

Quelques considérations sur le pouvoir évaporant de l'atmosphère, le déficit d'écoulement effectif et le déficit d'écoulement maximum (Considérés du point de vue mondial) ^(*)

Some considerations on the evaporating capacity
of the atmosphere, the effective deficit of flow
and the maximum deficit of flow

PAR A. COUTAGNE

INGÉNIEUR-CONSEIL
ANCIEN ÉLÈVE DE L'ÉCOLE POLYTECHNIQUE

Dans l'étude de l'évaporation terrestre, on est amené à considérer trois notions distinctes: le pouvoir évaporant du climat, le déficit d'écoulement effectif, et le déficit d'écoulement maximum correspondant au climat.

L'auteur passe en revue ces trois facteurs. En ce qui concerne le premier, il fait état de la méthode de Thornthwaite, et la compare à la méthode psychrométrique, qu'il préconise, de préférence à toute autre.

Quant au déficit d'écoulement effectif (D), il propose de l'exprimer symboliquement, en fonction des précipitations (H) par une formule parabolique :

$D = H - \lambda H^2$ ou mieux $D = H - \lambda (H - h_0)^2$,
en admettant comme déficit maximum :

$$D_m = (1/4 \lambda) \text{ ou } D_m = h_0 + (1/4 \lambda)$$

(h_0 et λ dépendent avant tout de la température et, dans une certaine mesure, souvent importante, des qualités absorbantes et rétentes du sol).

Le déficit maximum D_m peut également être estimé a priori par une formule $D_m = K \Sigma t$ ($\Sigma t =$ somme des températures mensuelles positives) avec $K = 4,75$ en moyenne.

Three distinct factors arise when one considers ground evaporation: the evaporating power of the climate, the effective deficit of flow and the maximum deficit of flow corresponding to the climate.

The author reviews these points and, in considering the first, he takes into account Thornthwaite's method and compares it to the psychrometric method which he recommends in preference to all others.

He suggests that the effective deficit of flow (D) should be symbolically expressed as a function of precipitations (H) by a parabolic formula :

$$D = H - \lambda H^2,$$

or better still $D = H - \lambda (H - h_0)^2$, assuming the maximum deficit to be :

$$D_m = (1/4 \lambda) \text{ or } D_m = h_0 + (1/4 \lambda)$$

(h_0 and λ mainly depend on the temperature and, to some extent, on the absorbing and retaining qualities of the soil).

The maximum deficit D_m can also be estimated a priori by a formula $D_m = K \Sigma t$ ($\Sigma t =$ Sum of the positive monthly temperatures) with $K = 4.75$ average.

Ce sont là trois notions — trois facteurs — qu'il importe en principe de distinguer.

1° Le POUVOIR ÉVAPORANT DE L'ATMOSPHÈRE (E_m) est une notion climatique qu'il y a lieu de définir, de mesurer expérimentalement, éventuellement de calculer, en fonction des données météorologiques d'une station ou d'une région, indépendamment de ses effets au sol, qui dépen-

dent, en outre, de la répartition saisonnière des pluies, de la nature superficielle ou interne du terrain, de la densité de la végétation, etc.

2° Le DÉFICIT D'ÉCOULEMENT EFFECTIF d'un bassin se définit par la différence entre les précipitations H et l'écoulement Q, soit D.

Il est compris entre deux limites : les précipi-

(*) Cette étude a fait l'objet d'un rapport présenté à la Conférence technique régionale (Sud-Est asiatique) pour la mise en valeur des ressources hydrauliques (Tokio, mai 1954).

tations h_0 nécessaires pour qu'il y ait écoulement (si $H < h_0$ toute l'eau est retenue par le sol et évaporée, il ne peut s'évaporer plus d'eau qu'il en tombe : $D = H$) et un déficit maximum D_m atteint pour une valeur H_m des précipitations, à

partir duquel le déficit peut être considéré comme constant : il ne peut s'évaporer plus d'eau que le climat ne peut en évaporer.

3° Ce déficit limite est ce que nous désignons ici par DÉFICIT D'ÉCOULEMENT MAXIMUM (D_m).

I. — LE POUVOIR ÉVAPORANT DE L'ATMOSPHÈRE

Cette notion ne peut être qu'une notion *conventionnelle*, comme l'est la notion de *température climatique*, c'est-à-dire la température observée sous abri météorologique.

Malheureusement, — si dans le monde entier on a adopté cette température, comme facteur climatique essentiel, et si on l'observe dans des conditions à peu près identiques, — on n'a pu se mettre d'accord sur l'adoption d'une méthode, d'un appareil, d'une formule standard, en ce qui concerne l'évaporation, ce qui aurait conduit à l'obtention de données comparables.

De même qu'à une température climatique T correspondent des températures effectives variées dans la nature (température au soleil, température du sol, température des surfaces d'eau, etc.), à un pouvoir évaporant du climat, supposé observé ou calculé dans des conditions identiques, correspondent, dans la nature, des évaporations effectives variées (évaporation du sol, évaporation de l'eau, etc.).

De fait, l'évaporation est observée, dans le monde, et éventuellement calculée, à priori, par des dispositifs, des formules les plus divers : appareils à proprement parler météorologiques (appareil PICHE, appareil WILD, etc.); lysimètres de types différents; bassins de dimensions réduites, les plus variables. Des données expérimentales ainsi obtenues on a déduit des formules interprétatives les plus diverses, dont la plupart ne tiennent compte que de la température moyenne annuelle T , exceptionnellement des diverses températures mensuelles (t) et de certains autres facteurs.

Les formules ne tenant compte que de la température sont généralement du type $E_m = a + bT + cT^2$ ou $E_m = cT^a$.

Ainsi, en définissant son indice d'aridité $H/(10 + T)$, qui n'est que le rapport du *pouvoir humidifiant du climat* pris égal aux précipitations, au *pouvoir évaporant du climat*, M. DE MARTONNE a admis, implicitement, que ce pouvoir évaporant de l'atmosphère était proportionnel à $(10 + T)$, égal, par exemple, à $30(10 + T)$, soit à $[300 + 30T]$ (1), si on cherche à définir ce pouvoir évaporant par une valeur comparable aux évaporations observées hydrologiquement.

Les formules du même type, de KÖPPEN par

exemple, reviennent à admettre, de même que le pouvoir évaporant du climat est proportionnel à $(5T + 120)$, $(T + 33)$, $(T + 7)$, etc.

Nous avons, en ce qui nous concerne, suggéré autrefois la formule $E_m = 200 + 40T$ (2). En interprétant les déficits d'écoulement des régions humides des Etats-Unis (données de M. LANGBEIN), on obtient, par la méthode de corrélation, $E_m = 35(T + 7)$ (3).

Enfin, la formule de M. TURC est :

$$E_m = 320 + 25T + 0,05T^2 \quad (4)$$

Ces différentes formules (1, 2, 3 et 4) reviennent à définir le pouvoir évaporant de l'atmosphère par des *considérations et observations hydrologiques*, c'est-à-dire à le prendre égal au déficit d'écoulement maximum ($E_m = D_m$).

Elles donnent toutes les quatre, pour $T = 10^\circ$, la même valeur : 600 mm.

Comme formules ne faisant mention de données climatiques, nous en mentionnons deux :

1° LA FORMULE DE THORNTHWAITTE

On trouvera, en annexe, un exposé de cette méthode. Elle a l'avantage d'exprimer non pas seulement le pouvoir évaporant du climat (appelé *potential evapotranspiration*) annuel, mais les pouvoirs mensuels, le pouvoir annuel étant égal à la somme de ces pouvoirs mensuels, et de tenir compte de la latitude, c'est-à-dire de la durée théorique d'insolation au cours des différents mois.

Elle soulève, par contre, certaines objections : nous formulons, quant à nous, les suivantes :

a) Elle ne tient pas compte d'un des facteurs essentiels du climat : *l'humidité de l'air*.

La méthode expérimentale de M. THORNTHWAITTE, elle-même, modifie cette humidité, qui serait effectivement plus élevée, si l'eau ajoutée au lysimètre, pendant les périodes sèches, pour maintenir constante l'humidité de la terre remplissant l'appareil, était fournie, non pas par la main de l'homme, mais par des précipitations ef-

fectives : l'état hygrométrique de l'air, autour de l'appareil, est plus ou moins fictif.

- b) Elle conduit à des valeurs annuelles trop faibles pour les températures $T = 15^\circ$ à 20° :
- c) La loi de croissance exprimée par la formule mensuelle $e = ct^a$, repose sur un coefficient a qui croît trop vite avec la température.
- d) Si la formule annuelle conduit à des résultats le plus souvent comparables aux valeurs déduites de données hydrologiques (valeur du déficit d'écoulement maximum), la répartition saisonnière du pouvoir évaporant annuel est souvent très différente de celle résultant d'autres observations lysimétriques ou météorologiques.

2° LA FORMULE PSYCHROMÉTRIQUE

Nous avons, nous-mêmes, préconisé depuis longtemps la détermination du pouvoir évapo-

rant de l'atmosphère basée purement et simplement sur le *psychromètre*, appareil utilisé dans le monde entier pour mesurer l'humidité relative de l'air. Cette méthode consiste à définir le pouvoir évaporant de l'atmosphère (valeurs instantanées, valeurs moyennes quelconques) par l'écart thermique θ entre le thermomètre sec et le thermomètre mouillé.

A défaut de statistiques concernant cette température θ elle-même, on peut la déduire (approximativement) des températures moyennes, et des humidités relatives moyennes données par les statistiques météorologiques habituelles. Les calculs sont simplifiés par la considération de l'abaque (T, θ , U) établie pour la station considérée, compte tenu de la pression atmosphérique, c'est-à-dire de l'altitude.

Nous donnons (fig. 1) un tel abaque valable pour les basses altitudes, d'après la formule classique qui donne le degré d'humidité de l'air (U) en fonction de la température et de l'écart psychrométrique — sur lequel nous avons tracé le « *diagramme thermo-évaporométrique* » de l'observatoire de Saint-Genis-Laval.

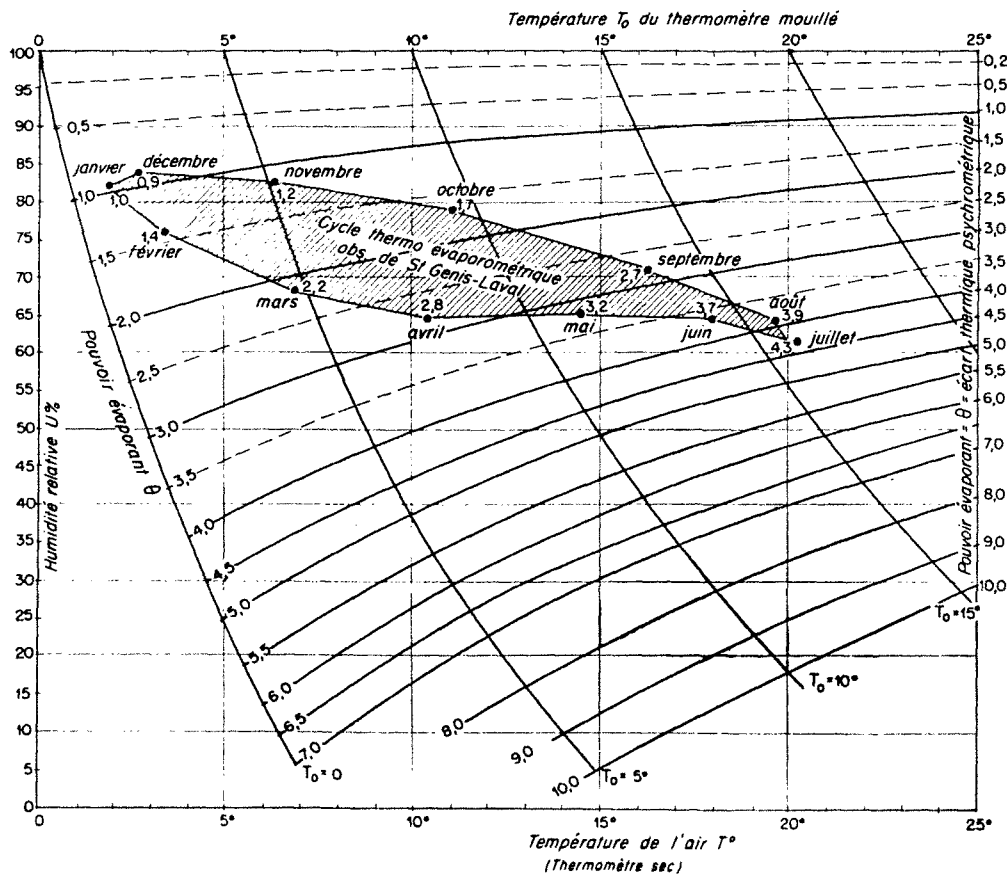


FIG. 1

TABLEAU I

LYON. — OBSERVATIONS DE SAINT-GENIS-LAVAL (RHONE)

L'année moyenne thermo-éva­poromé­trique.

Lat. Nord : 45° 41' 41" Nord. Long. Est : 4° 47' 8" Est. — Altitude 286 m

	t	t _m	t _o	t _m -t _o	H _{mm}	U %	B	Insolation			THORNT­HWAITE		PICHE		Psychromètre		Radiations solaires	Y'(1-U) %	FRIEDRICH %
								I	F	Y'	P.E	%	%	%	%				
Janv.	1,78	4,93	-1,05	5,98	36,1	82,2	738,0	8,87	0,22	1,95	4,3	0,7	26	2,2	1,0	3,5	2,2	2,0	1,0
Févr.	3,39	7,56	-0,67	8,23	35,5	75,9	737,0	10,61	0,33	3,50	9,4	1,4	40	3,4	1,4	4,4	3,8	4,0	2,0
Mars	6,79	12,06	2,56	9,50	44,7	68,4	735,1	11,78	0,42	4,95	26,9	4,0	83	7,2	2,2	7,7	7,3	8,0	5,0
Avril	10,27	15,99	5,60	10,39	53,6	65,3	724,2	13,55	0,43	5,83	48,9	7,4	114	10,0	2,8	9,5	10,8	11,0	8,0
Mai	14,38	20,51	9,28	11,23	71,0	65,6	735,1	15,01	0,45	6,75	82,7	12,4	138	12,2	3,2	11,2	14,5	12,0	16,0
Juin	17,89	24,41	12,52	11,89	72,4	64,6	736,7	15,83	0,49	7,76	108,0	16,2	150	13,1	3,7	12,6	14,9	14,0	17,0
Juillet	20,16	26,90	14,52	12,38	69,6	61,6	736,9	15,43	0,57	8,80	126,4	19,0	181	15,8	4,3	15,1	14,9	17,0	17,0
Août	19,62	26,81	14,11	12,70	73,9	64,0	736,9	14,16	0,59	8,35	112,1	16,8	167	14,5	3,9	13,7	13,0	16,0	15,0
Sept.	16,22	22,38	11,48	10,90	79,4	71,6	737,3	12,59	0,52	6,55	77,5	11,7	108	9,4	2,7	9,2	8,9	9,0	10,0
Oct.	10,97	15,85	7,12	8,73	79,5	78,7	736,3	10,85	0,37	4,01	44,0	6,6	70	6,1	1,7	5,9	5,4	4,0	5,0
Nov.	6,20	9,70	3,27	6,43	65,1	82,7	736,2	9,30	0,23	2,14	18,7	2,8	41	3,6	1,2	4,0	2,6	2,0	3,0
Déc.	2,74	5,70	0,22	5,48	47,5	84,0	737,0	8,48	0,18	1,53	6,9	1,0	29	2,5	0,9	3,2	1,7	1,0	1,0
	10°86	16°07	6,58		728,3	72 %	736,36	146,46	12,20	5,17	665,8	100	1.147	100	29,0	100	100	100	100
											1,82		3,14		2,42				

t, t_m, t_o = temp. moyennes, max. et minimum à Saint-Genis-Laval (moy. de 70 ans : 1881-1950);

H_{mm}, U % et B = Précipitations, humidité relative de l'air et pression atmosphérique;

I, F = durée théorique d'insolation, fraction d'insolation (même période);

Les colonnes suivantes donnent les valeurs du potentiel évaporométrique (THORNT­HWAITE), de l'évaporation PICHE, des écarts thermiques du psychromètre, et les fractions correspondantes mensuelles. Les trois dernières colonnes donnent les fractions pour la radiation solaire (Saint-Maur), pour l'expression Y'(1-U) (Saint-Génis) et les fractions (Berlin) indiquées par FRIEDRICH, résultant d'observations lysimétriques combinées. A noter que, pour l'année moyenne, la corrélation est forte entre la température d'un mois et la radiation solaire du mois précédent, comme nous l'avons montré dans notre étude sur les caractéristiques hydrométéorologiques d'un bassin de montagne (1940).

Le tableau I donne, d'autre part, pour ladite station (d'après soixante-dix ans d'observation) quelques données thermiques et évaporométriques.

Il comporte notamment les données évaporométriques correspondant à diverses méthodes et appareils, avec les fractions mensuelles correspondantes.

- 1° Appareil PICHE;
- 2° Psychromètre;
- 3° Formule THORNT­HWAITE;

4° Fractions déduites en prenant comme pouvoir évaporant de l'atmosphère le produit Y'(1-U), Y' étant le nombre d'heures d'insolation effective, calculé d'après la durée théorique d'insolation, et les fractions d'insolation.

Nous y avons ajouté les fractions mensuelles correspondant à la radiation solaire (à Saint-

Maur) et les fractions mensuelles de M. FRIEDRICH (Eberwald, près de Berlin, T = 8° 5 env.), celles-ci résultant d'une combinaison des évaporations de différents lysimètres : fractions en principe établies pour indiquer comment se répartit, mensuellement, le déficit d'écoulement effectif d'un bassin hydrographique D = H - Q, dans le cas où les précipitations sont suffisamment abondantes toute l'année (climat des zones tempérées). Deux graphiques (fig. 2 et 3) illustrent certaines données du tableau I, notamment par la comparaison des fractions correspondantes de l'appareil PICHE, du psychromètre, et de la formule de THORNT­HWAITE.

On notera la concordance de la méthode psychrométrique et de la méthode PICHE, que nous avons eu, d'ailleurs, l'occasion de vérifier par des mesures horaires et journalières comparatives en montagne (Argentières 1.300 m) et à basse altitude (Bron, camp d'aviation, Saint-Genis-Laval).

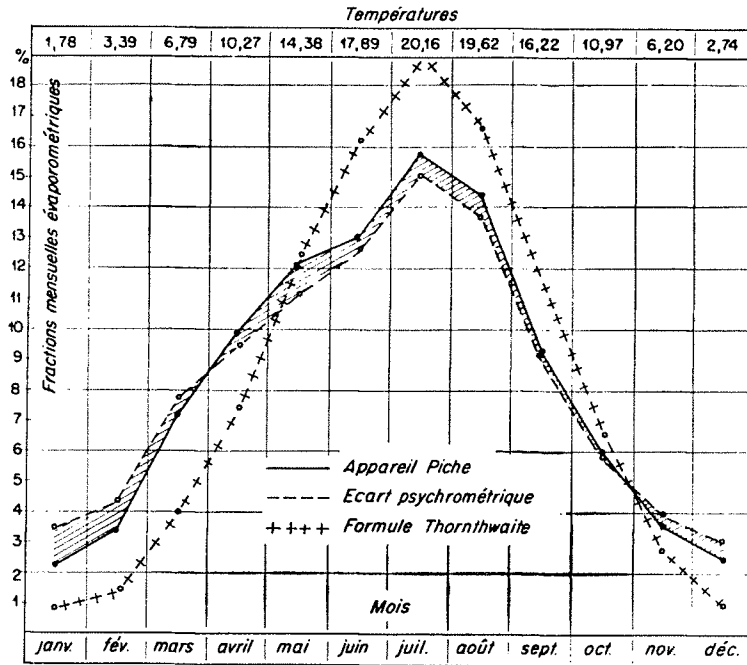


FIG. 2

Diagrammes saisonniers évaporométriques. — Année moyenne (Piche. Ecart psychrométrique - Thornthwaite). — Saint-Genis-Laval: lat. nord 45°41'41"; long. est 4°47'8"; altitude 286 m; temp. moy. 10°86 (1°78 à 20°16), (1881-1950).

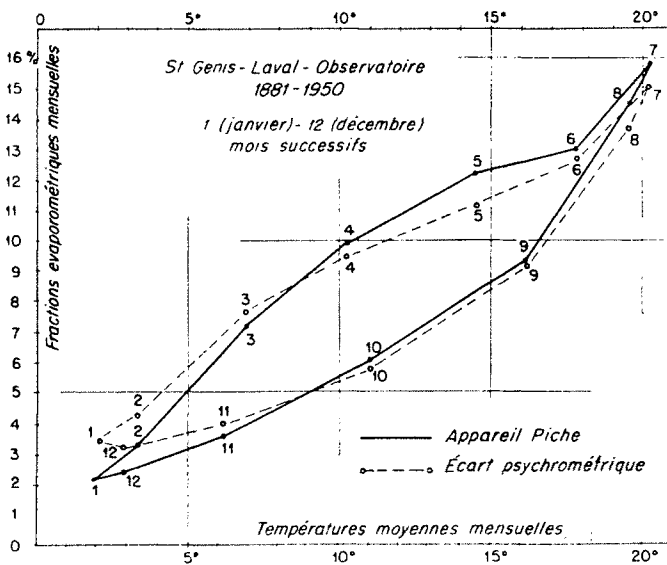


FIG. 3

Diagrammes thermo-évaporométriques. — Saint-Genis-Laval (Observatoire). — Appareil Piche. — Ecart thermique psychrométrique. — Les deux diagrammes sont en forte corrélation. — Les valeurs Piche, plus faibles en hiver, s'expliquent par le non-fonctionnement de cet appareil, en cas de gelée.

Par contre, le diagramme thermo-évaporométrique déduit de l'application de la formule THORNTHWAITE, est plus ascendant et plus effilé. Il sous-estime, croyons-nous, l'écart, à températures égales, des évaporations printanières et automnales; ainsi si on compare avril et octobre, on a respectivement :

AVRIL

$$T = 10^{\circ}27 \quad I = 13,55 \quad I' = 5,83 \quad \left\{ \begin{array}{l} \text{THORNTHWAITE... } f = 7,4 \% \\ \text{PICHE... } f = 10,0 \% \end{array} \right.$$

$$U = 63,3 \%$$

OCTOBRE

$$T = 10^{\circ}97 \quad I = 10,85 \quad I' = 4,01 \quad \left\{ \begin{array}{l} \text{THORNTHWAITE... } f = 6,6 \% \\ \text{PICHE... } f = 6,1 \% \end{array} \right.$$

$$U = 78,7 \%$$

Ecart saisonnier :

$$\text{THORNTHWAITE... } 7,4 - 6,6 = 0,8 \%$$

$$\text{PICHE... } 10,0 - 6,1 = 3,9 \%$$

II. — LE DÉFICIT D'ÉCOULEMENT MAXIMUM

Ce déficit — qu'on peut d'ailleurs considérer éventuellement comme caractérisant le pouvoir évaporant du climat hydrologiquement — est défini par la limite supérieure du déficit observé hydrologiquement pour une température donnée, en faisant état du plus grand nombre de bassins mondiaux.

De nombreux abaques (WUNDT, LANGBEIN, etc.) entre D (ou Q), T et H, ont été établis : ils sont constitués par des courbes d'allure parabolique, exprimant D en fonction de H, tangentes aux limites à la première bissectrice (D = H) et à la droite $D = D_m$.

L'abaque de WUNDT, bien connu, donne pour D les limites suivantes :

T = 0°	5°	10°	15°	20°	25°
D _m = 275	425	600	775	1.000	1.250 mm
	(400)	(650)	(900)	(1.235)	(1.600) mm

Entre parenthèses sont indiqués les déficits que nous avons admis (*Revue de Météorologie*, 1935) dans un article : « Comment définir et caractériser le degré d'aridité d'une région. »

L'abaque, que nous avons donné plus récemment (*Revue de Météorologie*, 1942) reproduit sensiblement les chiffres de WUNDT.

Interprétation algébrique par une formule :

$$D = H - \lambda H^2 \quad (Q = \lambda) \quad (*)$$

L'abaque de WUNDT s'interprète assez fidèlement par une formule de ce type, le maximum D_m étant égal à $1/(4\lambda)$ qui donne les valeurs maximums suivantes :

T = 5°	$\lambda = 0,60$	D _m = 1/4 λ = 416 mm (Suède)
T = 7°	$\lambda = 0,50$	500 mm (Wurtemberg)
T = 10°	$\lambda = 0,40$	625 mm (France, en moyenne)
T = 15°	$\lambda = 0,30$	816 mm
T = 20°	$\lambda = 0,25$	1.000 mm
T = 25°	$\lambda = 0,20$	1.250 mm (Régions intertropicales)

Interprétation algébrique par une formule :

$$D = H - \lambda (H - h_0)^2 \quad (*)$$

(*) Q, H et D exprimés en mètres.

Théoriquement, une telle interprétation apparaît meilleure, les formules mettant en relief la valeur des précipitations h₀, à partir de laquelle il y a écoulement. Le déficit maximum D_m est alors égal à $D_m = h_0 + 1/(4\lambda)$.

L'interprétation, par de telles formules, de l'abaque donné par M. LANGBEIN (*Annual runoff in the United States*, Juin 1949) est particulièrement satisfaisante. Comme le montre la figure 5, (transformation de la figure 4) : en portant, sur l'axe des y, au lieu du débit (Q), la valeur correspondante (\sqrt{Q}), on obtient un très bon alignement rectiligne des points H et \sqrt{Q} , pour les parties paraboliques des courbes primitives de l'abaque figure 4.

On en déduit — graphiquement — les chiffres du tableau suivant (températures F° et C° — λ — h₀ — H_m — D_m et Q_m, Q_m = débit correspondant à H_m et D_m).

TEMPÉRATURES		λ	h ₀	H _m	Q _m	D _m	D _m (WUNDT)
F°	C°						
			m	m	m	m	m
30	-0,1	0,900	0	0,555	0,277	0,278	0,275
40	4,4	0,625	0,075	0,870	0,400	0,475	0,425
50	10,0	0,500	0,150	1,150	0,500	0,650	0,600
60	15,5	0,470	0,275	1,339	0,532	0,807	0,775
70	21,1	0,400	0,400	1,650	0,625	1,025	1,000
80	26,7	0,300	0,525	2,190	0,830	1,358	1,250

On notera que les températures dont fait état M. LANGBEIN sont des températures pondérées, $T = \Sigma th / \Sigma h$ (t, h, température et précipitations mensuelles), ce qui tient compte, plus ou moins, de la répartition saisonnière des précipitations.

Détermination du déficit d'écoulement maximum en fonction de l'indice de chaleur.

Nous avons fait souvent état, dans des études antérieures, de ce que nous appelons « Indice de chaleur », soit la somme des températures mois positives, soit $\Sigma P'$. Nous considérons les températures moyennes mensuelles, à défaut des températures mensuelles, ou mieux journalières

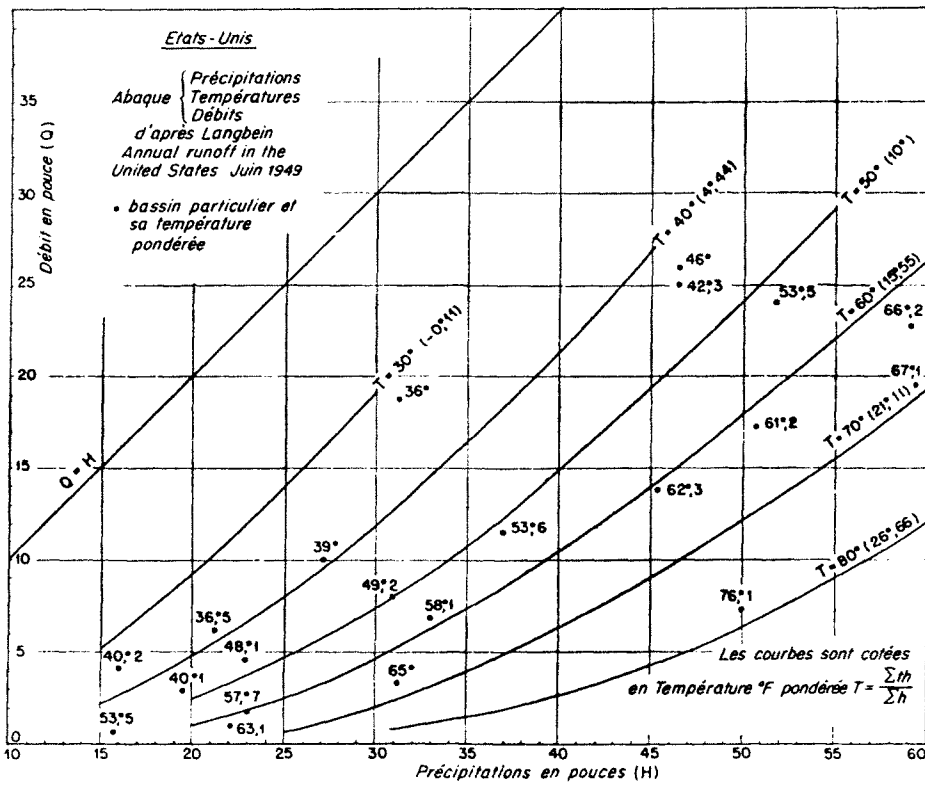


FIG. 4

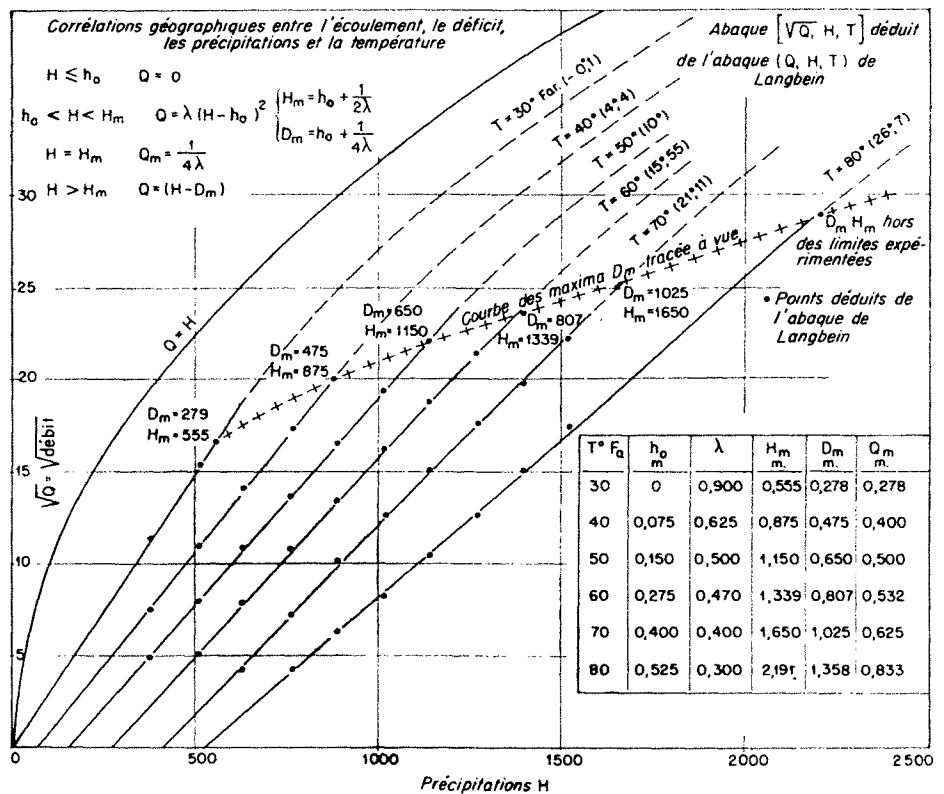


FIG. 5

particulières, dont la détermination exigerait des recherches et des calculs pratiquement impossibles.

Compte tenu d'une courbe donnée par M. LANGBEIN, exprimant le déficit effectif des régions humides — où le pouvoir évaporant de l'atmosphère peut s'exercer, au maximum, toute l'année — en fonction de la température, on obtient le tableau suivant :

TEMPÉRATURES	$\Sigma t'$	DÉFICIT D_m	RAPPORT $D_m/\Sigma t'$
— 0,1	70	330	4,71
4,4	99	470	4,79
10,0	130	635	4,88
15,5	188	874	4,65
21,1	253	1.168	4,62
26,7	320	1.508	4,71

(Pour les températures voisines de 0, $\Sigma t'$ est très variable, suivant la continentalité thermique de la région : $\Sigma t' = 70$ n'est qu'une estimation moyenne.)

Une formule telle que $D_m = 4,75 \Sigma t'$ peut donc être adoptée pour exprimer le déficit maximum en fonction des températures mensuelles moyennes (dans les régions basses, car le rapport de proportionnalité augmente avec l'altitude, dans des conditions qui restent à étudier : une estimation grossière nous a conduit à une valeur de 6 — vers 1.300 m — et à une valeur de 6,6 vers 3.000 m). L'évaporation n'est pas nulle les mois à température négative.

L'influence des facteurs géographiques locaux est d'ailleurs considérable en montagne et il semble illusoire d'exprimer le déficit d'écoulement maximum en fonction seulement de la température et des précipitations.

La formule considérée n'est valable, d'ailleurs, qu'annuellement. Mensuellement, une formule $d_m = 4,75 t'$ ne semble être que très grossière : à égalité de température, le déficit varie suivant la saison, comme indiqué plus haut (diagramme thermo-évaporométrique de Saint-Genis-Laval).

Pratiquement, si on prend $D_m = 4,75 \Sigma t'$ (déficit annuel), on aura les déficits mensuels en répartissant D_m au prorata de fractions men-

suelles déterminées, par exemple, d'après les données du psychromètre.

Une formule du même type a été préconisée autrefois — il y a plus de cent ans — par le comte DE GASPARIN (coefficient 4,2 au lieu de 4,75).

Enfin, dans une étude récente (comptes rendus de la Conférence scientifique des Nations Unies, tenue à Lake-Success, en 1949), il est fait état (détermination des ressources hydrauliques aux Indes) d'une formule absolument identique à la précédente :

$$D_m = 4,75 \Sigma t'$$

appliquée d'ailleurs par l'auteur, M. KHOSLA (Indes) mensuellement, ce qui est discutable :

$$d_m = 4,75 t'$$

Autres formules exprimant le déficit d'écoulement maximum dans le monde

Nous avons fait état, plus haut, de la formule de M. TURC qui peut être considérée comme exprimant à la fois, et d'une manière identique, le pouvoir évaporant du climat, et le déficit d'écoulement maximum, ces deux notions étant confondues :

$$E_m = D_m = 320 + 25 T + 0,05 T^3$$

A signaler également la formule de M. HENIN :

$$D = \frac{H}{1 + \gamma H^2}$$

analogue à la formule $D = H - \lambda H^2$

($\gamma = 4 \lambda^2$ environ) qui comporte un maximum D_m , au delà duquel l'auteur admet que le déficit décroît.

La courbe de M. LANGBEIN, mentionnée plus haut, peut également s'exprimer par la formule :

$$D_m = 325 + 21 T + 0,9 T^2$$

et aussi en fonction, non pas de la température, mais de la tension maximum de la vapeur d'eau $F'(T)$:

$$D_m = 105 + 57 F'(T)$$

Ne serait-il pas plus logique d'ailleurs, dans toutes les formules concernant l'évaporation, de considérer, comme facteur de conditionnement, non pas T, mais $F'(T)$?

III. — LE DÉFICIT D'ÉCOULEMENT EFFECTIF

Si les précipitations sont supérieures aux précipitations H_m , à partir desquelles le déficit peut être considéré comme constant et égal à D_m , le débit est donné par la formule $Q = H - D_m$.

Pour $h_0 < H < H_m$, on peut appliquer telles quelles l'une des deux formules :

$$D = H - \lambda H^2$$

$$D = H - \lambda (H - h_0)^2$$

le facteur λ étant considéré comme fonction surtout de la température — en faisant état des barèmes ci-dessus indiqués.

On peut également envisager l'emploi de la formule de M. HENIN :

$$D = \frac{H}{1 + \gamma H^2} \quad \left(Q = \frac{\gamma H^3}{1 + \gamma H^2} \right),$$

la formule étant supposée valable au-delà du maximum de D ;

et également celui de la formule de M. TURC, qui — D_m étant déterminé comme indiqué plus

haut en fonction de T — donne (D tend vers D_m asymptotiquement) :

$$D = \frac{H}{\sqrt{0,9 + \frac{H^2}{D_m^2}}} \quad Q = H \left[1 - \frac{1}{\sqrt{0,9 + \frac{H^2}{D_m^2}}} \right]$$

La formule parabolique simple $Q = \lambda H^2$, en faisant état du déficit maximum D_m , peut se mettre sous la forme :

$$\frac{Q}{H} = \frac{H}{4 D_m}$$

Telle quelle, elle exprime que le quotient d'écoulement (Q/H) varie proportionnellement à l'indice H/D_m (rapport du pouvoir évaporant de l'atmosphère pris égal aux précipitations H , au pouvoir évaporant du climat pris égal au déficit d'écoulement maximum D_m) : cet indice climatique est tout à fait analogue à l'indice d'aridité de M. DE MARTONNE; il substitue seulement au dénominateur conventionnel de la formule ($10 + T$) une valeur plus précise du pouvoir évaporant du climat pris égal au déficit d'écoulement maximum correspondant à la température T .

IV. — ÉTUDE DES FACTEURS, AUTRES QUE LES PRÉCIPITATIONS ET LA TEMPÉRATURE, CONDITIONNANT LE DÉFICIT MAXIMUM OU EFFECTIF

Parmi ces facteurs de tous ordres, multiples, deux semblent devoir retenir l'attention : *la répartition saisonnière des précipitations*, et les *propriétés absorbantes du sol*, considérées soit superficiellement, soit en profondeur.

Mais il est difficile de formuler à ce sujet, des lois d'une certaine portée générale, surtout en l'absence de données expérimentales suffisantes... Aussi bien chaque région, chaque bassin, n'a-t-il pas sa loi propre d'écoulement.

Aussi sans aborder le problème dans sa généralité nous nous contenterons ici des deux remarques suivantes :

1° RÉPARTITION SAISONNIÈRE DES PRÉCIPITATIONS :

A égalité des températures et des précipitations annuelles, le déficit d'écoulement est-il plus élevé, dans les régions équatoriales, où les pluies

sont plus ou moins abondantes toute l'année, que dans les régions tropicales, comportant une période sèche — pratiquement sans pluies — plus ou moins longue, pendant laquelle le sol, ne contenant, superficiellement, que peu d'humidité, voit ses facultés évaporantes diminuées ou même annulées, faute de matière évaporable.

Il semble résulter de certaines données, fort fragmentaires d'ailleurs, que l'inégale répartition des pluies au cours de l'année soit compensée par d'autres facteurs locaux (rétention du sol, superficielle ou interne, densité de la couverture végétale, humidité de l'air, etc.). Dans les régions équatoriales notamment, l'humidité de l'air contribue à diminuer le pouvoir évaporant du climat. *D'où l'intérêt qu'il y aurait, dans l'étude de l'écoulement des régions intertropicales, à faire état d'observations psychrométriques.*

2° INFLUENCE DES FACULTÉS

« ABSORBANTES ET RÉTENTIVES » DU SOL :

Il importe de distinguer ces facultés — qu'on qualifie généralement par le plus ou moins grand degré de « perméabilité » (*) du sol suivant qu'elles s'exercent à la surface du sol ou en profondeur.

Dans le premier cas, elles tendent à maintenir l'humidité des couches superficielles du terrain, donc à favoriser l'évaporation.

Dans le deuxième cas, elles tendent à constituer en profondeur, des réserves d'eau souterraines, donc rapidement soustraites à l'évaporation.

Quoi qu'il en soit, le tableau suivant, emprunté à un mémoire de M. LANGBEIN, relatif à la Californie du Sud, montre comment l'écoulement — et par suite le déficit — peut varier à égalité d'altitude (donc de température) et à égalité des précipitations, (Température régionale de l'ordre de 20°, à l'altitude 0.)

Cette région a d'ailleurs fait l'objet d'une étude

COURS D'EAU	ALTITUDE pieds	Précip. pouces	Débit pouces	Déficit pouces
Cajon Creek	3.900	18.2	3.4	14.8
Temacula Creek	3.500	18.2	0.7	17.5
West Forke Mohave	4.000	27.1	8.1	19.0
Santa Ysabel	3.400	29.8	4.7	25.1
Crab Creek	6.400	30.6	12.0	18.6
Santa Anna	7.000	29.3	6.5	22.8
Deep Creek	6.600	37.5	19.5	18.0
Mill Creek —	6.600	37.4	13.4	24.0

(*) Cette notion demanderait d'ailleurs à être précisée et définie « hydrologiquement ».

détaillée, ayant pour but, notamment, de déterminer l'effet sur l'optimum évaporométrique (déficit maximum de l'écoulement) des facultés absorbantes du sol [TRUXELL et STAFFORD. — *Le déficit d'écoulement dans les montagnes de la Californie du Sud.* — Lat. N. env. 34°] (*).

Les 25 bassins étudiés ont été classés en trois catégories :

- A) *Most absorptive and retentive areas.*
- B) *Moderately absorptive and retentive areas.*
- C) *Least absorptive and retentive areas.*

Nous avons analysé en détail ce mémoire, dont nous indiquons seulement les conclusions, du point de vue considéré ici.

$$\left. \begin{aligned} A) D_m &= 600 + 20 T \\ B) D_m &= 450 + 20 T \\ C) D_m &= 300 + 20 T \end{aligned} \right\} \begin{array}{l} \text{formules} \\ \text{approximatives :} \\ T = 5 \text{ à } 15^\circ \end{array}$$

(parties médianes des courbes qui s'incurvent aux limites).

Nous en concluons comme formule indicative, exprimant le déficit effectif en fonction des précipitations, de la température et de la nature plus ou moins absorbante du sol, la relation suivante :

$$D = H \frac{H^2}{a + b T}$$

le coefficient *a* caractérisant, *grosso modo* comme indiqué plus haut, les qualités absorbantes superficielles du sol.

Les auteurs ont, en outre, déduit de leur étude que le déficit d'écoulement, après avoir atteint le maximum défini par le sommet de la parabole, pouvait être considéré comme constant pour un bassin donné (**).

Des études du même genre, concernant des régions diverses, permettraient de préciser les conclusions particulières ci-dessus énoncées.

(*) *Transactions Am. Geophysical Union*, Octobre 1949. Natural water losses in mountain drainage areas of Southern California.

(**) Ce qui est admis, généralement, par tous les hydrologues du monde.

FIG. 6

Détermination de l'optimum évaporométrique (Thorntwaite). — Détermination des facteurs I, c et a des formules : $I = \sum_{n=1}^{n=12} (t/5)^{1.514}$ et $e_0 = cta$ en fonction des températures mensuelles (t).

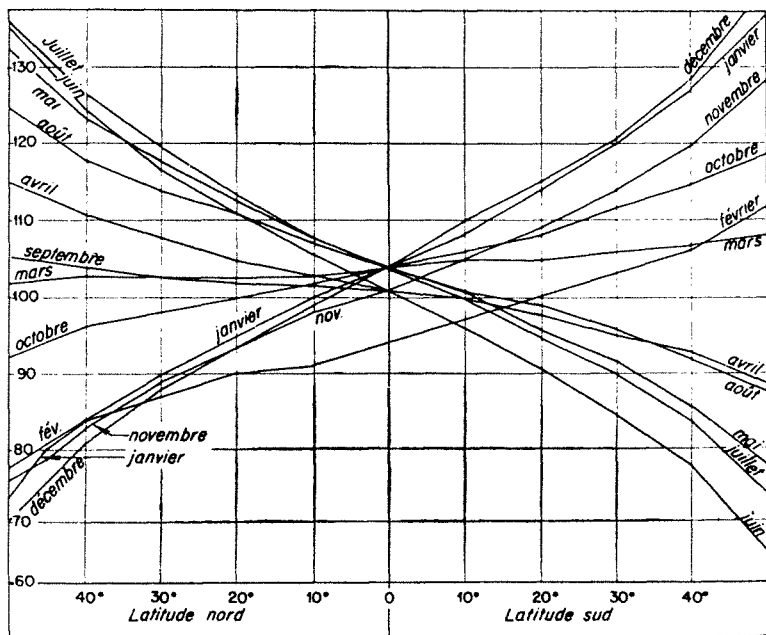
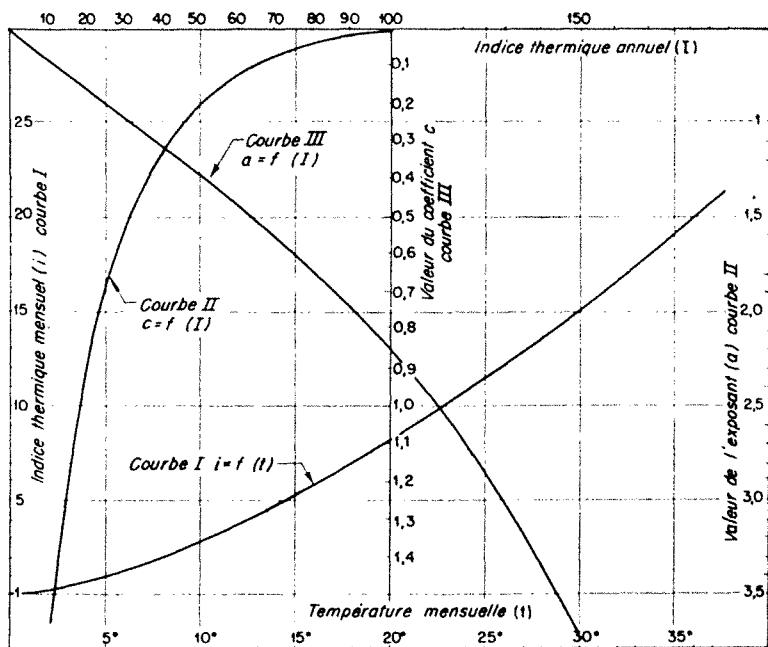


FIG. 7

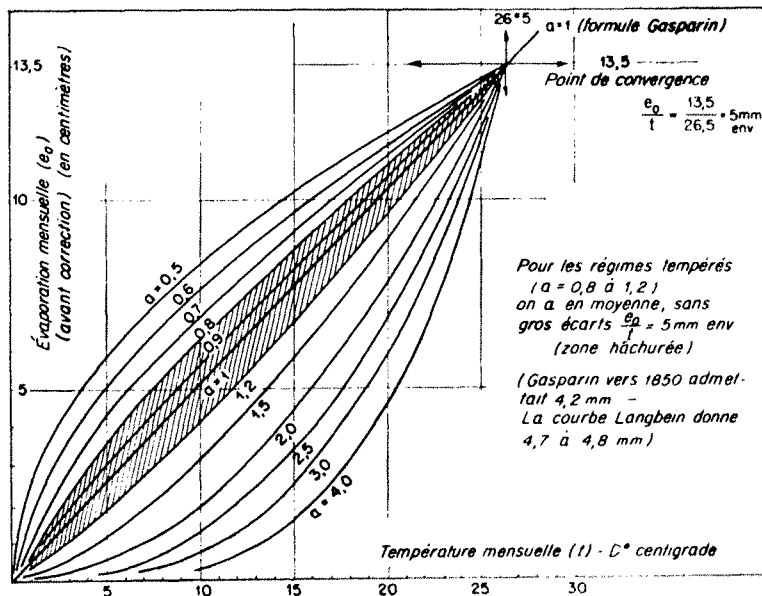
Détermination de l'optimum évaporométrique (Thorntwaite). — Coefficient de correction (latitude - durée du mois) : K

$$e = Ke_0 \quad E = \sum_{n=1}^{n=12} e$$

FIG. 8

Détermination de l'optimum évaporométrique (Thorntwaite).

Abaque $(e_0/13,5) = [t/26,5]^a$ pour $a = 1$ $e = 0,507 t$



pouvoir évaporant relativement exact, c'est-à-dire confirmé par l'observation des régions du monde les plus diverses.

$$PE = K' \Sigma t \quad (t = \text{temp. mensuelle} > 0)$$

L'éminent ingénieur américain LANGBEIN — par la considération purement hydrologique des bassins à précipitations abondantes toute l'année (régions humides) a tracé une courbe annuelle exprimant le déficit d'écoulement en fonction de T annuel : cette courbe, traduite non pas en fonction de T mais de Σt , est très sensiblement une ligne droite : $D_m = 4,75 \Sigma t$, comme le montre le tableau suivant :

40° F	K' = 4,79
50° F	K' = 4,88
60° F	K' = 4,65
70° F	K' = 4,62
80° F	K' = 4,71

Le comte DE GASPARIN, qui faisait état d'une valeur de : $K = 4,2$, n'était pas loin de la vérité.

Mentionnons, en passant, que le rapport K' est supérieur à 4,75, en montagne (pression plus faible, radiation au sol plus grande), et il est d'autant plus grand que le terrain est plus absorbant.

Cette « presque constance » du dit coefficient K' apparaît d'ailleurs dans le tableau II

TABLEAU II

OPTIMUM ÉVAPOROMÉTRIQUE (Calculé par la formule C. W. THORNTHWAITTE (PE))

STATIONS	L°	T°	AT	PE	t	PE/t
Winnipeg (Canada)	49° N	0°57	40°4	539	80,9	6,6
Bissorte (Maurienne, France), alt. 2.150 m.	45° N	2°40	16°1	437	46,6	9,4
Moscou (Russie)	55° N	3°90	29°9	570	83,1	6,8
Bassin San Joaquin (Californie), alt. 2.000 m.	38° N	5°40	17°0	470	69,2	6,8
Bassin du Viskan (Suède)	58° N	5°80	18°2	547	75,5	7,3
Montréal (Canada)	45° N	5°53	31°4	571	98,0	5,5
Bassin du Fier (Savoie, France), alt. 900 m.	45° N	6°75	18°7	533	85,7	6,2
Berlin (Allemagne)	52° N	8°5	18°5	628	102,4	6,1
Bassin de la Susquehanna (Pen., U.S.A.)	41° N	9°5	24°9	650	120,5	5,4
Beward (N.C.), U.S.A.	35° N	9°7	19°7	618	116,0	5,3
Paris (France)	48° N	10°1	16°0	654	120,0	5,4
Lyon (France)	45° N	10°8	21°9	664	130,4	5,1
Pékin (Chine)	39° N	11°7	30°7	772	149,7	5,1
Brest (France)	48° N	12°0	11°4	695	144,2	4,8
Toulouse (France)	40° N	12°2	16°5	715	147,0	4,9
Milan (Italie)	45° N	12°5	24°0	746	149,5	5,0
Madrid (Espagne)	40° N	13°3	20°0	744	159,1	4,7
Tokio (Japon)	35° N	13°7	22°5	737	165,0	4,5
Marseille (France)	43° N	14°2	15°4	763	170,3	4,5
Perpignan (France)	42° N	14°5	13°4	782	174,0	4,5
Melbourne (Australie)	37° S	14°7	13°4	743	175,9	4,2
Changhai (Chine)	31° N	15°0	23°9	814	180,0	4,5
Ain Draham (Tunisie)	37° N	15°0	17°2	791	180,0	4,4
Sacramento (Californie)	38° N	15°3	14°6	785	183,4	4,3
Ksara (Liban), alt. 920 m.	34° N	15°5	18°8	807	185,6	4,4
Tananarive (Madagascar), alt. 1.400 m.	19° S	16°7	7°5	782	200,0	3,9
San Luis (Brésil)	33° S	16°9	14°9	848	203,1	4,2
Athènes (Grèce)	37° N	17°6	35°9	934	211,3	4,4
Souk el Arba (Tunisie)	37° N	18°0	18°9	902	215,7	4,2
Alger (Algérie)	36° N	18°3	13°4	860	220,3	3,9
Lima (Pérou)	12° S	19°3	7°1	903	231,8	3,9
Le Caire (Égypte)	30° N	21°1	16°3	1.143	253,8	4,5
Bassin du Kissimée (Floride, U.S.A.)	27° N	22°5	11°5	1.222	270,0	4,5
Tamatave (Madagascar)	18° S	24°2	6°0	1.309	290,5	4,5
Majunga (Madagascar)	15° S	26°9	3°0	1.732	322,5	5,4
Madras (Inde)	13° S	27°4	7°4	1.910	332,4	5,7
Kayes (Sénégal)	14° N	29°4	10°8	2.795	352,8	7,9

NOTATIONS {

- L = Latitude (Nord ou Sud).
- T = Température annuelle.
- AT = Ecart des températures mensuelles extrêmes.
- PE = Optimum évaporométrique (THORNTHWAITTE).
- t = Somme des températures mensuelles > 0.
- PE/t = Equivalent évaporométrique du degré mois > 0.

ci-joint, donnant, pour 37 stations du monde les plus diverses, les valeurs de PE calculées suivant les formules de THORNTHWAITTE: on constate que le rapport PE/T varie peu, notamment pour T compris entre 10° et 15° (régions tempérées).

Sur le graphique correspondant (fig. 9), nous avons porté les points représentatifs de ces 37 stations, et tracé la zone de corrélation, assez étroite, entre PE et T annuel.

Les points les plus excentriques (Winnipeg,

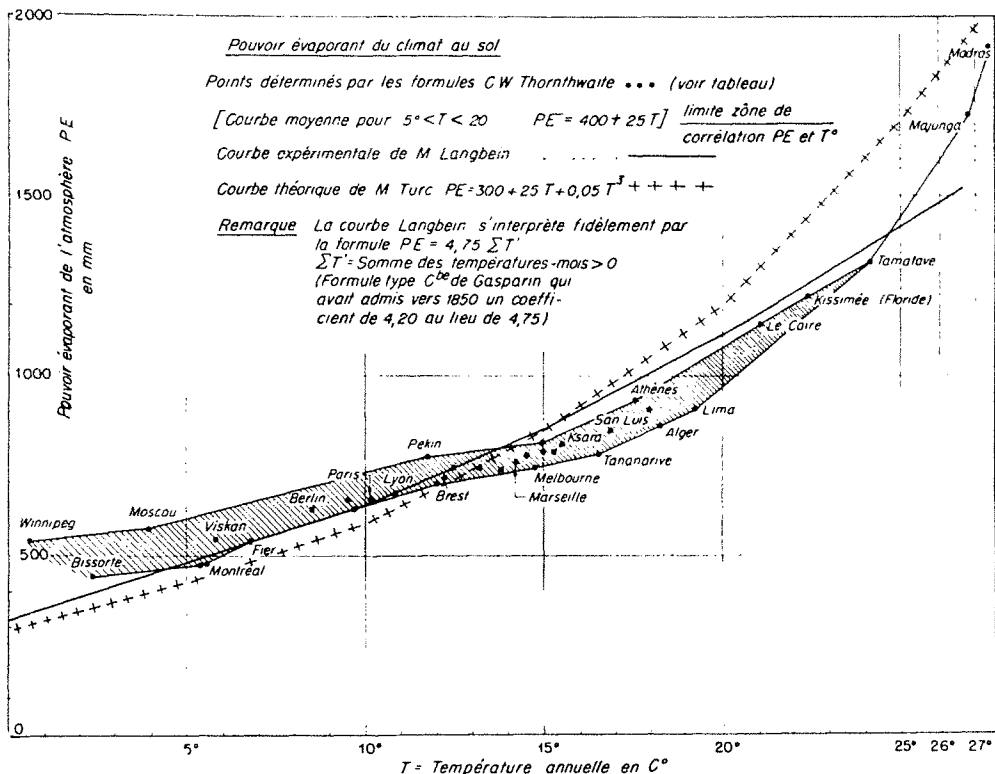


FIG. 9

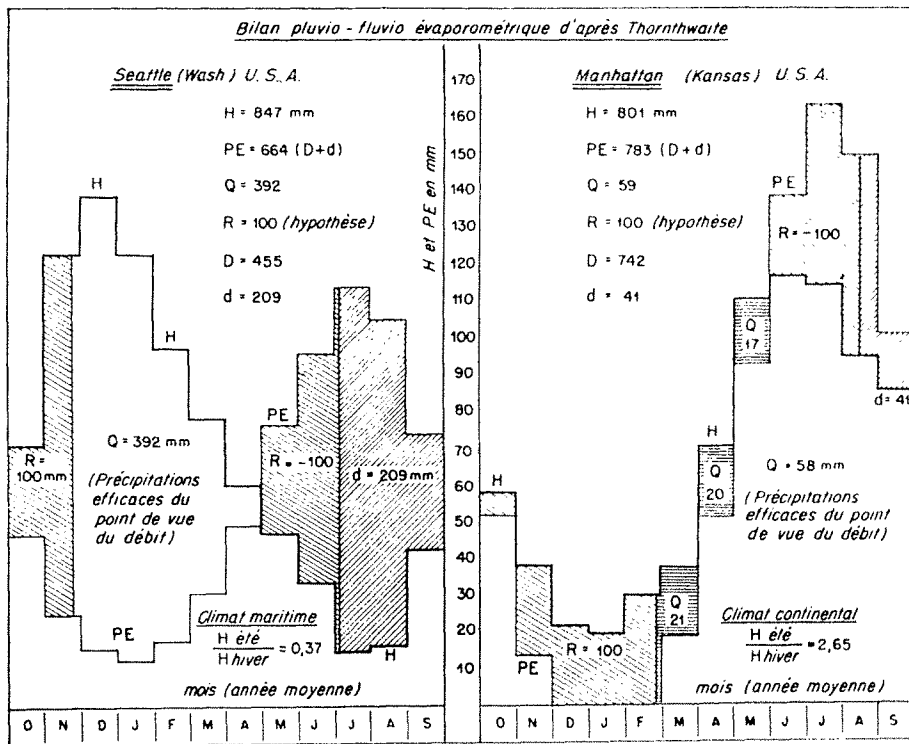


FIG. 10

Moscou, Pékin, Athènes) sont relatifs à des stations à *variations thermiques accentuées*, ce qui est normal (*climats très continentaux*).

Sur ledit graphique sont indiqués à titre de comparaison, la *courbe* de M. LANGBEIN, mentionnée plus haut, et la courbe déterminée par M. TURC : $PE = 300 + 25 T + 0,05 T^2$.

Les trois courbes sont quelque peu divergentes: notre opinion est que la courbe de THORNTON-WAITE *sous-estime* l'évaporation maximum possible *pour les régions à température comprise entre 15 et 20°*.

(La formule utilisée fait croître (*a*) trop vite en fonction de *I*) et *surestime* (peut-être) — comme celle de M. TURC — l'évaporation pour les régions à température de l'ordre de 25°, surtout dans les régions humides.

La figure 10 enfin traduit deux exemples d'application des formules de l'auteur, correspondant à deux stations climatiquement très différentes. Compte tenu des valeurs mensuelles de la température, du pouvoir évaporant qui en résulte, des précipitations correspondantes, on en déduit certaines estimations de l'*écoulement an-*

nuel total (*Q*), du *déficit d'écoulement* (*D*) et de ce que l'on peut appeler le *déficit d'évaporation* (*d*) : $PE = D + d$.

Ces graphiques reposent sur l'hypothèse fondamentale suivante : *l'amplitude de la variation de l'eau contenue superficiellement dans le sol* est de 100 mm.

C'est précisément cette amplitude — désignée par *R* — que conditionnent *essentiellement et différemment*, d'une région à l'autre, *la nature et les qualités d'absorption du sol*, qui font varier le *bilan thermo-pluvio évaporométrique*, en plus des *facteurs climatiques*, seuls considérés en l'occurrence : *R* peut atteindre, sous certains climats, 200 et peut être même 300 mm. Quoi qu'il en soit de cette réserve, un tel bilan montre comment agit, en gros, le pouvoir évaporant du climat, qui se décompose en deux : $D = \text{déficit d'écoulement}$ et $d = \text{déficit d'évaporation}$, ce dernier déficit, *dû au manque de matière évaporable* dans le sol, chiffre en quelque sorte la *dîsette d'eau* dont souffrent les plantes et les cultures, et *l'importance des irrigations nécessaires pour remédier à cette dîsette*.

RECOMMANDATIONS...

Vous vous êtes procuré ce numéro parce que l'un de ses articles coïncide avec vos préoccupations actuelles. Les autres articles, nos autres numéros, vous semblent sans utilité pratique.

Mais savez-vous quelles seront vos préoccupations, dans quelques années, dans quelques mois même? Le numéro que vous jugez aujourd'hui sans intérêt vous apparaîtra alors comme un instrument de travail absolument indispensable. Vous nous le demanderez et — ceci se produit journellement — nous vous répondrons qu'il est épuisé.

ABONNEZ-VOUS; feuilletez chaque numéro au moment où il vous parvient. Les articles présentés ne vous sont peut-être d'aucun secours aujourd'hui, mais, demain, vous saurez qu'ils existent, et lorsque vous en aurez besoin vous les retrouverez sans la moindre difficulté dans VOTRE collection.

ABONNEZ-VOUS; c'est plus sûr, plus commode et beaucoup moins cher.

LA HOUILLE BLANCHE.