration requires data from measurements on specialized meteorological stations. The objective of this research is to establish a relationship between the values of potential evapotranspiration and air temperatures. Air temperatures are the generating and dominant factor. The research should lead to a simple formula, with the minimum number of parameters, allowing the ETP to be evaluated. The reference data are the values of the potential annual and monthly evapotranspiration, calculated by the modified Penman-Monteith method. On the basis of a suitable grapho-analytical analysis of the dependencies between the values of the potential evapotranspiration and the average air temperatures, we try to come up with a simple formula. The expected objective of obtaining a formula allows the ETP to be determined on the basis of standard temperature data, at any point in northern Algeria and throughout the Maghreb.

Keywords: Climate, potential evapotranspiration, actual evapotranspiration, temperature.

Author Correspondence, e-mail : ladjel_mahmoud@yahoo.fr

doi: <http://dx.doi.org/10.4314/jfas.v13i2.3>

1. INTRODUCTION

Le manque des ressources en eau douce ralentit le développement socio-économique d'un pays. Un développement continu exige une gestion rationnelle de ces ressources réduites, par rapport aux besoins. Il s'avère indispensable de maîtriser la genèse de l'écoulement fluvial, le régime hydrologique des oueds et de confectionner des outils scientifiques de gestion de cette ressource. Dans un bassin versant, l'écoulement fluvial est conditionné fondamentalement par les facteurs climatiques : les précipitations P , l'évapotranspiration réelle ETR , certains

facteurs de surface ainsi que des facteurs sous-jacents. Dans les grands bassins versants, les pertes d'eau par filtration en profondeur sont quasi nulles, d'où l'écoulement fluvial est égal à l'écoulement climatique $E = E_{\text{clim}}$, vu que les pertes d'eau sont causées uniquement par l'évapotranspiration, soit : $E_{\text{clim}} = P - ETR$ [1]. Avec la diminution de la superficie des bassins versants, les pertes d'eau par filtration augmentent progressivement, alors que les pertes par évapotranspiration ETR_{BV} deviennent inférieures à l'évapotranspiration régionale ETR [2]. Ainsi, le poids de l'évapotranspiration s'avère important dans le bilan hydrique d'un bassin versant et l'analyse quantitative de l'écoulement dépend de la contribution de l'évapotranspiration potentielle ETP [3].

L'évapotranspiration de la surface d'un bassin versant est l'une des principales composantes du bilan hydrique [4] et elle y représente une grande quantité. Cependant, il n'existe pas encore de méthode satisfaisante pour estimer l'évapotranspiration à l'échelle du bassin versant [12].

Le caractère de la genèse de l'évapotranspiration, la variabilité des caractéristiques physico-géographiques des bassins versants, l'état de disponibilité de données nécessaires pour le calcul ont contribué au développement de beaucoup de méthodes de calcul de l'évapotranspiration. On peut distinguer les méthodes basées sur l'équation de couplage de l'évapotranspiration réelle et de la précipitation, en tenant compte de l'évapotranspiration potentielle [4]. L'évapotranspiration potentielle ETP est considérée dans des conditions météorologiques données à partir d'une surface sous-jacente suffisamment humide. Beaucoup de formules de calcul de l' ETP ont été développées [5-11]. Le concept de l' ETP représente la demande évaporatoire de l'atmosphère [3]. En général, la variable ETP est estimée à l'aide de méthodes, qui utilisent la température de l'air, la vitesse du vent, l'humidité relative de l'air et la durée d'insolation.

Thornthwaite a été le premier qui a formulé le concept de l' ETP : « Il y a une distinction entre le volume d'eau qui est effectivement évapotranspiré et celui qui pourrait être évapotranspiré, s'il était disponible » [13]. En même temps, Penman a établi une formule de l' ETP combinant les principes physiques du bilan d'énergie et des ajustements empiriques issus de formules aérodynamiques [14]. Plus tard, il considère implicitement que l' ETP représente la valeur maximale de l' ETR [15]. D'autre part, pour Bouchet, l' ETP est « l'eau susceptible d'être perdue dans des conditions données quand l'eau n'est pas un facteur limitant » [16]. De même, Morton énonce : « L'évapotranspiration potentielle peut se définir comme l'évapotranspiration qui se produirait sur une surface maintenue humide sous des conditions

d'absorption de rayonnement régional, de transfert de vapeur et de chaleur, dont l'aire est assez petite pour que les transferts de chaleur et de vapeur d'eau de la surface n'aient pas d'influence significative sur le pouvoir évaporant de l'atmosphère » [17]. L'Organisation Mondiale de la Météorologie [16], considère que la demande évaporatoire peut être estimée directement par mesure de l'évaporation de l'eau d'un bac, ou à l'aide de lysimètres si l'on considère l'état des paramètres de surface [18]. Ainsi, Granger définit l'ETP comme « le taux d'évaporation qui se produirait si la surface était portée à saturation et les paramètres atmosphériques et la température de surface étaient maintenus constants » [19].

Les méthodes d'estimation de l'ETP peuvent être groupées dans plusieurs catégories incluant notamment les équations du bilan d'énergie, aérodynamiques, combinatoires (dérivées de Penman). La plupart de ces équations peuvent être adaptées à une utilisation dans des climats similaires à ceux où elles ont été développées [3]. Il arrive souvent qu'on utilise une équation développée pour déterminer l'évaporation d'une surface humide (ou d'eau libre) pour estimer l'ETP [20].

On dénombre cinq classes de méthodes d'estimation de l'ETP: bilan hydrique, aérodynamique, combinatoires, rayonnement, et température [21]. Les méthodes du bilan hydrique pour déterminer l'ETP font appel aux techniques courantes : les bacs à évaporation, l'évaporomètre Piche et les mesures lysimétriques. Les méthodes aérodynamiques utilisent le concept du mouvement de la vapeur d'eau de la surface évaporante vers l'atmosphère et dérivent donc de la physique même du phénomène. Les méthodes issues des travaux de Penman [14] sont aujourd'hui les plus utilisées. Elles sont la référence pour nombre d'institutions dont WMO [12, 18].

La formule de Penman-Monteith peut être considérée comme la première tentative de schématisation des transferts sol-végétation-atmosphère et reste le modèle le plus simple à mettre en œuvre [23].

Pour Budyko, la quantité de l'ETP dépend directement de l'apport de chaleur à la surface d'évaporation, c'est-à-dire de son bilan radiatif. Il a montré que $ETP = \frac{R_o}{L}$, où R_o est le bilan radiatif de la zone humide, L est la chaleur latente d'évaporation [7]. Puisque la détermination du bilan radiatif des bassins versants est difficile, en raison de la rareté de stations météorologiques spécialisées; par conséquent, des méthodes empiriques ont été développées pour déterminer l'ETP sur la base de l'utilisation des informations hydrométéorologiques du réseau [6, 25, 26].

Il existe un autre groupe de méthodes de calcul de l'ETP basées sur la température, plus simples et utilisant des coefficients obtenus empiriquement. Ces formules permettent l'indépendance de la collecte d'informations climatiques supplémentaires que limite généralement en nombre et en diversité les stations climatiques utilisées. Ces méthodes sont critiquées mais très largement utilisées [28]. Nous citons à titre illustratif trois équations, correspondant à cette classe : les formules de Thornthwaite, de Blaney-Criddle et de Linacre. La formule de Thornthwaite [13] est la plus utilisée, mais d'après Shaw, elle tend à surestimer les valeurs d'ETP, en période estivale [28]; alors que la formule de Blaney et Criddle [29] conduit généralement à une sous-estimation de l'ETP en région aride et à une surestimation de celle-ci en région humide [21]. Linacre a proposé une formule simplifiée, qui s'applique au cas d'une végétation bien alimentée en eau avec un albédo d'environ 0.25 et intègre la latitude et l'altitude de façon directe [30]. Xu et Singh retiennent en particulier les formules de Blaney-Criddle, Hargreaves et Thornthwaite en utilisant des coefficients corrigés [21]. Aujourd'hui, la méthode de Penman [14] reste la référence pour nombre d'institutions [18,22], dans beaucoup de pays et elle est utilisée en modélisation pluie-débit, puisqu'elle fournit une formule assez facile d'utilisation, basée sur des principes physiques [22]. Aussi, des dépendances de la forme $ETP = f(T)$, où T est la moyenne de température de l'air, ont été proposées par Turc et Postnikov [31]. Dans les conditions de la République de Carélie, la dépendance $ETP = f(T)$ est exprimée par un polynôme de second degré :

$$ETP = 329 + 62t_o + 2.14t_o^2 [4].$$

Dans les pays du Maghreb, on utilise souvent la formule dite de Penman-FAO, dont les estimations de l'ETP sont retenues comme valeurs de référence. En Algérie, sur la base des données de 45 stations climatologiques, l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) a obtenu une formule empirique, qui permet d'évaluer l'ETP mensuelle, à partir de la seule mesure de la température moyenne mensuelle correspondante, de la connaissance du mois et de la position géographique [33]:

$$ETP_{ANRH} = k_r k_m (H - 187)(0.032t + 0.077) \quad (1)$$

avec:

k_r - coefficient régional, donné pour chacune des 45 stations climatologiques, k_m - coefficient mensuel, H - durée théorique mensuelle d'insolation (en heures par mois), elle s'exprime en fonction des Y Lambert selon les formules données dans le tableau IV, t - température moyenne mensuelle pour le mois considéré, exprimée en °C .

La durée H_i est liée linéairement avec la latitude Y : $H_i = a_i Y + b_i$, avec : Y - latitude, en coordonnée Lambert zone Nord-Algérie (en kilomètre).

Les paramètres mensuels a_i et b_i sont données dans le tableau 1.

Tableau 1. Les valeurs mensuelles des paramètres a_i et b_i

Mois	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
a_i	-	-	-	0,009	0,020	0,024	0,023	0,014	0,003	-	-	-
b_i	315	307	371	389	429	429	436	414	370	351	311	308

Les valeurs du coefficient mensuel k_m sont donnés dans le tableau 2.

Tableau 2. Les valeurs mensuelles du coefficient k_m

Mois	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
k_m	0.96	1.22	1.11	1.17	1.02	1.00	0.97	0.97	0.98	0.90	0.90	0.86

Il faut rappeler, que l'application de la formule de Penman nécessite des données appropriées. Les mesures de la température de l'air, de l'humidité relative, de la vitesse du vent et du rayonnement se réalisent au niveau des stations climatologiques spécialisées, dont le nombre est très réduit dans beaucoup de pays. Cette insuffisance motive le développement de formules simples, en utilisant seulement la température de l'air, dont la mesure est assez fiable et généralement disponible.

2. REGION D'ETUDE ET MATERIEL

La partie Nord de l'Algérie se trouve au contact de deux grands domaines géographiques : la zone méditerranéenne et le Sahara. Deux chaînes de montagnes aux formes vigoureuses encadrent les Hautes Plaines intérieures, où quelques montagnes isolées dominent de vastes cuvettes, dont le fond est souvent occupé par des lacs d'eau saumâtre (Sebkha). Au sud des Hautes Plaines et au contact du Sahara, se trouve la chaîne de l'Atlas saharien.

La végétation, composée principalement d'essences méditerranéennes, est formée de forêts de chênes verts, de chênes-lièges et de pins d'Alep ou rabaissée en maquis et en garrigues. Les nappes d'alfa couvrent les étendues steppiques. Les Hautes plaines renferment des plaines arides, qui marquent la limite entre l'influence du climat méditerranéen et la steppe. Certaines régions de montagnes appartiennent au bioclimat humide à cause de la diminution de l'amplitude thermique.

Le climat méditerranéen, long de la côte, se caractérise par une période sèche estivale prolongée, par une pluviométrie irrégulière et des écarts importants de température. Le climat

de la bande vallonnée et montagneuse de l'Atlas est légèrement plus continental et modérément pluvieux. La quantité de précipitations est plus faible dans l'ouest du pays, où elle varie de 300 à 400 mm par an, et donc le paysage est plus aride, et au centre et à l'Est elle devient plus importante, où elle varie de 600 à plus de 1000 millimètres dans les montagnes. En revanche, la température sur le littoral est presque la même : la température quotidienne moyenne en hiver est d'environ 11,5 ° C, et en été d'environ 25,5 ° C. Cependant, parfois, le vent chaud "Chehili" souffle plus souvent au printemps et en automne, provoquant une forte hausse de l'évapotranspiration. Les données utilisées dans cette recherche, sont :

1- les valeurs de l'évapotranspiration potentielle moyennes interannuelles, au niveau des principales stations météorologiques qui sont tirées de la carte établie par l'Agence Nationales des Ressources Hydrauliques en 1996 [32].

2- les températures moyennes mensuelles, durant la période, allant de 1982 à 2019 (37 ans), sont collectées sur Internet, dans le site <https://www.infoclimat.fr/> pour les valeurs mensuelles et dans le site <https://freemeteo.fr/> pour les valeurs journalières. La qualité de ces valeurs moyennes des températures mensuelles est presque la même des valeurs des observations effectuées par l'Office National de Météorologie et par l'Agence Nationale des Ressources Hydraulique.

3- les données des évapotranspirations potentielles mensuelles sont obtenues par l'application de la formule de l'Agence Nationale des Ressources Hydraulique (ANRH) [36], fondée sur les estimations de l'ETP par la formule Penman, pour 19 stations climatologiques réparties sur l'ensemble de la zone d'étude. Au total les calculs ont pu être menés sur 1596 "stations-mois" (près de 50 000 jours) [15. 23].

3. METHODE DE RECHERCHE

Le recours au concept de l'évapotranspiration potentielle (ETP) pour déterminer l'évapotranspiration réelle (ETR) reste presque systématique pour beaucoup de modèles de calculs hydrologiques de l'écoulement fluvial, Dans un système solide contenant une quantité limitée d'humidité qui est disposée à s'évaporer directement ou par voie de la transpiration de la couverture végétale. Les facteurs physiques (mécaniques et énergétiques) qui conditionnent la genèse de l'évapotranspiration, sont les mêmes que ceux qui provoquent l'évaporation physique. Dans les petits bassins versants, on accepte que l'estimation ponctuelle de l'ETP donne une approximation vraisemblable de la valeur de l'ETP. Alors que pour les grands bassins versants, l'estimation de l'ETP est une moyenne pondérée des valeurs ponctuelles de

ETP, estimées au niveau des différentes stations météorologiques, c'est-à-dire qu'on tient compte de la répartition spatiale de l'état physique de la surface du bassin versant.

La méthode de recherche proposée consiste à analyser graphiquement les dépendances génétiques pour établir la relation entre les valeurs de l'ETP annuelles et mensuelles avec les températures de l'air moyennes correspondantes, en tant que facteur déterminant. Les données des ETP moyennes interannuelles sont tirées directement de la carte [32], alors que les valeurs mensuelles sont calculées par de la formule recommandée par l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques, dont les résultats des calculs, pour les 45 stations climatologiques fonctionnelles, sont considérés avec une irréprochable concordance avec ceux obtenus par la formule de Penman, à partir des seules températures moyennes mensuelles [33].

3.1. Rétablissement de la série des ETP annuelles

Dans les conditions climatiques semi-arides, l' ETP_o moyenne interannuelle correspond à un potentiel pluviométrique limité et une température moyenne interannuelle t_o de la localité. Et toute variation de température provoque une variation proportionnelle de cette évapotranspiration. Pour mettre en évidence la répartition climatique spatiale, on exprime les

températures et l'évapotranspiration respectivement sous forme de modules: $k_{t,i} = \frac{t_{a,i}}{t_o}$ et

$k_{ETP,i} = \frac{ETP_{a,i}}{ETP_o}$, où: $t_{a,i}$ - température moyenne de l'année i , en °C ; t_o - température moyenne

interannuelle, en °C, $ETP_{a,i}$ - évapotranspiration potentielle de l'année i et ETP_o - évapotranspiration moyenne interannuelle.

Compte tenu de l'influence prépondérante de la chaleur sur l'évapotranspiration potentielle [4, 11, 13, 29, 31, 38, 40], dans les conditions physico-thermiques d'une localité donnée, nous cherchons la relation entre les modules de l'ETP et ceux des températures, soit $k_{ETP,i} = f(k_{t,i})$. Si on adopte une relation linéaire, on obtient l'égalité des deux modules

$k_{ETP,i} = k_{t,i}$, d'où l'expression :

$$ETP_{a,i} = k_{t,i} ETP_o \quad (2)$$

Mais, l'analyse autorégressive des séries chronologiques des températures moyennes annuelles, a montré l'existence d'une auto-corrélation assez significative pour pratiquement toutes les stations examinées (fig. 1) . A titre illustratif, pour toutes les stations examinées, l'analyse graphique de la dépendance $\ln(k_{t,i}) = f[\ln(k_{t,i-1})]$, a permis d'obtenir une relation de type:

$$k_{t,i} = k_{t,i-1}^{\alpha} \quad (3)$$

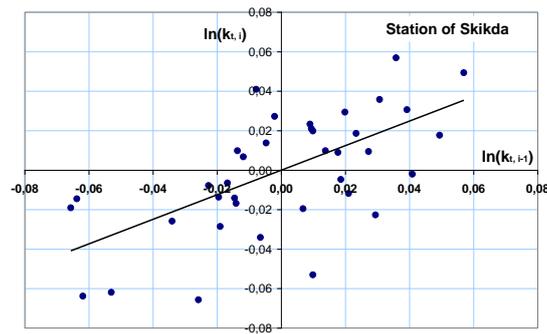


Fig.1. Graphique de la dépendance $\ln(k_{t,i}) = f[\ln(k_{t,i-1})]$ pour la station de Skikda

Cette analyse a été effectuée pour douze stations météorologiques, uniformément réparties sur le territoire nord de l'Algérie : Biskra, Dar El Beida, Oran, El Bayadh, Tebessa, Ghardaia, Batna, Tlemcen, Djelfa, Annaba, Skikda et Sétif.

Ci-dessous, nous présentons le graphique de cette dépendance (fig. 1), pour la station de Skikda, qui est exprimée sous la forme $\ln(k_{t,i}) = 0.622 \ln(k_{t,i-1})$, avec un coefficient d'auto-corrélation $r_1 = 0.628$, soit :

$$k_{t,i} = k_{t,i-1}^{0.622} \quad (4)$$

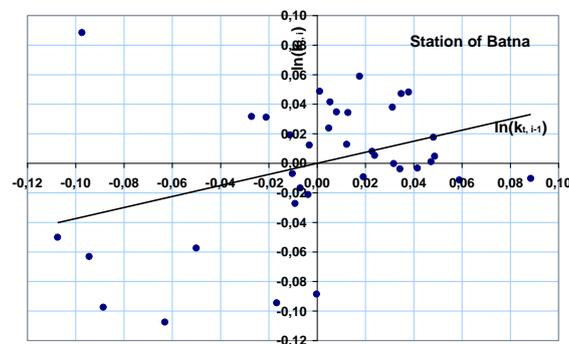


Fig.2. Graphique de la dépendance $\ln(k_{t,i}) = f[\ln(k_{t,i-1})]$ pour la station de Batna

Alors que, cette dépendance pour la station de Batna (fig. 2), est exprimée sous la forme $\ln(k_{t,i}) = 0.374 \ln(k_{t,i-1})$, avec un coefficient d'auto-corrélation $r_1 = 0.366$, soit :

$$k_{t,i} = k_{t,i-1}^{0.374} \quad (5)$$

Ainsi, on déduit que l'évapotranspiration potentielle d'une année donnée $ETP_{a,i}$ dépend non seulement de la température de l'année en cours $t_{a,i}$, mais aussi à un degré moindre de la

température de l'année précédente $t_{a,i-1}$ (par inertie thermique). Par conséquent, on peut exprimer le coefficient de proportionnalité $k_{ETP,i}$:

- pour l'année en cours i , soit $k_{ETP,i} = k_{t,i}^{\alpha_1}$, avec un coefficient d'autocorrélation r_1 ,

- pour l'année précédente $i-1$, soit $k_{ETP,i} = k_{t,i-1}^{\alpha_2}$, avec un coefficient d'autocorrélation r_2 .

Puisque, pour l'année en cours, on admet une relation linéaire, soit $\alpha_1 = 1$ et $r_1 = 1$. Et pour tenir compte de l'influence simultanée des températures de l'année en cours $k_{t,i}$ et celle de l'année précédente $k_{t,i-1}$, on exprime le coefficient $k_{ETP,i}$ sous forme de moyenne :

$$k_{ETP,i} = \frac{k_{t,i} + r_2 k_{t,i-1}^{\alpha_2}}{1 + r_2} \quad (6)$$

ou,

$$k_{ETP,i} = \sqrt{k_i k_{i-1}^{\alpha_2}} \quad (7)$$

La valeur de l'évapotranspiration potentielle d'une année $ETP_{a,i}$, peut être déterminée par la multiplication de la valeur de l'évapotranspiration moyenne interannuelle ETP_o et le coefficient de proportionnalité $k_{ETP,i}$:

$$ETP_{a,i} = k_{ETP,i} ETP_o \quad (8)$$

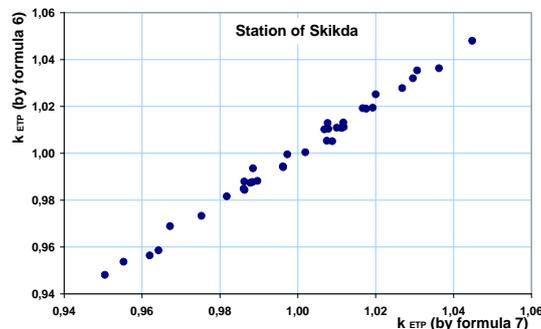


Fig.3. Graphique de la dépendance k_{ETP} (by formula 6) et k_{ETP} (by formula 7) pour la station de Skikda

Les valeurs du coefficient de proportionnalité $k_{ETP,i}$, calculées par les expressions (6) et (7) donnent pratiquement des valeurs de même ordre. Pour la station de Skikda, l'analyse graphique (fig. 3) montre une forte corrélation $r = 0.982$. Les écarts par rapport à la valeur moyenne varient de 0.02% à 0.90%.

De cette façon, en utilisant la relation (8), nous avons pu reconstituer les valeurs de l'évapotranspiration potentielle annuelle pour toutes stations ETP examinées dans cette recherche.

3.2. Etablissement de la série des ETP mensuelles

De la même façon, nous considérons que l'évapotranspiration potentielle mensuelle $ETP_{m,i}$ dépend essentiellement des réserves de chaleurs durant le mois, qu'on représente par les températures moyennes mensuelles $t_{m,i}$. De la même façon aussi, on exprime le module

mensuel de la température d'une année donnée par $\tau_i = \frac{t_{m,i}}{t_{m,m,a}}$ et le module mensuel de

l'évapotranspiration potentielle pour cette même année par $\rho_i = \frac{ETP_{m,i}}{ETP_{m,m,a}}$, nous exprimons la

relation suivante :

$$\rho_i = \tau_i^n \quad (9)$$

avec $t_{m,m,a}$ - température mensuelle moyenne de l'année i ; $ETP_{m,m,a}$ - évapotranspiration potentielle mensuelle moyenne de la même année et n exposant climatique.

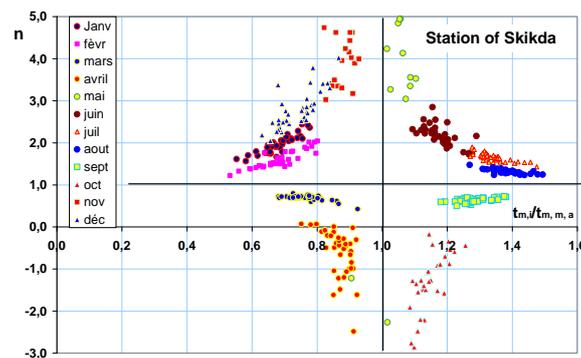


Fig.4. Graphique de la dépendance $n = f\left(\frac{t_{m,i}}{t_{m,m,a}}\right)$ de la station de Skikda

Pour la majorité des stations météorologiques examinées, les graphiques des dépendances

$n = f\left(\frac{t_{m,i}}{t_{m,m,a}}\right)$ se caractérisent par une certaine dispersion des points, pour presque tous les

mois. Mais, pour certaines stations météorologiques, la forme de ces dépendances est quasi fonctionnelle, comme le montre le graphique de celle-ci de la station d'Oran (fig. 5).

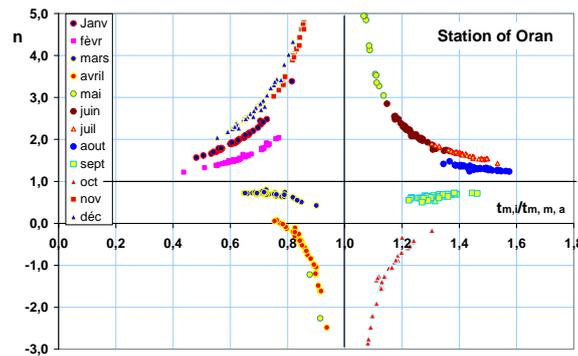


Fig.5. Graphique de la dépendance $n = f\left(\frac{t_{m,i}}{t_{m,m,a}}\right)$ de la station d'Oran

L'identification de l'exposant n , pour chaque mois, permet l'estimation des valeurs mensuelles de l'évapotranspiration potentielle par l'expression suivante :

$$ETP_{m,i} = ETP_{m,m,a} \left(\frac{t_{m,i}}{t_{m,m,a}}\right)^n \tag{10}$$

L'analyse graphique des dépendances entre les valeurs de l'exposant n et les valeurs des modules annuels des températures $\frac{t_{m,i}}{t_{m,m,a}}$, pour les différents mois, montre que les points

suivent des tendances hyperboliques et asymptotiques par rapport aux valeurs $\frac{t_{m,i}}{t_{m,m,a}} = 1$ et

$n = 1$ (fig. 4, 5).

Nous exprimons analytiquement la relation $n_i = f(\tau_i)$ sous forme de fonction homographique :

$$n_i = \frac{\alpha \tau_i - \beta}{\tau_i - 1} \tag{11}$$

L'analyse graphique des dépendances $n \times (\tau_i - 1) = f(\tau_i)$ pour les différents mois de l'année, se sont avérées linéaires et ont permis de déterminer les valeurs respectives des paramètres α et β , pour chaque mois.

Tableau 3. Les valeurs des paramètres α et β pour les différents mois

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
α	0.426	0.589	0.844	0.937	0.966	0.940	0.926	0.901	0.878	0.743	0.521	0.423
β	1.004	0.942	0.825	0.742	0.715	0.687	0.657	0.734	0.976	1.033	1.127	1.150

4. RESULTATS ET DISCUSSION DES RESULTATS

Connaissant la valeur moyenne interannuelle de l'évapotranspiration potentielle ETP_o , celle-ci peut être tirée de la carte établie par l'agence nationale des ressources hydraulique (1997), on peut déterminer les valeurs annuelles $ETP_{a,i}$, en fonction du module de la température de la même année et de celui de l'année précédente $k_{a,i} = (k_{t,i}, k_{t,i-1})$ par l'une des deux relations (6) et (7). Par ailleurs, les valeurs mensuelles de l'évapotranspiration potentielle peuvent être déterminées par la relation $ETP_{m,i} = ETP_{m,m,a} \tau^n$, avec $n_i = \frac{\alpha \tau_i - \beta}{\tau - 1}$ et $\tau_i = \frac{t_{m,i}}{t_{m,m,a}}$. Les valeurs des paramètres α et β sont données dans le tableau 3.

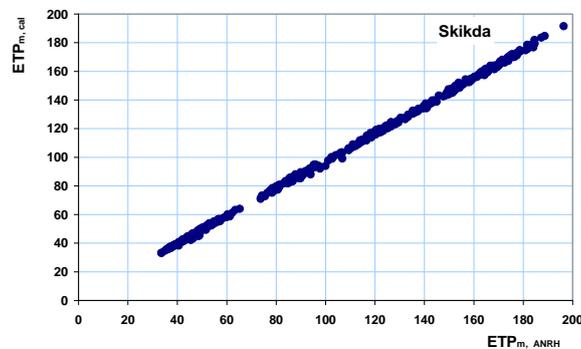


Fig.6. Graphique de la dépendance $ETP_{m,cal} = f(ETP_{m,ANRH})$ pour la station de Skikda

Pour illustrer l'application de cette méthode, les valeurs de l'évapotranspiration potentielles mensuelles calculées, durant la période allant entre 1982 et 2019 à la station météorologique de Skikda, comparées aux valeurs calculées par la méthode de l'ANRH, pour la même période, se caractérisent par un écart moyen inférieur à 3 %, mais avec une importante vraisemblance et une forte corrélation (fig. 7).

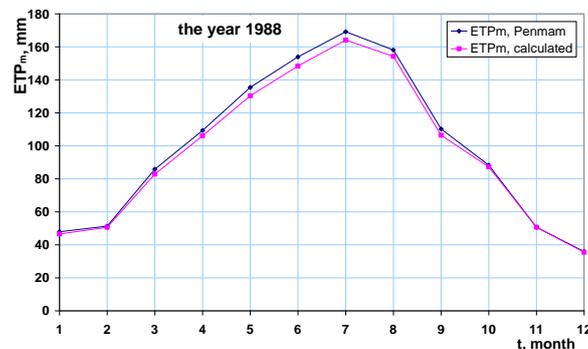


Fig.7. Graphique de la dépendance $ETP_{m,cal} = f(ETP_{m,Penman})$ pour la station de Skikda

Pour remédier ces écarts, nous introduisons un coefficient de correction, exprimé par :

$$k_{cor} = \frac{ETP_{a,j}}{\sum_1^{12} ETP_{m,cal}} \quad (12)$$

L'expression redevient alors :

$$ETP_{m,i} = k_{cor} ETP_{m,m,a} \tau^n \quad (13)$$

Après correction des valeurs calculées, leur comparaison graphique avec les valeurs de référence calculées par la méthode de l'ANRH s'est avérée quasi identique, avec des écarts très proches de zéro (fig. 8).

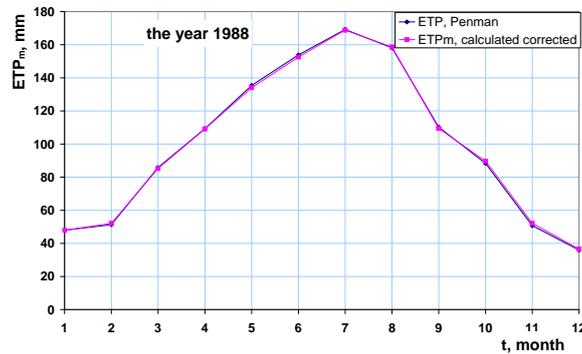


Fig.8. Graphique de la dépendance $ETP_{m,cal} = f(ETP_{m,Penman})$ pour la station Skikda, après correction

5. CONCLUSION

La méthode d'estimation de l'évapotranspiration potentielle est fondée sur l'établissement de la relation entre les valeurs de l'ETP annuelles et mensuelles avec les valeurs des températures de l'air moyennes, en tant que facteur génétique dominant. Comme données de référence, nous disposons des valeurs de l'ETP moyennes interannuelles et des valeurs mensuelles calculées par la méthode de l'A. N. R. H, considérées d'une irréprochable concordance avec celles calculées par la formule de Penman. Les valeurs annuelles de l'évapotranspiration potentielle sont reconstituées à travers la multiplication de la valeur moyenne interannuelle ETP_o par le coefficient de proportionnalité $k_{ETP,i}$, dépendant uniquement de la température de l'air, de l'année en cours et de celle de l'année précédente. Le coefficient de proportionnalité dépend du module de la température de la même année et de celui de l'année précédente $k_{ETP,i} = (k_{t,i}, k_{t,i-1})$. L'évapotranspiration potentielle mensuelle est exprimée $ETP_{m,i} = ETP_{m,m,a} \tau_i^n$, où les valeurs de l'exposant n se sont avérées dépendre à leur tour des

modules annuels des températures $\tau_i = \frac{t_{m,i}}{t_{m,m,a}}$, suivant des tendances hyperboliques, qu'on a

exprimé par une fonction homographique $n_i = \frac{\alpha\tau_i - \beta}{\tau_i - 1}$. Les valeurs mensuelles des

paramètres α et β se sont avérées quasi constants, pour toutes les stations examinées. Les valeurs mensuelles de l'évapotranspiration potentielle sont alors déterminées par la relation $ETP_{m,i} = ETP_{m,m,a} \tau_i^n$. Nous avons enregistré une légère sous-estimation de l'ETP, pour les mois chauds. Pour corriger ces écarts, nous avons introduit un coefficient de correction, égal à la valeur de l'ETP d'année de calcul sur la somme des ETP mensuelles calculées, de la même année.

Nous considérons que cette approche méthodique est réalisable pour toute région ayant les conditions climatiques semi-arides analogues.

6. RÉFÉRENCES

- [1] Мезенцев, В.С. Метод гидролого-климатических расчетов и опыт его применения для районирования Западно-Сибирской равнины по признакам увлажнения и теплообеспеченности. //Тр.ОмСХИ. – Омск: Изд-во ОмСХИ, 1957. – Т.27. – 121 с.
- [2] Ladjel M. Genetic determination of the main components of the mean interannual flow wadis in the semi-arid climate of the Maghreb. J. Fundam. Appl. Sci., 2020, 12(2), 875-894. doi: <http://dx.doi.org/10.4314/jfas.v12i2.24>
- [3] Ludovic Oudin Recherched'unmodèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global. THESE pour obtenir le grade de Docteur de l'ENGREF Spécialité : Sciences de l'eau. 2005.
- [4] Сало Ю. А ., Назарова Л. Е ., Балаганский А. Ф., Расчет испаряемости и суммарного испарения с водосборов северо-Запада России. Труды Карельского научного центра РАН, № 9. 2016. С. 95–101, DOI: 10.17076/lim389
- [5] Багров Н. А. О расчете испарения с поверхности суши // Метеорология и гидрология. 1954. № 2. С. 12–18.
- [6] Братсерт У. Х. Испарение в атмосфере. Теория, история, приложения. Л.: Гидрометеиздат, 1985. С. 290–293.
- [7] Будыко М. И. Испарение в естественных условиях. Л.: Гидрометеиздат, 1948. 136 с.
- [8] Мезенцев В. С. Расчеты водного баланса. Омск: ОСХИ, 1973. 80 с.

- [9] Ольдекоп Э.М. Об испарении с поверхности речных бассейнов. - Юрьев: Изд. Юрьевской гидрометобсерватории, 1911.
- [10] Schreiber, P., 1904: Ueber die Beziehungen zwischen dem Niederschlag und der Wasserführung der Flüsse in Mitteleuropa. *Meteor. Z.*, 21, 441–452.
- [11] Turc, L., 1955. Le bilan d'eau des sols. Relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. *Ann. Agr.*, 6: 5-131.
- [12] Wallace, J.S., 1995. Calculating Evaporation - Resistance to Factors. *Agricultural and Forest Meteorology*, 73(3-4): 353-366.
- [13] Thornthwaite, C.W., 1948. An approach towards a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38: 55-94.
- [14] Penman, H.L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. R. Soc. London*, 193: 120-145.
- [15] Penman, H.L., 1956. Evaporation: an introductory survey. *Neth. J. Agr. Sci.*, 1: 9-29.
- [16] Bouchet, R.J., 1963. Evapotranspiration réelle et potentielle - Signification climatique. *IAHS Publ. n° 62*: 134-142.
- [17] Morton, F.I., 1969. Potential evaporation as a manifestation of regional evaporation. *Journal of Hydrology*, 5(6): 1244-1255.
- [18] WMO, 1996. Guide to hydrological practice. World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 735 pp.
- [19] Granger, R.J., 1989. An examination of the concept of potential evaporation. *Journal of Hydrology*, 111: 9-19.
- [20] Winter, T.C., Rosenberry, D.O. et Sturrock, A.M., 1995. Evaluation of 11 Equations for Determining Evaporation for a Small Lake in the North Central United-States. *Water Resources Research*, 31(4): 983-993.
- [21] Xu, C.-Y. et Singh, V.P., 2001. Evaluation and generalization of temperature-based methods for calculating evaporation. *Hydrological Processes*, 15(2): 305-319.
- [22] Jensen, M.E., Burman, R.D. et Allen, R.G., 1990. Evapotranspiration and water requirements. *ASCE Manual 70*, New York, USA, 332 pp.
- [23] Monteith, J.L., 1965. Evaporation and the environment, The state and movement of water in living organisms, XIXth symposium. Cambridge University Press, Swansea, pp. 205-234.
- [24] Будыко М. И. Испарение в естественных условиях. Л.: Гидрометеиздат, 1948. 136 с.
- [25] Константинов А. Р. Испарение в природе. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 532 с.

- [26] Методы изучения и расчета водного баланса / Ред. В. С. Вуглинский, Г. С. Клейн и др. Л.: Гидрометеиздат, 1981. С. 201–233.
- [27] Thom, A.S. et Oliver, H.R., 1977. On Penman's equation for estimating regional evaporation. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 103: 345-357.
- [28] Shaw, M.E., 1994. *Hydrology in practice*. Chapman & Hall, London, 569 pp.
- [29] Blaney, H.F. et Criddle, W.D., 1950. Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data. US Department of Agriculture, Soil Conservation Service, Washington D.C., 48 pp.
- [30] Linacre, E.T., 1977. A simple formula for estimating evaporation rates in various climate, using temperature data alone. *Agricultural Meteorology*, 18: 409-424.
- [31] Постников А. Н. К оценке среднемноголетнего суммарного испарения с поверхности суши на основе уравнений связи // Современные проблемы гидрометеорологии. СПб.: РГГМУ, 1999. С. 141–152.
- [32] Carte des évapotranspirations du Nord de l'Algérie, Echelle 1:500 000, Projet de coopération Algéro-Allemande N° 94 21 83 5 établie en coopération avec GTZ et l'Agence Nationales des Ressources Hydrauliques, Edition 2002.
- [33] Notice explicative de la carte des évapotranspiration potentielles de l'Algérie du Nord et de ses documents annexes. Projet de coopération Algéro-Allemande N° 94 21 83 5. Établie en coopération avec GTZ et l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques. Alger, 1997.

ESTIMATION DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE DANS LE NORD DE L'ALGÉRIE

Résumé

L'évapotranspiration potentielle de la surface d'un sol caractérise la capacité maximale évaporatoire de celle-ci, suffisamment humectée, vers l'atmosphère. Son estimation est un problème d'actualité car ceci nécessite des données de mesures sur des stations météorologiques spécialisées et bien équipées et qui ne sont pas toujours accessibles, surtout dans les régions semi-arides non encore explorées : ceci vient de la difficulté des mesures de terrain, la difficulté des mesures de vent, d'insolation et d'humidité relative et la variabilité spatiale de ces paramètres.

L'objectif de cette recherche est l'établissement d'une relation entre les valeurs annuelles et mensuelles de l'évapotranspiration potentielle et les températures de l'air correspondantes. Les températures de l'air sont choisies en tant que facteur générateur et dominant. La méthode

proposée doit aboutir à une formule simple, avec le minimum de paramètres, permettant d'évaluer l'ETP, à partir de la seule mesure de la température.

Les données de référence sont les valeurs de l'évapotranspiration potentielle annuelle et mensuelle, calculées par la méthode de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (Penman-Monteith). Sur la base d'une analyse grapho-analytique appropriée des dépendances entre les valeurs de l'évapotranspiration potentielle et les températures moyennes de l'air, nous essayons d'aboutir à une formule simple.

L'objectif attendu de la méthode proposée est l'obtention d'une formule qui permet de déterminer l'ETP sur la base des données standards des températures annuelles et mensuelles, en tout point du nord de l'Algérie, voire de tout le Maghreb.

Mots clés : Climat, évapotranspiration potentielle, évapotranspiration réelle, température.

How to cite this article:

Ladjel M. Potential evapotranspiration estimate in northern Algeria. *J. Fundam. Appl. Sci.*, 2021, 13(2), 677-693.