



1104

MINISTÈRE DES TRANSPORTS
SECRETARIAT GÉNÉRAL A L'AVIATION CIVILE

DIRECTION DE LA MÉTÉOROLOGIE NATIONALE

MONOGRAPHIES
DE LA
MÉTÉOROLOGIE NATIONALE

N° 65

L'ÉVAPOTRANSPIRATION
ASPECT AGROMÉTÉOROLOGIQUE
ÉVALUATION PRATIQUE DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION
POTENTIELLE
par
P. BROCHET et N. GERBIER
S. M. M. Climatologique
Paris

OCTOBRE 1968
PARIS

500093

Ousmane NGOM
Ingénieur Génie Rural
MS en Hydrogéologie

Cl. déc. 551.573

MONOGRAPHIES
DE LA
MÉTÉOROLOGIE NATIONALE

N° 65

L'ÉVAPOTRANSPIRATION
ASPECT AGROMÉTÉOROLOGIQUE
ÉVALUATION PRATIQUE DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION
POTENTIELLE
par
P. BROCHET et N. GERBIER
S. M. M. Climatologique
Paris



S 990023

M 15

Manuscrit reçu en juin 1968
Imprimé 196, Rue de l'Université
PARIS 7°

SOMMAIRE

	Pages
RESUME	1
SIGNIFICATION DES PRINCIPAUX SYMBOLES UTILISES	1
Chapitre I :	
NOTIONS GENERALES SUR L'EVAPOTRANSPIRATION ET LES TRANSFERTS D'EAU.	3
1 - Concepts de l'évapotranspiration et de l'évapotranspiration potentielle.	3
2 - Aspects énergétique et climatique de l'ETP.	5
3 - Aspect bioclimatique de l'évapotranspiration.	7
4 - Aspect agronomique des transferts d'eau.	10
4.1 - Réserves hydriques du sol.	10
4.2 - Application pratique de la notion d'évapotranspiration.	15
4.3 - Bilan hydrique d'une culture.	18
Chapitre II :	
EVALUATION DE L'EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE.	21
1 - Mesure de l'évapotranspiration potentielle	21
2 - Calculs de l'évapotranspiration potentielle	22
2.1 - Formule de Thornthwaite	23
2.2 - Formule de Turc	24
2.3 - Formule de Penman	25
2.4 - Formule de Piche corrigé (Bouchet)	28
2.5 - Estimation du coefficient α de la formule de Bouchet	30
2.5.1 - Estimation directe du coefficient α	30
2.5.2 - Estimation à l'aide d'un indice agroclimatique	31
2.5.3 - Calcul de l'indice agroclimatique	32
2.5.4 - Utilisation pratique de la formule du Piche corrigé	33
CONCLUSIONS	35
BIBLIOGRAPHIE	37
ANNEXES	40

L'ÉVAPOTRANSPIRATION

RÉSUMÉ

On rappelle dans une première partie les notions essentielles concernant l'évapotranspiration, l'évapotranspiration potentielle et d'une façon générale les transferts d'eau entre le sol, la plante et son environnement. Il est montré en particulier que ces notions débouchent sur des applications pratiques dans le domaine agricole.

La deuxième partie traite de l'évaluation de l'ETP. Quatre formules sont développées : Thornthwaite, Turc, Penman et Bouchet. Pour cette dernière on cherche en particulier à expliciter la signification et les fluctuations locales et temporelles du coefficient α , que l'on tente de rattacher à un indice climatique relativement simple.

SIGNIFICATION DES PRINCIPAUX SYMBOLES UTILISES

a	Albedo d'une surface
E	Evapotranspiration
Ea	Pouvoir évaporant de l'air (Penman)
ETM	Evapotranspiration maximale
ETP	Evapotranspiration potentielle
e	Tension actuelle de la vapeur d'eau
ew	Tension maximale de la vapeur d'eau
F' _T	Pente de la courbe de tension maximale de la vapeur d'eau
H	Durée du jour
h	Durée d'insolation
Hc	Capacité au champ
Hf	Point de flétrissement
Hp	Humidité pondérale du sol (g/100 g de sol sec)
Hv	Humidité volumique du sol (g/100 cm ³ de sol)
i	Indice thermique mensuel (formule de Thornthwaite)
I	Indice thermique global (formule de Thornthwaite)
Iga	Radiation solaire directe à la limite de l'atmosphère
K	Coefficient instrumental (formule de Bouchet)
L	Chaleur latente d'évaporation - condensation
Qx	Débit maximal en eau de la plante
Ra	Rayonnement de l'atmosphère (I. R)
Rg	Rayonnement global de courte longueur d'onde
Rn	Rayonnement net
Rt	Rayonnement de la surface du sol (I. R)
RU	Réserve Utile
RFU	Réserve facilement utilisable
Rs	Réserve de survie
U	Humidité relative (%)
V	Vitesse du vent (m/s)
α	Coefficient de la formule du Piche corrigé (Bouchet)

θ	Rapport de Bowen
γ	Constante psychrométrique (couche turbulente)
γ_1	Constante psychrométrique (couche laminaire)
ψ	Potentiel capillaire
t_e	Potentiel efficace
$\lambda(\theta)$	Rapport $F'\theta/\gamma$
ρ_s	Masse volumique du sol sec
σ	Constante de Stephan-Boltzman

CHAPITRE I

NOTIONS GÉNÉRALES SUR L'ÉVAPOTRANSPIRATION ET LES TRANSFERTS D'EAU.

I - CONCEPTS DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION ET DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE.

La vapeur d'eau atmosphérique provient presque exclusivement de processus d'évaporation à la surface de notre planète car les diverses réactions physicochimiques (respiration, combustion...) ne participent que dans une très faible proportion à l'enrichissement en eau de l'atmosphère. Si la plus grande fraction de cette évaporation, soit environ 85 %, se situe, en moyenne, au niveau des océans, une proportion non négligeable, de l'ordre de 15 %, se produit au dessus des surfaces continentales. La végétation tient alors un rôle prépondérant dans ce transfert de vapeur d'eau ; la plante se comportant comme une mèche entre le sous-sol, réservoir d'eau liquide, et l'atmosphère. Le terme "évapotranspiration" désigne la quantité de vapeur d'eau rejetée dans l'atmosphère tant par évaporation directe au niveau du sol lui-même que par transpiration des organes aériens des plantes. Il est souvent pratique d'exprimer l'évapotranspiration en épaisseur de la lame d'eau convertie en vapeur. Rappelons à cette occasion que 1 mm d'eau correspond à 1 kg par m² soit 10 tonnes par ha (ou 10 m³).

Lorsqu'un couvert végétal étendu et couvrant bien le sol est abondamment pourvu en eau, c'est à dire lorsque les végétaux qui le composent peuvent puiser sans restriction dans la réserve hydrique du sol pour répondre au mieux à la demande de l'environnement aérien, l'évapotranspiration croît et tend vers une limite maximale que l'on peut considérer comme l'un des aspects l'évapotranspiration potentielle (ETP).

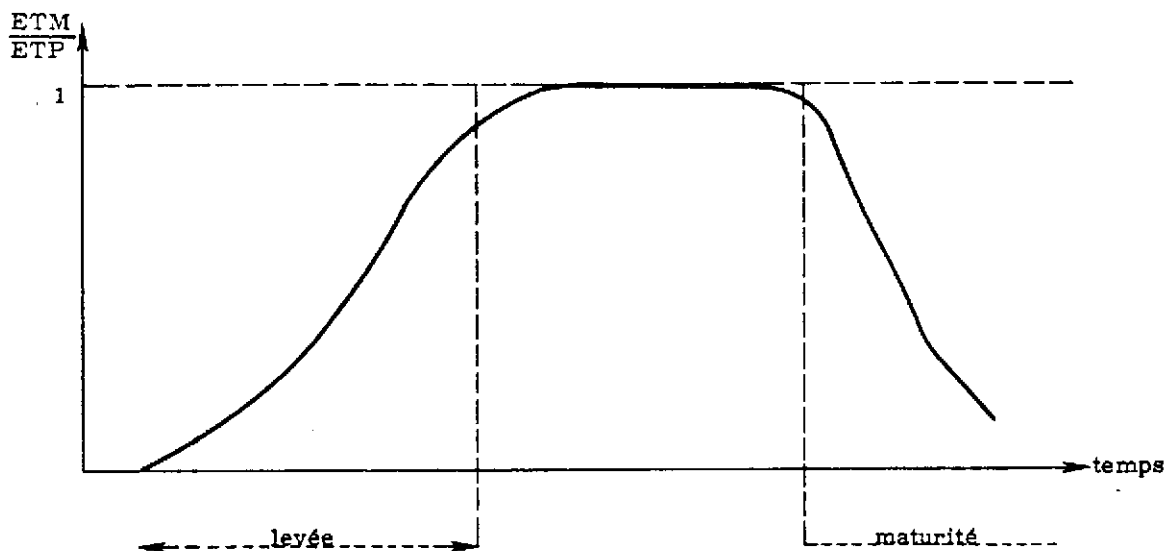
La notion d'évapotranspiration potentielle a été introduite assez récemment, en particulier par le climatologue américain Thornthwaite. Celui-ci avait avancé l'hypothèse, basée sur une série de mesures expérimentales, que l'évapotranspiration maximale vers laquelle tend un couvert végétal, placé dans les conditions précisées ci-dessus, peut être considérée comme indépendante des espèces végétales qui constituent ce couvert ainsi que de la nature du sol et n'est finalement fonction que des caractéristiques énergétiques et dynamiques de l'environnement atmosphérique.

Ceci à condition toutefois de considérer des surfaces suffisamment étendues (quelques dizaines d'hectares) et des intervalles de temps assez long, par exemple de l'ordre de la décade.

Si cet aspect essentiellement climatique de l'ETP est acceptable pour de grandes surfaces, par contre les études et mesures entreprises sur ce sujet depuis une vingtaine d'années montrent, qu'à échelle spatiale plus restreinte, de l'ordre de la parcelle par exemple, l'ETP est certes étroitement liée au climat mais dépend aussi :

- de l'environnement naturel de cette parcelle : effet d'oasis.
- des espèces végétales concernées.
- des propriétés pédologiques du sol.

Pour des surfaces limitées, recouvertes d'une culture homogène, on doit établir une distinction entre l'ETP, paramètre climatique, et l'évapotranspiration maximale, caractère spécifique de l'espèce cultivée qui dépend pour beaucoup du stade phénologique du végétal considéré, de son indice foliaire, de son état physiologique. Une culture ne peut satisfaire totalement au pouvoir évaporant de l'air que pendant une fraction de sa période végétative ; au début et à la fin de son évolution (levée, maturité) la plante évapore nettement moins que ne le laisseraient présumer les propriétés intrinsèques de l'air. Très schématiquement le rapport de l'évapotranspiration maximale à l'ETP épouserait dans le temps, la forme ci-après :



Variation de ET_{max} en cours de croissance

TABLEAU I
ETP mesurées et Précipitations
à Versailles (INRA)

	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Année
ETP									
1961	46	60	118	75	133	103	92	26	653
1962	26	38	83	95	109	96	68	45	560
1963	-	40	55	79	107	55	49	20	-
1964	23	47	71	101	100	83	64	14	503
1965	26	30	77	81	76	71	45	30	436
1966	24	40	63	98	67	68	466	18	424
moyenne	29*	42	78	88	99	79	61	26	515
σ	19	24	49	25	54	41	41	8	166
$\frac{\sigma}{m}$: coef de var.	0,65	0,57	0,64	0,28	0,55	0,52	0,67	0,31	0,32
Précipitations									
1961	2	47	53	42	65	4	69	56	338
1962	54	52	34	11	48	38	39	31	307
1963	61	58	52	82	18	139	29	23	464
1964	40	51	31	70	40	28	45	51	356
1965	66	41	84	42	92	67	135	17	544
1966	24	86	42	45	101	54	25	127	504
moyenne	41	56	49	49	61	55	57	51	419
σ	54	36	43	56	71	104	92	90	219
coef de var.	1,31	0,64	0,87	1,14	1,16	1,89	1,61	1,76	0,52

Il est important pour une culture déterminée de connaître ce rapport : $\frac{ETM}{ETP} = k$, à chaque étape de son développement phénologique, dans le but d'évaluer la quantité d'eau qu'elle est susceptible de consommer.

Les volumes d'eau évaporés dans les conditions d'approvisionnement optimal sont comparables à celles qui proviendraient d'une nappe d'eau libre, peu profonde, de même surface, placée dans un site identique et à même température. Lorsque la demande en eau de l'atmosphère est faible (moins de 1 mm par jour) le sol nu, maintenu humide par des précipitations fréquentes, évapore comme la végétation arrosée ou l'eau libre. Par contre si la demande est élevée et même dans l'hypothèse d'une réserve hydrique satisfaisante, le sol nu n'évapore qu'une fraction de cette demande, de l'ordre de 60 %.

Les mesures d'ETP font apparaître une variabilité interannuelle non négligeable bien que largement moins accusée que celle des précipitations (cf. tableau I).

Les formules utilisées pour calculer l'ETP à partir des données climatiques ont tendance à adoucir ces accidents. La comparaison entre les résultats de ces calculs approchés fait apparaître des désaccords parfois inquiétants, pouvant atteindre, dans une même décade, 50 % de cette évaluation. Il semble que certaines de ces expressions ne soient applicables qu'à un type de climat particulier. En fait ces incertitudes dans les résultats de l'ETP calculée sont liées aux hypothèses simplificatrices qui ont été adoptées et qui aboutissent à négliger ou tout au moins à sous estimer les incidences de l'un ou l'autre des facteurs climatiques susceptibles d'intervenir et qui sont essentiellement :

- le rayonnement net, c'est à dire le bilan entre la radiation globale solaire, le rayonnement de l'atmosphère et celui de la terre.
- la température de l'air : conséquence directe de ce bilan.
- le déficit de saturation ($e_w - e$).
- les mouvements de l'air tant verticaux qu'horizontaux, responsables des échanges par conduction, convection, turbulence.

Les paramètres climatiques dont dépend l'ETP étant soumis à des fluctuations cycliques saisonnières accentuées, on doit s'attendre à rencontrer une variation annuelle bien marquée de cette ETP. On constate effectivement que, négligeable en hiver, l'ETP peut dépasser 200 mm certains mois d'été, en particulier dans le midi de la France.

2 - ASPECTS ENERGETIQUE ET CLIMATIQUE DE L'ETP

L'évaporation consomme de l'énergie, on conçoit donc que la quantité d'énergie disponible au niveau de la surface évaporante, sol et végétaux, soit un facteur limitatif du phénomène. La demande de l'atmosphère dépendra donc de la fraction disponible de l'énergie totale mise en jeu au cours des échanges thermoradiatifs globaux. Sur une période de 24 heures, ou d'un nombre entier de jours, ce bilan peut s'exprimer comme suit : [4.]

$$R_g (1 - a) + R_a + LC = LE + R_t + Q$$

R_g : rayonnement global de courte longueur d'onde.

R_a : rayonnement de l'atmosphère (spectre I. R.)

R_t : rayonnement de surface : sol, plantes ... (spectre I. R.)

a : albedo de la surface

C : condensations

E : évapotranspiration

Q : énergie advective

L : chaleur latente d'évaporation

Si R_n représente le rayonnement net résultant du seul bilan radiatif,

$$R_n = R_g (1 - a) + R_a - R_t$$

On peut écrire :

$$R_n = LE - LC + Q$$

Le terme $L (E - C)$ exprime le bilan partiel d'énergie relatif aux échanges d'eau entre le sol, les végétaux et l'atmosphère. Il représente la quantité d'eau évaporable, pendant l'intervalle de temps choisi, compte tenu de l'énergie disponible à cet effet, c'est donc une expression de l'évapotranspiration potentielle instantanée. D'autre part, si l'ETP dépend des facteurs climatiques, de son côté l'évapotranspiration réelle en absorbant de l'énergie, modifie les caractéristiques physiques de l'air, et participe de ce fait à restreindre la demande de l'environnement, c'est à dire l'ETP.

Par l'intermédiaire de l'atmosphère dont les caractéristiques se transforment progressivement en raison de l'évaporation en surface, la valeur de l'ETP évolue de proche en proche. Ce processus va tendre à uniformiser les propriétés climatiques de l'air au dessus d'un couvert végétal homogène et de grande étendue. Par contre aux bornes d'un tel site les actions latérales, ou effets d'oasis, en altérant localement le pouvoir évaporant de l'atmosphère lui enlèvent sa signification climatique.

Pour une énergie disponible identique dans l'atmosphère, l'évapotranspiration potentielle, considérée comme une propriété spécifique de l'air, sera plus importante au dessus d'une surface sèche et dépourvue de végétation qu'au niveau d'un couvert végétal dense, dont l'évaporation réelle utilise déjà une fraction de cette énergie.

L'expression "Evapotranspiration Potentielle" peut en fait recouvrir deux conceptions assez différentes du phénomène. D'une part, comme il a déjà été indiqué, elle peut représenter la limite vers laquelle tend l'évaporation d'un couvert végétal dense qui ne souffre d'aucune restriction en eau (conception développée par Thornthwaite) soit $(ETP)_0$.

Limite ETR - $(ETP)_0$

Mais ce peut être aussi le pouvoir évaporant actuel de l'environnement atmosphérique exprimé en terme d'énergie (ETP).

Si, à compter du seuil limite $(ETP)_0$ correspondant au premier aspect, l'évapotranspiration réelle diminue (en raison par exemple d'une restriction d'eau, ou de la régulation stomatique) le niveau de l'évapotranspiration potentielle actuelle (ETP) augmente d'une valeur correspondant au maximum à l'énergie résiduelle "q" rendue disponible [4.]

$$ETP \leq (ETP)_0 + q$$

avec : $q = (ETP)_0 - ETR$

d'où : $ETP + ETR \leq 2 (ETP)_0$

Dans cette optique l'évapotranspiration potentielle considérée comme la demande énergétique de l'atmosphère et non plus comme la limite de l'évapotranspiration réelle, oscille entre deux seuils :

- d'une part un seuil plancher : $(ETP)_0$ valeur maximale de l'évapotranspiration réelle d'un couvert végétal étendu.
- d'autre part : $2 (ETP)_0$ que l'ont peut assimiler au pouvoir évaporant intrinsèque de l'air en l'absence de toute évaporation.

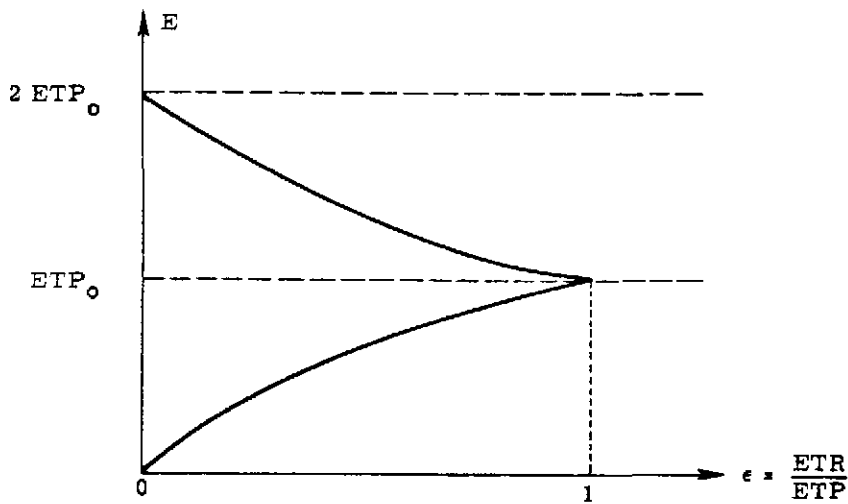


Fig. 1

3 - ASPECT BIOCLIMATIQUE DE L'EVAPOTRANSPIRATION

Au niveau des surfaces aériennes d'échange du végétal, représentées essentiellement par les feuilles, certains mécanismes physiologiques sont susceptibles de contrôler le volume des transferts de vapeur d'eau entre le tissu végétal et son environnement [27].

Une faible fraction de ces transferts s'effectue à travers la paroi cuticulaire (de 0 à 30 % du volume total des échanges), par contre la majeure partie de la vapeur d'eau transpirée est diffusée par les stomates foliaires. Ces stomates sont de petites ouvertures (diamètres de l'ordre de quelques microns : $< 10 \mu$) qui traversent la surface cuticulaire et relient directement le parenchyme lacuneux sous épidermique à la couche limite extérieure de l'air. Bien que très nombreux (50 à 700 par mm^2 de surface foliaire, suivant les espèces) la surface cumulée de ces stomates est faible, inférieure à 1,5 % de la surface cuticulaire totale pour 75 % des espèces végétales.

La résistance à la diffusion de la vapeur d'eau au niveau du stomate, relativement réduite si celui-ci est largement ouvert, croît rapidement quand, sous l'effet d'un déficit d'alimentation hydrique, le stomate se ferme jusqu'à s'obturer complètement. Ce mécanisme régulateur entre en jeu dès que l'alimentation en eau par le système radical ne peut compenser le pouvoir évaporant de l'air, soit en raison d'un assèchement du sol, soit à cause d'un débit maximal insuffisant des racines. La plante ne se comporte donc pas comme une simple mèche passive entre les réserves d'eau liquide du sol et l'atmosphère, mais s'avère capable de contrôler, entre certaines limites toutefois, ces transferts d'eau.

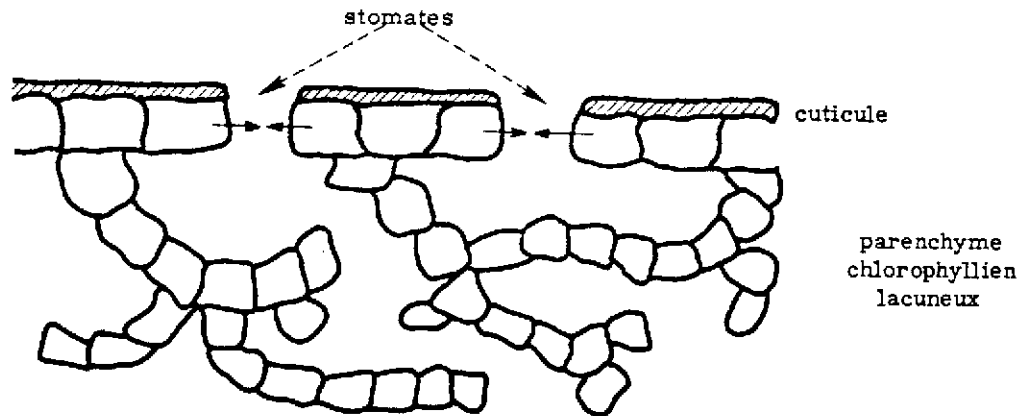


Fig. 2

Mais, par ces mêmes stomates s'effectuent aussi les autres échanges gazeux entre le tissu végétal et l'environnement, en particulier les transferts du CO_2 de l'atmosphère au bénéfice des cellules chlorophylliennes, CO_2 indispensable à la photo-synthèse des hydrocarbures : cellulose, sucre, amidon... ; c'est à dire à la production de matière sèche. Tout frein à ces échanges provoquera donc un fléchissement de la production végétale et par conséquent une diminution de rentabilité de la culture envisagée. Ainsi, chaque fois que le végétal met en oeuvre des processus de réduction de l'évapotranspiration par la fermeture des stomates, il en résulte un effet dépressif sur la production de matière sèche. Des bioclimatologistes (BOUCHET - ROBÉLIN, entre autres) ont mis en évidence l'excellente corrélation qui existe entre le rendement en matière sèche et le rapport $\frac{\text{ETR}}{\text{ETP}}$, lequel peut être considéré comme un critère de fermeture des stomates. (fig. 3)

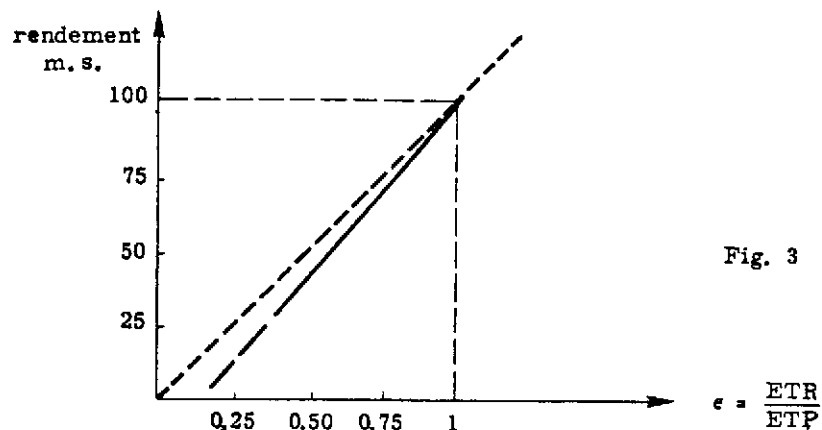


Fig. 3

Relations entre le rendement en matière sèche

et le rapport $\frac{\text{ETR}}{\text{ETP}}$ (d'après Robelin)

Le débit de l'eau à travers le végétal dépend également du développement et de la profondeur du système radical. Ce débit est directement lié à l'indice radical, défini comme la surface des racines fonctionnelles ramenée à l'unité de surface du sol. Toute intervention culturale ou traitement qui favorise le développement des racines accentue les possibilités d'évapotranspiration de la plante, par exemple : aération et structuration du sol, lutte contre les parasites et prédateurs souterrains ... etc. La quantité maximale d'eau "Q_x" transférable à travers un végétal, dépend donc à la fois de son système foliaire (évacuation) et de son enracinement (absorption)

De l'examen ci dessus il ressort que l'efficacité des surfaces d'échange d'une végétation abondamment pourvue en réserves hydriques dépend de deux circonstances : le débit d'eau que peut assurer le végétal et l'évapotranspiration potentielle instantanée de son environnement immédiat.

Si le débit maximal Q_x du végétal est constamment supérieur à l'ETP, la plante conserve en permanence le maximum de surfaces efficaces d'échange, l'évapotranspiration réelle tend vers l'évapotranspiration potentielle et l'élaboration de matière sèche n'est plus limitée par l'approvisionnement hydrique.

Chaque fois, au contraire que l'ETP dépasse le débit maximal Q_x, soit par suite d'une demande accrue de l'atmosphère, soit en raison d'un dessèchement du sol ou d'un développement radical insuffisant, il y a intervention de la régulation stomatique, restriction des surfaces d'échange et par conséquent réduction de la capacité de production de matière sèche.

Or, au cours d'une journée, l'évapotranspiration potentielle varie très largement, en fonction du rayonnement net, de la température, du déficit de saturation, du vent ... Tous éléments climatiques qui manifestent une fluctuation diurne marquée. Le minimum quotidien, de l'ETP, souvent très faible, est atteint au cours de la nuit ;

Dans les régions subhumides tempérées, par exemple, la température minimale se rapproche du point de rosée, le déficit de saturation (ew - e) devient très faible ou nul, l'ETP tend vers zéro.

Au contraire cette ETP devient maximale vers le milieu de la journée au moment du bilan radiatif net le plus excédentaire, qui correspond généralement au maximum du déficit de saturation (et souvent au maximum de vent).

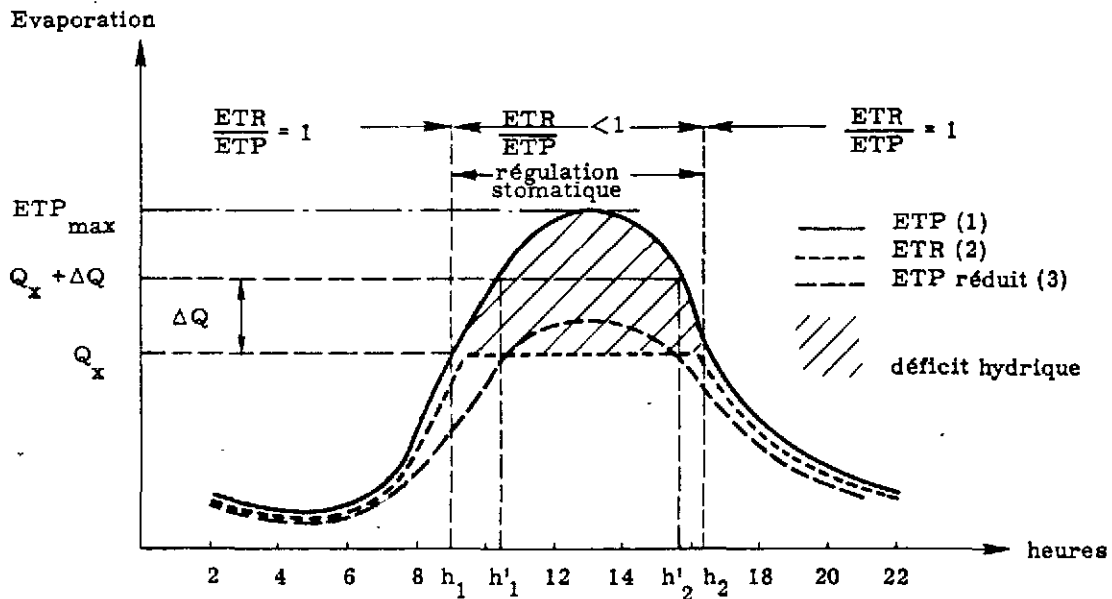


Fig. 4

Il arrive très fréquemment qu'au printemps et en été, c'est à dire pendant la période végétative active des cultures, la demande de l'atmosphère se maintienne pendant plusieurs heures au dessus du débit maximal Q_x des végétaux. Les plantes souffrent alors d'un déficit hydrique systématique en cours de journée et la régulation stomatique intervient. Pendant tout l'intervalle h_1 h_2 (fig. 4) la photosynthèse chlorophyllienne est réduite et la production de matière sèche subit une très sérieuse limitation.

Toute intervention provoquant une augmentation de Q_x ($Q_x + \Delta Q$, figure 4) ou bien, une diminution de l'ETP (courbe 3) écourtera ou même supprimera cet effet dépressif qui affecte la production végétale. (h'_1 h'_2 au lieu de h_1 h_2).

4 - ASPECT AGRONOMIQUE DES TRANSFERTS D'EAU :

4.1 - Réserve hydrique du sol.

L'eau rejetée dans l'atmosphère par les processus d'évapotranspiration doit être puisée par la plante dans le sol. Il convient donc de savoir sous quelle forme se présente cette réserve hydrique dont dépend en grande partie le rendement des spéculations agricoles, et quel est son comportement vis à vis du végétal.

D'origine essentiellement pluviale (en négligeant les condensations occultes), l'eau à l'état liquide dans le sol n'est pas en totalité disponible pour la plante. En effet, une partie de cette eau qui pénètre par infiltration à travers la couche superficielle ne fait que traverser les horizons prospectés par les racines (eau gravitique) alimente les nappes phréatiques et intéresse de ce fait plus les hydrologues que les agronomes. (Figure 5)

Une fraction est retenue dans les couches superficielles par les éléments solides du sol sous l'effet des forces d'adhésion autour des grains solides et des forces de capillarité dans les manchettes interstitielles (Figure 6)

Cette quantité d'eau ainsi fixée peut s'exprimer soit en humidité pondérale H_p (masse d'eau contenue dans 100 g de sol étuvé) soit en humidité volumique H_v (masse d'eau contenue dans 100 cm³ de sol)

$$H_v = \rho_s H_p$$

avec ρ_s masse volumique du sol sec.

Il est souvent pratique, en exploitation courante, d'exprimer les quantités d'eau contenues dans le sol en hauteur "h" de la lame d'eau équivalente pour une profondeur donnée ΔZ (par exemple 100 cm)

$$h \text{ mm} = H_v \cdot \Delta Z \cdot 0,1$$

$$\text{ou} \quad h \text{ mm} = \rho_s \cdot H_p \cdot \Delta Z \cdot 0,1$$

ρ_s est exprimé en g/cm³

H_p est exprimé en pourcentage (g pour 100 g)

ΔZ est exprimé en cm.

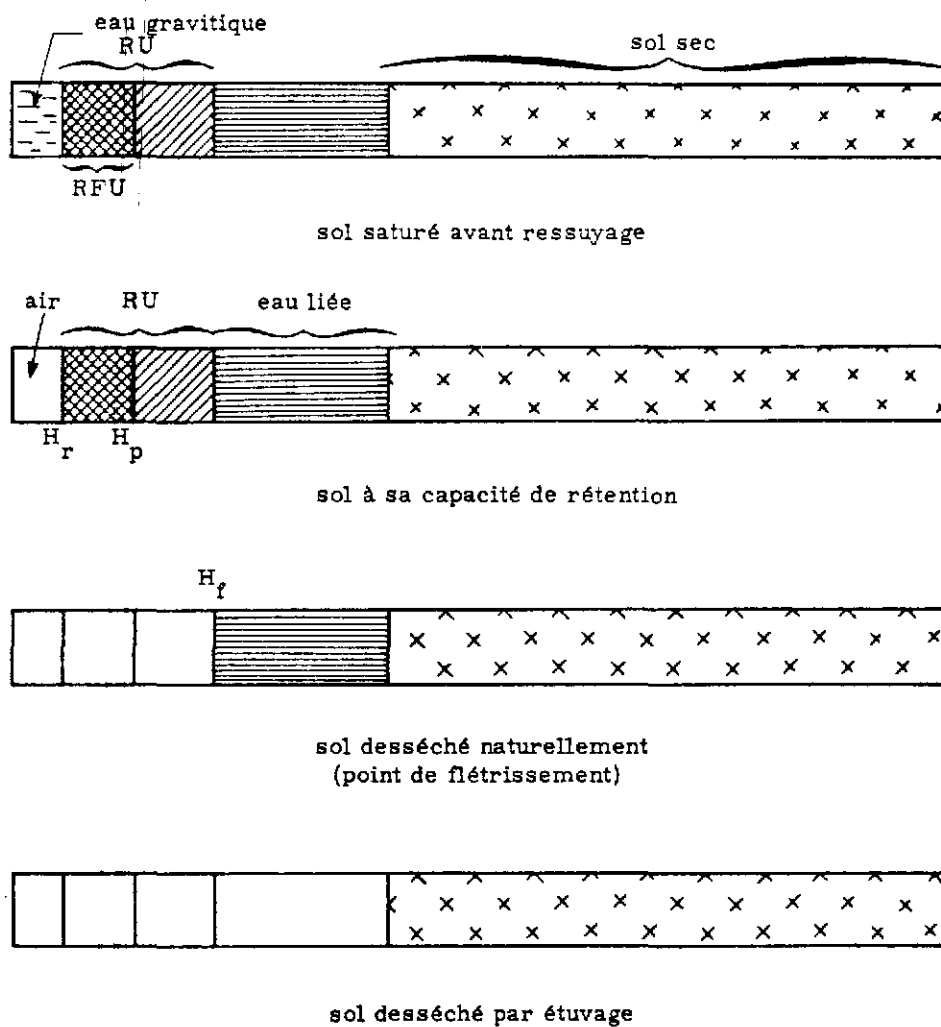


Fig. 5

Une partie seulement de l'eau fixée dans la couche superficielle est disponible pour la plante. En effet le mince film aqueux (quelques dixième de μ) qui recouvre les particules solides du sol et qui constitue l'eau dite hygroscopique est soumise à de telles contraintes de rétention que la succion des racines est incapable d'extraire cette eau (fig. 6)

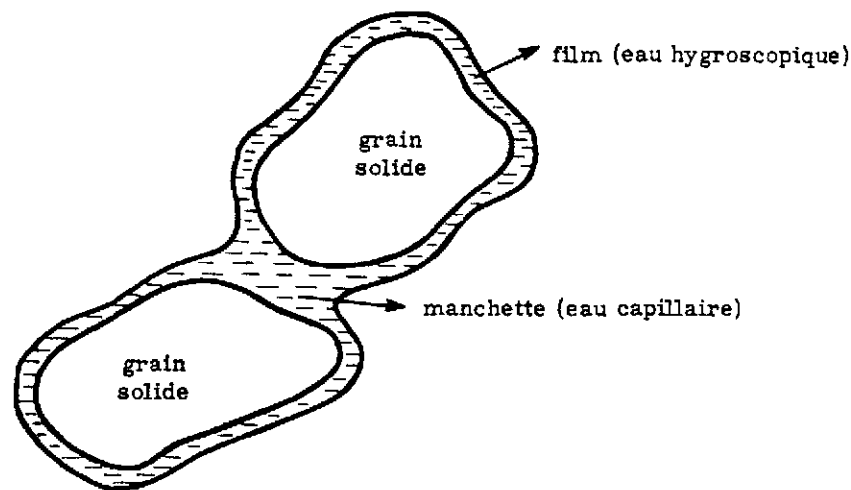


Fig. 6

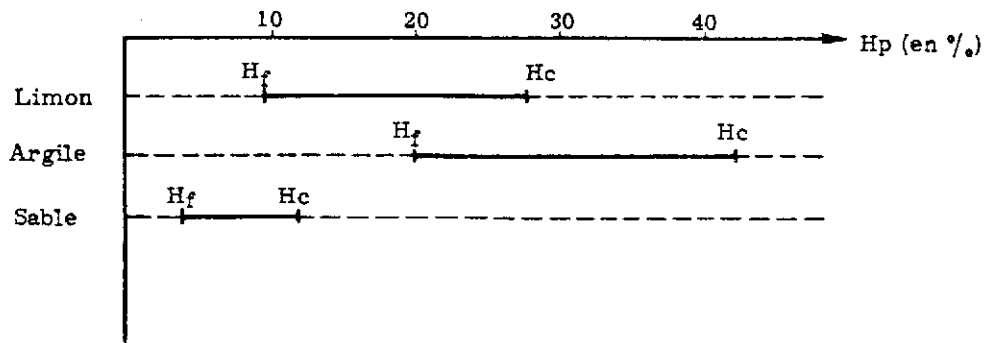
Cette quantité d'eau immobilisée dépend des caractéristiques physicochimiques, pédologiques et granulométriques du sol.

Par contre une large proportion de l'eau capillaire retenue dans les manchettes interstitielles peut être extraite par le système radical des végétaux et constitue la "Réserve Utile" du point de vue agronomique. Cette "Réserve Utile" (RU) d'un sol est comprise entre deux seuils d'humidité :

1° - La capacité au champ (H_c) quantité maximale d'eau que peut contenir un sol après ressuyage, c'est à dire après élimination par percolation de l'eau gravitique (soit quelques heures après une pluie abondante) et qui résulte [7, 22] d'un équilibre entre les contraintes de rétention (pression capillaire, forces d'adhésion, pression osmotique ...) et les forces de gravité.

2° - Le "point de flétrissement" permanent (H_f) limite inférieure de l'humidité du sol avec laquelle est compatible la vie des végétaux. En dessous de ce taux d'humidité les forces de succion des racines sont insuffisantes pour extraire l'eau du sol quelle que soit la demande de l'atmosphère. Lorsque l'on atteint ce stade, le déséquilibre d'alimentation hydrique de la plante conduit le tissu végétal à des dégradations irréversibles et celui-ci ne peut que difficilement reprendre sa turgescence normale après réhumectation du sol.

Les valeurs de H_c et H_f dépendent de la nature du sol ainsi que le montrent les ordres de grandeurs ci-après :



La différence ($H_c - H_f$) représente la gamme d'humidité utile du sol ou "Réserve Utile" pour les végétaux. On notera que fréquemment le point de flétrissement H_f correspond à une humidité qui est environ la moitié de celle correspondant à la capacité au champ :

$$H_f \simeq 0,5 H_c$$

Toutefois pour des faibles valeurs de H_c ($H_c < 15g/100 g$, cas du sable par exemple) le coefficient 0,5 diminue sensiblement.

L'eau circule dans un sol non saturé en fonction des variations spatiales de son "potentiel capillaire" lequel est défini comme l'énergie nécessaire pour extraire 1 g d'eau du sol et le transformer en 1 g d'eau libre à même niveau, même température et même salinité. L'eau diffuse des faibles valeurs de ce potentiel capillaire ψ vers des valeurs plus élevées. On exprime généralement ce potentiel par le logarithme décimal de la pression (évaluée en g-force/cm²) qu'il faut exercer sur un échantillon de sol saturé pour l'amener à son humidité actuelle.

Le potentiel capillaire (appelé aussi "potentiel matriciel") est fonction de l'humidité du sol et augmente très rapidement quand cette humidité diminue, il dépend aussi du caractère pédologique du sol. Ainsi que le montre la figure 7, pour une même humidité, le potentiel capillaire d'un sol grossier est plus faible que celui d'un sol finement divisé.

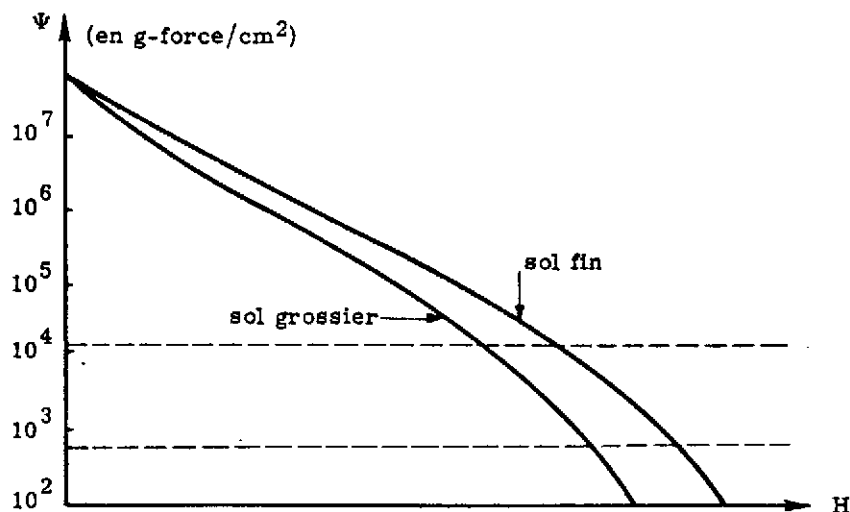


Fig. 7

Pour un sol saturé le potentiel capillaire est nul.

On doit noter que si la capacité au champ H_c et le seuil de flétrissement H_f , exprimés en humidité, varient beaucoup suivant la nature du sol, par contre ces paramètres correspondent à des valeurs très stables en potentiel capillaire :

$$\begin{aligned} \psi &\approx 2,7 \quad (\text{capacité au champ}) \\ \psi &\approx 4,2 \quad (\text{point de flétrissement}) \end{aligned}$$

La réserve en eau utilisable (RU) est évidemment fonction de la profondeur d'enracinement Δz :

$$RU \text{ mm} = \sum_0^t \frac{\rho_s}{10} (H_c - H_f) \Delta z$$

L'intervalle d'humidité efficace ($H_c - H_f$) pouvant lui-même dépendre de la profondeur. Toutefois, dans la majorité des cas, la couche superficielle du sol présentant une certaine homogénéité pédologique, la RU est sensiblement proportionnelle à la profondeur d'enracinement. On peut alors (fig. 8) la représenter graphiquement, en profil hydrique, par la surface du rectangle : $H_f H'f H'c H_c$ auquel il conviendrait d'ajouter l'aire : $H'f H'c X$ figurant arbitrairement les remontées capillaires provenant des horizons du sol immédiatement voisins de la couche prospectée par les racines.

A l'exception de la couche tout à fait superficielle où intervient l'évaporation directe du sol, l'humidité ne peut devenir inférieure à H_f puisque ce sont les racines qui puisent l'eau dans le sol.

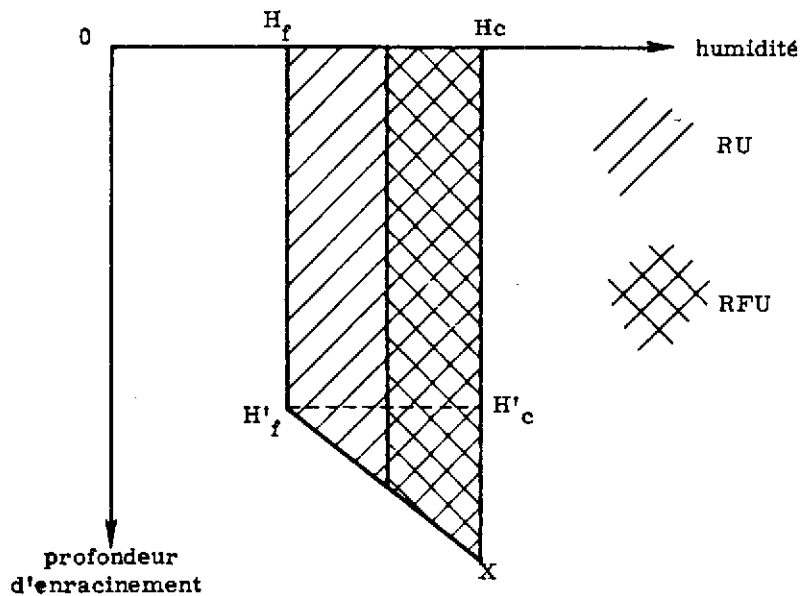


Fig. 8

Profil hydrique et réserve d'eau du sol

En fait, on constate que la plante commence à souffrir de la sécheresse et de ce fait met en oeuvre des processus physiologiques de défense (fermeture des stomates) bien avant que ne soit atteint le seuil de flétrissement. On est donc amené à distinguer une Réserve Facilement Utilisable (RFU), représentant environ 50 à 60 % de la Réserve Utilisable (RU), qui est susceptible d'alimenter le débit maximal des racines et par conséquent d'assurer la meilleure productivité de la plante : $RFU \approx 0,5 RU$.

Cette RFU se révèle d'autant plus importante que le système radical est plus profond et que son chevelu est plus dense. L'autre fraction, de la Réserve Utilisable ne permet qu'une production réduite ou même seulement la survie du végétal.

L'irrigation aura pour but de maintenir l'eau du sol entre la capacité au champ (H_c) et la limite inférieure de la Réserve facilement utilisable (fig. 7).

En fait, de récents travaux [Hallaire 22] ont montré que l'extraction de l'eau par la végétation dépendait non seulement de l'humidité du sol mais aussi du taux de dessèchement de celui-ci : $\frac{dH}{dt}$

Les transferts d'eau sont commandés par le "potentiel efficace" ψ_e , fonction à la fois de l'humidité actuelle du sol, donc de son potentiel matriciel ψ , et de la vitesse de dessèchement :

$$\psi_e = \psi + \frac{dH}{dt}$$

Un sol en voie de dessèchement, c'est-à-dire dont le taux d'extraction de l'eau ($\frac{dH}{dt}$) par succion des racines est élevé par rapport à sa réserve hydrique et qui n'est pas régulièrement réapprovisionné, se comporte comme si sa réserve facilement utilisable était plus réduite. La résistance à la circulation de l'eau dans un tel sol, augmente avec le terme $\frac{dH}{dt}$, lui-même alors important par rapport à ψ . Par contre, si la réserve hydrique disponible est grande, le terme $\frac{dH}{dt}$ demeure faible par rapport à ψ et son incidence peut rester négligeable dans toute la gamme des humidités utiles à la plante.

On retiendra donc que la RFU ne dépend pas seulement des propriétés hydriques statiques du sol mais aussi de la dynamique de l'eau dans ce sol. La RFU s'accroît quand la Réserve Utilisable, déterminée par le caractère pédologique du sol, augmente, mais diminue quand la demande du climat (ETP) s'accroît. Les contrastes initiaux entre les propriétés hydriques des sols, résultant de leurs caractères pédologiques, se trouveront ainsi amplifiés. Un sol ne retenant qu'une faible réserve d'eau (gravier par exemple) verra son aridité accentuée s'il est soumis à une forte évaporation. Par contre si sa réserve en eau est régulièrement approvisionnée (application fréquente de doses d'irrigation), le terme $\frac{dH}{dt}$ devient nul et la RFU tend alors vers sa valeur maximale.

4.2 - Applications pratiques de la notion d'évapotranspiration.

L'intérêt pratique des échanges hydriques au niveau de la plante réside essentiellement dans leurs incidences sur l'élaboration de matière sèche et par conséquent sur le niveau même de la production végétale. Ce qui retient l'attention de l'agriculteur c'est d'obtenir un rendement maximal des spéculations végétales qu'il entreprend en évitant toute réaction physiologique restrictive de la plante. Dans ce but il conviendra d'évaluer au mieux la demande actuelle de l'atmosphère soit par des mesures, soit par des calculs approchés prenant en compte certains paramètres atmosphériques puis, par des interventions appropriées, de faire tendre le rapport $\frac{ETR}{ETP}$ vers sa valeur optimale : l'unité.

Même en climat subhumide, au cours de la période végétative active des principales cultures (de mars à septembre) on constate que le pouvoir évaporant de l'air (ETP) excède fréquemment le débit hydrique maximal des plantes pendant une partie importante de la phase diurne [21]. Il en résulte, par suite de la mise en oeuvre des processus de régulation stomatique, une restriction systématique de la production végétale même dans des conditions optimales d'approvisionnement en eau (régime permanent, réserve hydrique du sol dans les limites de la RFU), bien que l'on n'observe souvent aucun signe de flétrissement apparent du tissu végétal. Aussi pour la plupart des espèces cultivées ne connaît-on qu'assez mal leur niveau écologique réel, de production puisqu'elles souffrent d'une carence systématique en eau. Pendant

cette phase diurne on peut donc envisager une amélioration des rendements en intervenant sur les deux termes du rapport $\frac{ETR}{ETP}$ afin de rapprocher celui-ci de l'unité.

1° - Augmentation de l'ETR

a - L'intervention la plus immédiate consiste à approvisionner le végétal en eau de façon à lui assurer en permanence son débit maximal c'est à dire à maintenir la réserve du sol prospecté par les racines dans les limites de la RFU. Les différents systèmes d'irrigation ont pour but de suppléer d'éventuelles déficiences des précipitations.

b - Les cultures associées assurent une prospection plus satisfaisante des couches superficielles du sol en raison des profondeurs d'enracinement différentes.

c - La sélection génétique permet d'aboutir à un meilleur développement de l'enracinement (amélioration de l'indice radical spécifique) et par conséquent à une augmentation du débit des racines.

d - Par des façons culturales appropriées de la couche superficielle il est possible aussi de restreindre l'évaporation au niveau de la surface libre du sol afin de mobiliser cette eau au bénéfice du couvert végétal [9, 12]

2° - Réduction de l'ETP

En agissant sur les caractéristiques physiques de l'environnement immédiat des végétaux pendant la période au cours de laquelle l'ETP excède le débit maximal Q_x , on peut espérer restreindre le potentiel énergétique disponible de l'atmosphère et ainsi réduire la demande en eau.

Les facteurs climatiques ayant, dans ce domaine, une incidence prépondérante au moment de ce maximum diurne sont essentiellement :

- le rayonnement solaire global qui fournit une grande part de l'énergie nécessaire à l'évaporation.
- le vent qui facilite la diffusion turbulente de la vapeur d'eau, dans l'ensemble de l'atmosphère, à partir de sources ponctuelles (stomates).
- Le déficit de saturation qui représente la faculté d'absorption instantanée de l'air en vapeur d'eau.

On n'a guère de moyens d'agir sur le rayonnement global R_g , sinon en plaçant le végétal à l'abri du soleil au risque de réduire son activité photosynthétique. Toutefois des expériences en cours au C. N. R. A. de Versailles semblent montrer qu'une durée d'ombre judicieusement dosée pourrait avoir un effet positif sur le rendement du blé par exemple. Il ne s'agit là que de résultats fragmentaires qui demandent à être confirmés et ne sauraient déboucher actuellement sur une procédure opérationnelle.

Par contre l'emploi des brises-vent a fait l'objet d'études systématiques de la part de nombreux chercheurs [5, 8, 19, 20]. Le rôle principal des brises-vent n'étant pas d'assurer une protection contre les effets mécaniques du vent, mais de réduire l'ETP et, par conséquent, d'atténuer ou de supprimer, si possible, la régulation stomatique. On ne peut négliger par ailleurs une série d'effets secondaires généralement bénéfiques sous nos climats, tels que :

- élévation de la température diurne
- augmentation de l'humidité de l'air et du sol
- augmentation de la température du sol au printemps ... etc.

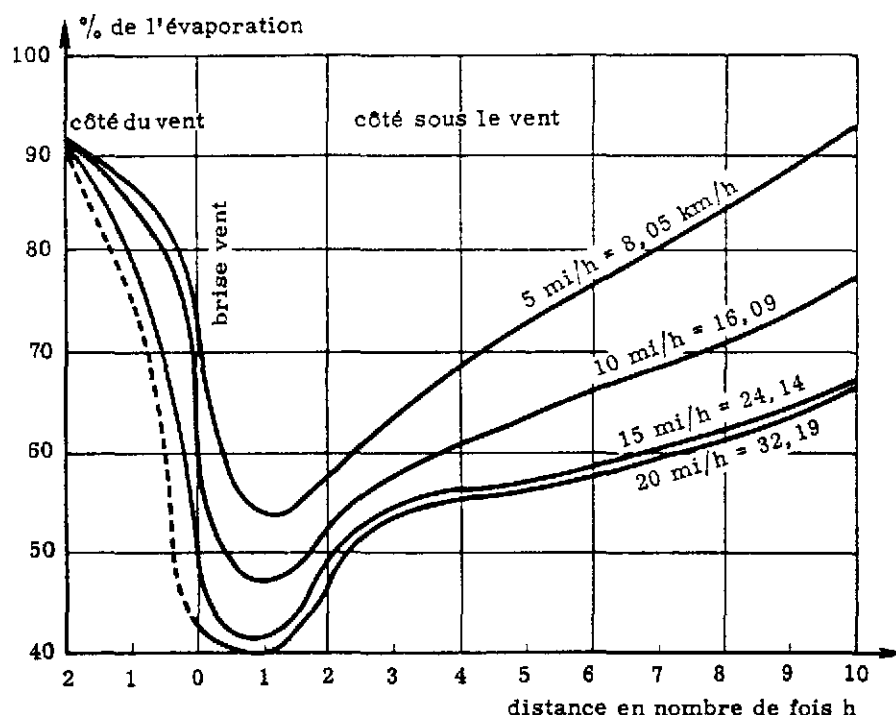


Fig. 9 - Influence d'un brise-vent sur l'évaporation suivant la vitesse du vent libre.
(d'après BATES)

La figure 9 met bien en évidence l'action des brise-vent sur le niveau de l'ETP. La localisation du maximum de réduction d'ETP par rapport au brise-vent, dépend de la perméabilité et de la nature de ce dernier. Quant à l'étendue de la zone affectée par cette réduction elle est aussi conditionnée par le type d'obstacle utilisé. L'effet d'un brise-vent inerte, par exemple, ayant une perméabilité de 50 %, se fait sentir, sous le vent, à une distance au moins égale à 20 fois sa hauteur [20].

Par contre dans le cas d'un obstacle quasi imperméable, l'intense turbulence qui se manifeste sur la face aval restreint la distance de protection.

Une réduction du déficit de saturation ($e_w - e$) au niveau des feuilles se traduit, toutes choses égales par ailleurs, par une diminution de l'ETP. Dans cette optique un apport artificiel de vapeur d'eau au sein de l'environnement immédiat des végétaux, résultant par exemple de la vaporisation de gouttelettes pulvérisées, augmente l'humidité relative et réduit le déficit de saturation donc l'ETP.

On peut aussi envisager une diversification dans l'utilisation du potentiel énergétique disponible de l'atmosphère afin de restreindre la demande au niveau des surfaces évaporantes élémentaires :

- une évaporation provoquée d'eau liquide, par exemple au cours d'aspersions, utilisera une certaine proportion de cette énergie et réduira d'autant l'écart entre l'ETP et l'ETR
- les cultures associées ont, entre autre, pour effet de multiplier les surfaces d'échanges donc de réduire la demande de l'air au niveau de chaque espèce.

4.3 - Bilan hydrique d'une culture

Parmi les moyens propres à réduire le déficit hydrique que peut subir une culture, l'irrigation, en supprimant la contrainte résultant d'une réserve en eau du sol insuffisante, compte parmi les plus efficaces. Cette réserve étant maintenue dans les limites de la RFU, la végétation se trouve en permanence dans les conditions de débit maximal. On contribue ainsi à maintenir le rapport $\frac{ETR}{ETP}$ à son niveau le plus élevé afin de réduire, voire de supprimer, la régulation stomatique.

Cependant les applications artificielles d'eau (irrigation) jointes aux précipitations naturelles, ne doivent pas saturer le sol si l'on veut éviter les altérations de sa structure physicochimique, les accidents par asphyxie du système radical ou le développement de maladies (irrigation par aspersion).

Pour mener à bien une campagne d'irrigation il convient de connaître :

- d'une part les propriétés pédologiques du sol : Réserve Utile (RU), Réserve Facilement Utilisable (RFU), capacité au champ (Hc) ainsi que son profil hydrologique en profondeur (problème purement agronomique).
- d'autre part les taux d'évapotranspiration dans les conditions naturelles ou optimales d'alimentation en eau (aspect agrométéorologique).

En pratique on ne dispose d'aucun moyen opérationnel pour mesurer l'évapotranspiration réelle d'une culture. Aussi est-on conduit à estimer indirectement ce paramètre en combinant les données relatives à l'évapotranspiration potentielle, déduite de mesures climatiques, aux précipitations et aux réserves hydriques du sol provenant d'observations pédologiques.

Dans le but d'établir et de suivre ces bilans hydriques on se trouve dans l'obligation d'adopter certaines hypothèses relatives au comportement des apports d'eau et à leur répartition entre diverses sollicitations (suction des racines, adsorption superficielle, percolation ...)

A titre purement indicatif un exemple de calcul de bilan hydrique par décade figure sur le tableau 2 - On a adopté les hypothèses suivantes :

- 1° - La totalité des précipitations s'ajoute à la réserve actuelle du sol, pour constituer l'eau disponible Hd, qui alimente l'évapotranspiration.
- 2° - L'évaporation joue sans restriction, jusqu'à concurrence de l'ETP, tant que "l'eau disponible" est supérieure ou égale à la réserve de survie Rs ($R_s = RU - RFU$)
- 3° - Dès que ce seuil est franchi ($H_d < R_s$) des contraintes freinent la circulation de l'eau vers la plante et réduisent le taux d'extraction dans le rapport de cette réserve disponible à la réserve de survie ($\frac{H_d}{R_s}$)
- 4° - Si, au cours de la décade, la différence entre la réserve disponible et l'évapotranspiration (alors égale à l'ETP) est supérieure à la Réserve Utile ($H_d - ETR > RU$), le surplus alimente la percolation (e)

On a admis d'autre part :

- une Réserve Utile (RU) de 100 mm
- une Réserve Facilement Utilisable de 40 mm (donc une Réserve de Survie : $R_s = 60$ mm)
- un sol homogène recouvert d'une végétation dense.

Au début de la première décade (colonne 1) le sol est à sa capacité au champ, par conséquent la réserve hydrique utilisable par la végétation (RU) atteint sa valeur maximale 100 mm. Les précipitations étant de 8 mm la "Réserve disponible" Hd pour la décade s'élève à 108 mm. Le rapport $\frac{H_d}{R_s} = \left(\frac{108}{60}\right)$ est supérieur à l'unité, l'évapotranspiration réelle correspond à l'évapotranspiration potentielle soit 13 mm. La réserve hydrique réelle du sol en fin de décade r_{+1} s'élèvera donc à $108 - 13 = 95$ mm. Il n'y a ni déficit d'évaporation ($ETR = ETP$) ni écoulement ($r_{+1} < RU$).

Au cours de la 2ème décade (colonne 2) la réserve disponible atteint : $95 + 36 = 131$ mm.

L'évapotranspiration potentielle n'excédant pas 18 mm on se trouve en fin de décade avec une réserve réelle de nouveau maximale 100 mm et par conséquent un excédent, alimentant la percolation, de :

$$(Hd - ETR) - RU = e$$

soit $(131 - 18) - 100 = 13 \text{ mm}$

Au contraire à la 7^è décade (colonne 7) la réserve disponible compte tenu des 8 mm de pluies n'est plus que : 41 mm, la réserve facilement utilisable à été complètement épuisée, L'extraction de l'eau par la végétation ne pourra être qu'une fraction de l'ETP soit :

$$ETP \times \frac{Hd}{Rs} = 38 \times \frac{41}{60} = 26 \text{ mm}$$

L'évapotranspiration réelle (26 mm) s'avère très inférieure à l'ETP (38 mm). En l'absence de tout apport d'eau par irrigation, on doit s'attendre à une réduction de la production végétale.

TABLEAU II
Exemple de bilan hydrique

Decades	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
ETP (ou ETM)	13	18	27	26	26	37	38	28	36	Evapotranspiration potentielle (ou max.)
P	8	36	7	35	2	5	8	25	9	Précipitations décadales
r	100	95	100	80	89	65	33	15	21	réserve réelle en début de décade
Hd	108	131	107	115	91	70	41	40	30	réserve disponible : = r + P
K = Hd/Rs	>1	>1	>1	>1	>1	>1	0,68	0,67	0,50	K = Hd/Rs
ETR	23	18	27	26	26	37	26	19	18	Evapotranspiration réelle :
r + 1	05	100	80	89	65	33	15	21	12	Réserve enfin de décade r + 1 = Hd - ETR (r+1 < RU)
ETR/ETP	1	1	1	1	1	1	0,68	0,67	0,50	} ETP - ETR Déficit d'évaporation
D _E	0	0	0	0	0	0	12	9	18	
Σ D _E	0	0	0	0	0	0	12	21	39	
e	0	13	0	0	0	0	0	0	0	écoulement : Hd - (ETR + RU)
Σ e	0	13	13	13	13	13	13	13	13	écoulement cumulé
données pédologiques expérimentales	} RU = 100 mm RFU = 40 mm Rs = 60 mm					réservoir utile réservoir facilement utilisable réservoir de survie				

Quand, en fin de décade, la réserve réelle se rapproche de la réserve de survie (par exemple colonne 5) il convient d'envisager un apport supplémentaire par l'irrigation.

Toutefois, il y aurait intérêt à ne fixer la date d'application de l'irrigation qu'après consultation des prévisions à moyenne échéance (3 à 5 jours). L'annonce d'une période pluvieuse ayant pour effet de différer et éventuellement de supprimer cette application.

Un moyen pratique de suivre le bilan hydrique d'une culture consiste à porter sur un graphique en coordonnées rectangulaires les courbes figurant les valeurs cumulées de l'ETM et des précipitations (ou apports supplémentaires d'eau) à partir d'une date correspondant au début de la période végétative active. L'intervalle entre les deux courbes, compte tenu de la réserve facilement utilisable et éventuellement de son évolution en fonction du stade phénologique, doit permettre d'estimer les doses d'irrigation ainsi que leurs dates d'application.

Quel que soit le procédé de calcul envisagé il s'agit toujours d'évaluations approchées faisant appel à des hypothèses simplificatrices. Bien qu'imprécis de tels schémas constituent cependant un guide précieux pour l'utilisateur agricole et l'expérience de l'irrigant doit lui permettre d'amender ces méthodes et d'y apporter certains ajustements en prenant en compte des données agrologiques telles que la profondeur d'enracinement, la proportion du sol réellement couvert par la végétation (au moins au début de la période végétative active), la nature et le stade phénologique de la culture etc ... C'est au niveau de l'utilisateur agricole ou d'un groupement professionnel que de tels bilans peuvent être tenus systématiquement à jour. Les services météorologiques disposant seulement d'observations atmosphériques, ont la possibilité à partir de ces éléments de calculer l'ETP et les bilans hydriques potentiels, mais non un bilan réel puisque celui-ci doit tenir compte de facteurs purement locaux d'ordre pédologique (RU - RFU) et agronomique (profondeur d'enracinement, couverture végétale, stade phénologique).

Il appartient en particulier aux agronomes de déterminer le coefficient à appliquer pour passer de l'évapotranspiration potentielle calculée à l'évapotranspiration maximale spécifique d'une culture à son stade phénologique actuel.

CHAPITRE II

ÉVALUATION DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE

Le niveau de l'évapotranspiration des plantes apparaît donc comme l'un des facteurs limitatifs essentiels de la production végétale.

Dans un climat donné le rendement maximal ne peut être atteint que si la végétation ne souffre d'aucune carence en eau et peut, par conséquent, répondre en totalité à la demande de l'atmosphère.

Si dans cette optique l'exploitant veut contrôler l'approvisionnement en eau de ses cultures il lui est nécessaire de connaître avec une précision suffisante cette demande, c'est à dire la valeur de l'évapotranspiration potentielle. En principe deux voies s'offrent à lui pour atteindre ce résultat, soit mesurer cette ETP à l'aide de dispositifs appropriés, soit l'évaluer par l'intermédiaire de formules faisant intervenir des données atmosphériques plus ou moins nombreuses.

1 - MESURE DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE

1.1 - L'évapotranspiration est, nous l'avons vu, un phénomène complexe qui non seulement résulte de processus physiques tels que le potentiel efficace du sol, les changements d'état de l'eau, la diffusion moléculaire ou turbulente de la vapeur d'eau, mais peut aussi être soumise à des incidences biologiques comme la régulation stomatique, la surface foliaire ou le développement radical. Cette évapotranspiration n'atteindra réellement son seuil maximal, l'ETP, et sa mesure n'aura de réelle signification que si les systèmes mis en oeuvre, d'une part reflètent fidèlement les aspects de l'environnement : sol, végétation, atmosphère, et d'autre part éliminent les effets restrictifs des contraintes biologiques. Le dispositif utilisé devra donc reconstituer le profil pédologique local, utiliser un couvert végétal dense, uniforme et toujours en pleine croissance et enfin contenir en permanence une réserve hydrique voisine de la capacité au champ de l'échantillon de sol. L'expérience montre que ces impératifs sont assez sévères et qu'il s'avère difficile d'y satisfaire en permanence au niveau des systèmes de mesure.

1.2 - Le principe même des évapotranspiromètres ou cases lysimétriques fait appel au bilan hydrique d'un couvert végétal. En désignant par :

- ΔH La variation d'humidité du sol prospecté par les racines
- P Les apports d'eau dus aux précipitations
- I Les apports d'eau complémentaires (irrigation)
- E Les pertes par évaporation superficielle
- D Les retraits d'eau liquide par percolation en horizons profonds
- d Les échanges latéraux d'eau dans le sol

Le bilan hydrique de la couche arable se traduit comme suit :

$$\Delta H = P + I - E - D + d$$

L'isolement latéral d'un certain volume de ce sol élimine le terme "d". D'autre part, en maintenant l'humidité du sol à sa capacité au champ, c'est à dire en assurant une percolation permanente, tout en évitant de le saturer, ΔH devient nul. L'expression ci-dessus prend la forme :

$$E = P + I - D$$

C'est à dire que par un contrôle rigoureux des apports d'eau (mesures des pluies P et irrigations I) et du drainage D, on évalue indirectement l'évapotranspiration maximale d'une

surface déterminée. Si, de plus, on maintient une couverture végétale suffisamment fournie et que l'on élimine les effets d'oasis grâce à un environnement végétal homogène et assez étendu, on peut espérer obtenir une estimation satisfaisante de l'évapotranspiration potentielle.

A titre indicatif, un schéma type d'évapotranspiromètre est représenté par la figure 10

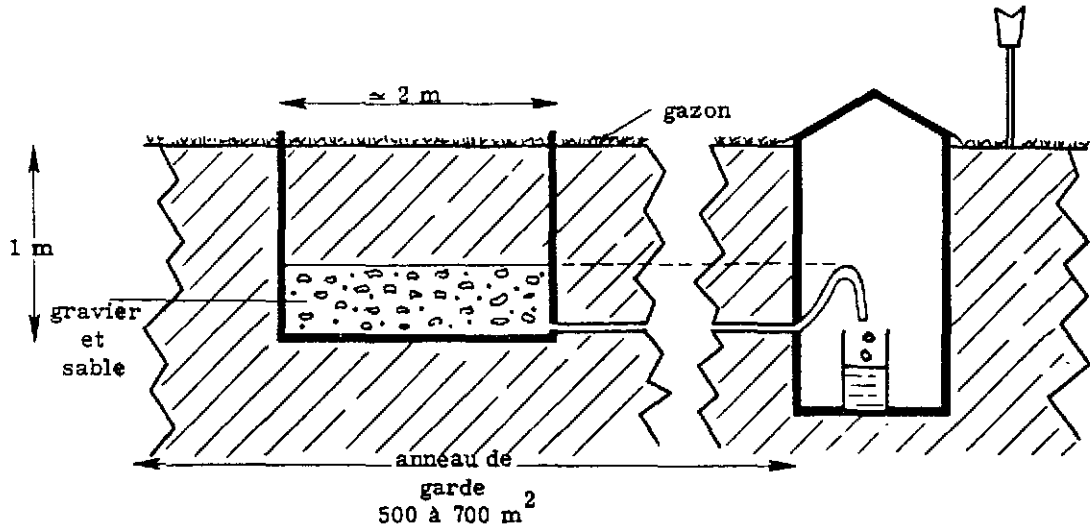


Figure 10 : évapotranspiromètre

Des variantes facilitant la mesure des termes du bilan hydrique ont été proposées en particulier par les stations de bioclimatologie de l'INRA. Certains de ces appareils (évapotranspiromètre pesable, à chlorure de zinc, à pesons électroniques) [16, 17, 24] permettent d'atteindre une précision de l'ordre du 1/10 mm en hauteur d'eau équivalente avec, pour certains d'entre-eux, enregistrement des mesures.

Toutefois les précautions minutieuses qui doivent entourer l'installation et la mise en oeuvre de ces dispositifs en restreignent la dissémination. Aussi ne dispose-t-on actuellement que d'un très petit nombre de mesures dignes de confiance sur le territoire métropolitain, la plupart étant réalisées dans les stations spécialisées de l'Institut National de la Recherche Agronomique.

2 - CALCULS DE L'EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE

On a vu dans la première partie que l'évapotranspiration potentielle pouvait être considérée comme un paramètre climatique complexe pratiquement indépendant de la nature du couvert végétal et des caractères pédologiques ou géologiques du sol. Il paraît alors raisonnable de présumer que cette ETP doit être liée de façon étroite, voire fonctionnelle, aux autres critères du climat : température, humidité, vent, insolation... etc. De nombreux auteurs ont cherché à établir des expressions rattachant la valeur de l'ETP à une sélection de ces facteurs climatiques. Certaines formules proposées résultent d'ajustements statistiques et peuvent de ce fait être qualifiées d'empiriques, d'autres, au contraire, procèdent d'un raisonnement physique plus rigoureux assorti de quelques hypothèses logiques.

Quatre méthodes de calcul de l'ETP se rattachant à chacune de ces deux catégories seront successivement décrites :

- ajustement statistique : formules de Thornthwaite et de Turc
- bilan énergétique : formules de Penman et de Bouchet

Ce choix a été dicté par les facilités de calcul et la relative simplicité d'application opérationnelle de ces méthodes, compte tenu des paramètres climatiques couramment disponibles.

2.1 - Formule de THORNTHWAITE [2]

Au cours de travaux sur la croissance des végétaux, THORNTHWAITE, botaniste et climatologue américain avait noté que les échanges d'eau entre la plante et l'atmosphère conditionnaient pour une grande part la croissance du tissu végétal. L'un des premiers, il dégagait la notion d'évapotranspiration et celle d'évapotranspiration potentielle correspondant à une alimentation hydrique optimale des végétaux. Ce chercheur a tenté de relier cette ETP à des paramètres facilement accessibles : la température moyenne de l'air sous abri (donnée atmosphérique) et la durée théorique de l'insolation (donnée astronomique, fonction de la saison et de la latitude).

Par un ajustement statistique des mesures expérimentales d'ETP obtenues sur cases lysimétriques, aux données climatologiques de température, THORNTHWAITE aboutit à la formule empirique suivante :

$$ETP_{n.c.} = 16 \frac{(10t)^a}{I}$$

qu'il convient de multiplier par un terme correctif $F(\lambda)$ fonction de la durée théorique d'insolation pour obtenir l'ETP

$$ETP = 16 \frac{(10t)^a}{I} \cdot F(\lambda) \quad (1 - 1)$$

dans cette expression :

t est la température moyenne de la période considérée

a est une fonction complexe de l'indice I

$$a = 6,75 \cdot 10^{-7} I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} I^2 + 1,79 \cdot 10^{-2} I + 0,49$$

I représente un indice thermique annuel, somme de douze indices thermiques mensuels i :

$$I = \sum_{i=1}^{12} i$$

chaque indice mensuel étant calculé par la formule

$$i = \left(\frac{t}{5} \right)^{1,514}$$

t = température moyenne de la période considérée (mois, décade)

La méthode de THORNTHWAITE n'exige qu'un minimum de données climatiques puisque dans la formule (1 - 1) seule la température de l'air est prise explicitement en compte. Mais les valeurs obtenues ne peuvent être utilisées qu'avec circonspection étant donné l'adoucissement des fluctuations réelles de l'ETP qui résulte de l'emploi de cette formule. En particulier le déficit de saturation "ew - e" n'est pas pris en compte, or pour une même température moyenne le pouvoir évaporant de l'air dépend pour beaucoup de son degré hygrométrique, ainsi que du vent. Toutefois lorsque l'on travaille à assez grande échelle (bassin versant par exemple) et en valeurs cumulée (cas des bilans hydrologiques), les résultats obtenus sont satisfaisants.

Conduite pratique des calculs.

1° - Utiliser le tableau analytique du modèle joint en annexe 1

2° - Des tables donnent les paramètres intermédiaires :

Annexe 2 : valeur de i, indice mensuel, en fonction de la température moyenne en degrés Celsius.

Annexe 3 : évapotranspiration potentielle non corrigée en fonction de I [$I = \sum i$] et de la température moyenne

Annexe 4 : coefficient de correction en fonction de la latitude. [$F(\lambda)$]

2.2 - Formule de TURC

L'examen des bilans hydriques annuels de bassins avait conduit HENIN et TERNUSIEN à évaluer une évaporation à échelle géographique. TURC [34] complète cette étude et montre que l'évapotranspiration annuelle sur case cultivée rendait assez bien compte de l'évaporation des bassins de rivières. Il ajuste alors une formule sur case lysimétrique exprimant cette évapotranspiration par décade :

$$\text{Emm}/10 \text{ jours} = \frac{P + a + X}{\sqrt{1 + \left(\frac{P+a}{1}\right) + \frac{X}{22}}} \cdot 2$$

dans laquelle :

- P représente les précipitations décadaires.
- a figure la contribution des réserves du sol.
- X précise l'incidence de la végétation.

Des considérations de production végétale conduisent à adopter pour X la valeur limite 70, figurant en quelque sorte la Réserve facilement utilisable du sol lorsque l'alimentation en eau est abondante.

- l facteur héliothermique : $l = \frac{1}{16} (t+2) \sqrt{Rg}$
- Rg étant la radiation solaire globale.

L'expérience montre que dans le cas d'un X maximal, l'évaporation, qui tend alors vers l'ETP, dépend essentiellement du facteur héliothermique et que l'on peut adopter la forme simplifiée :

$$\text{ETP} = \frac{(t+2)\sqrt{Rg}}{16} \times \frac{P+100}{P+60}$$

Le terme $\frac{P+100}{P+60}$ s'évère très nettement corrélatif de l'humidité de l'air. On aboutit donc à une expression de la forme :

$$\text{ETP} = F(Rg, t) \cdot \varphi(H)$$

$\varphi(H)$ étant un facteur d'humidité

Par la suite TURC, en opérant par ajustements expérimentaux successifs, a été amené à renforcer l'incidence de Rg et à ne tenir compte de l'humidité que lorsque la valeur moyenne de cette dernière est inférieure à 50 %.

La formule définitive proposée par cet auteur prend donc deux formes :

- 1° - Si l'humidité relative moyenne est supérieure à 50 % :

$Um > 50 \%$ (cas habituel des régions tempérées)

$$\text{ETP}_{\text{mm}}/10 \text{ jours} = 0,13 \frac{t}{t+15} (Rg + 50)$$

- 2° - Si l'humidité relative moyenne est inférieure à 50 % :

$Um < 50 \%$

$$\text{ETP}_{\text{mm}}/10 \text{ jours} = 0,13 \frac{t}{t+15} (Rg + 50) \left[1 + \frac{50 - Um}{70} \right]$$

N. B. Le facteur 0,13 peut, en fait, se mettre sous la forme :

$$k = 0,013 \times n$$

n étant le nombre de jours de la période considérée.

- t est la température moyenne mesurée sous abri au cours de cette période.
- Rg représente la radiation solaire globale que l'on sait évaluer à partir de la durée d'insolation h :

$$Rg \simeq Iga \left(0,18 + 0,62 \frac{h}{H} \right)$$

(2 - 1)

h : durée réelle d'insolation.

H : durée maximale d'insolation possible.

Iga : radiation solaire directe en l'absence d'atmosphère.

D'un emploi facile, puisqu'elle n'introduit que deux variables météorologiques : la température moyenne et la durée d'insolation, cette formule doit cependant être utilisée avec prudence dès que l'on s'éloigne des conditions climatiques correspondant aux régions subhumides.

Ni le vent, ni le déficit de saturation n'y apparaissent explicitement. On peut cependant admettre que le facteur température intègre dans une certaine mesure le facteur vent.

Cette méthode de calcul rend déjà mieux compte de la variabilité de l'ETP, mais il semble qu'elle ait plutôt tendance à surestimer la valeur sauf pendant les mois particulièrement secs.

- Conduite pratique des calculs.

a - Le tableau analytique figurant en annexe 5 est susceptible de guider les étapes de ces calculs.

b - Une série d'abaques évite certaines opérations fastidieuses. On obtient facilement :

- annexe 6 : Iga et H en fonction de la date et de la latitude.

- annexe 10 : $(0,18 + 0,62 \frac{h}{H})$ à partir de h, de la date et de la latitude.

- annexe 7 : $k \frac{t}{t + 15}$ en fonction de t et de k [k = 0,013 n]

2.3 - Méthode de PENMAN

PENMAN évalue le volume des échanges d'eau entre une surface évaporante et l'atmosphère par le biais du "bilan énergétique". Ce dernier met en jeu les échanges de chaleur par rayonnement, conduction, convection entre la surface évaporante et son environnement (air ou sol) ainsi que les chaleurs latentes de changement d'état de l'eau.

Afin d'exprimer l'énergie absorbée par l'évaporation et par conséquent la quantité d'eau évaporée, PENMAN stipule que le rayonnement net au niveau de la surface évaporante doit équilibrer les divers flux de chaleur sensible :

- flux de chaleur "S" résultant des échanges thermiques avec le sol.

- flux de chaleur "A" au bénéfice de l'environnement atmosphérique.

- chaleurs latentes mises en jeu par l'évapotranspiration "E" (ou l'évaporation s'il s'agit d'une nappe liquide ou du sol nu).

$$R_n = S + A + E \cdot L \quad (3 - 1)$$

(L = chaleur latente d'évaporation)

A l'échelle de quelques jours (de l'ordre de la décade par exemple) gains et pertes de chaleurs par conduction de la surface évaporante (sol par exemple) se compensent et S devient négligeable par rapport aux autres termes.

$$S \sim 0$$

L'expression (3 - 1) prend la forme simplifiée

$$R_n = A + EL \quad (3 - 2)$$

Si l'on sait évaluer Rn et A on en déduit facilement la valeur de l'évaporation.

Le rapport du flux de chaleur au flux de vapeur d'eau à travers la couche turbulente, dit rapport de BOWEN (8), peut s'exprimer en fonction des gradients moyens de température et de pression de la vapeur d'eau [32].

$$B = \frac{A}{LE} = \frac{Kc}{Kd} \cdot \gamma \cdot \frac{T_1 - T_2}{e_1 - e_2} \quad (3 - 3)$$

Dans cette expression on représente par :

Kc - la diffusivité turbulente de la chaleur.

Kd - la diffusivité turbulente de la vapeur d'eau.

γ - la constante psychrométrique.

T_1, T_2, e_1, e_2 , les températures et tensions de vapeur d'eau prises à deux niveaux z_1 et z_2 au dessus de la surface évaporante.

Dans la formule de PENMAN on admet, qu'en ce qui concerne la diffusion de la chaleur et de la vapeur d'eau on peut confondre les processus de la couche limite et de la couche turbulente et que d'autre part les coefficients de diffusivité Kc et Kd sont identiques. Ce qui revient à appliquer l'expression (3 - 3) entre la surface évaporante elle même et un niveau quelconque dans l'atmosphère (par exemple l'abri météorologique) avec un rapport $\frac{Kc}{Kd}$ égal à l'unité.

T_1 - correspond alors à la température T_s de la surface évaporante et T_2 à la température T de l'air sous abri.

e_1 - devient e_{ws} , tension maximale correspondant à T_s et e_2 représente la tension réelle de la vapeur d'eau dans l'air : e.

En conséquence :

$$\frac{A}{LE} = \gamma \cdot \frac{T_s - T}{e_{ws} - e} \quad (3 - 4)$$

D'autre part, l'évaporation au-dessus d'une surface évaporante est donnée par la formule de DALTON.

$$E = (e_{ws} - e) \varphi(v) \quad (3 - 5)$$

$\varphi(v)$ est une fonction de la vitesse V du vent. T_s étant difficilement accessible on ne connaît pas le terme e_{ws} . Aussi PENMAN introduit-il la notion de "Pouvoir Evaporant de l'air" E_a qui figure la quantité d'eau qui serait évaporée par une surface dont la température superficielle serait égale à celle de l'air :

$$E_a = (e_w - e) \varphi(v)$$

(e_w tension maximale correspondant à la température de l'air : T)

$$\text{d'où : } E - E_a = (e_{ws} - e_w) \varphi(v)$$

$$E - E_a = \frac{e_{ws} - e_w}{T_s - T} \varphi(v) (T_s - T)$$

mais on notera que dans les conditions d'évaporation d'une surface d'eau libre ou d'un couvert végétal disposant de larges réserves hydriques, les températures T et T_s sont toujours voisines : le rapport $\frac{e_{ws} - e_w}{T_s - T}$ tend donc vers $\frac{de_w}{dT}$ qui est la pente de la courbe des tensions de vapeur saturante pour la température de l'air que nous symboliseront par : F'_T

$$\text{d'où : } E - E_a = F'_T \varphi(v) \cdot (T_s - T) \quad (3 - 6)$$

Des équations (3-4), (3 - 5) et (3 - 6) on tire :

$$\frac{A}{LE} = \gamma \cdot \frac{E - E_a}{F'_T \varphi(v)} \cdot \frac{1}{e_{ws} - e} = \gamma \cdot \frac{E - E_a}{F'_T} \cdot \frac{1}{E}$$

En reportant la valeur de A dans (3 - 2) :

$$\frac{Rn}{L} = \gamma \cdot \frac{(E - E_a)}{F'_T} + E$$

$$\frac{1}{L} \cdot F'_T \cdot Rn = E (\gamma + F'_T) - \gamma \cdot E_a$$

Ce qui conduit à la formule proposée par PENMAN :

$$E = \frac{1}{L} \cdot \frac{R_n \cdot \frac{F'_T}{\gamma}}{1 + \frac{F'_T}{\gamma}} + E_a \cdot \frac{1}{1 + \frac{F'_T}{\gamma}}$$

dans laquelle les lettres symboliques ont la signification suivante :

- L Chaleur latente d'évaporation de l'eau : on peut adopter la valeur de 590 calories par gramme soit 59 cal/cm² pour 1 mm d'eau équivalente.
- R_n Rayonnement net évalué par l'intermédiaire de la formule de BRUNT
 $R_n = I_g a (1-a) (0,18 + 0,62 \frac{h}{H}) - \sigma T^4 (0,56 - 0,08 \sqrt{e}) (0,10 + 0,90 \frac{h}{H})$
- E_a : pouvoir évaporant de l'air :
 $E_a = (e_w - e) \cdot \varphi(v)$
 $\varphi(v)$ étant établi expérimentalement :
 $\varphi(v) = 0,26 (1 + 0,4 V)$
 Si la vitesse du vent V mesurée à 10 m est exprimée en m/s
- γ Constante psychrométrique :
 Pour des pressions voisines de 1015 mb, γ est peu différent de 0,65.
- a albedo de la surface évaporante.
- I_g radiation solaire directe en l'absence d'atmosphère (cal/cm²).
- h durée réelle d'insolation. (heures et dixièmes).
- H durée maximale possible d'insolation (heures et dixièmes).
- T température de l'air sous-abri en degrés Kelvin.
- σ constante de STEPHAN - BOLTZMAN : $1,9 \cdot 10^{-7}$ cal/cm²/jour/°K.
- e tension de la vapeur d'eau mesurée sous abri et exprimée en mb.
- e^w tension maximale de la vapeur d'eau pour la température T (en mb).
- V^w vitesse moyenne du vent en m/s mesurée à 10 m au dessus de la surface évaporante.

L'évaporation calculée par cette méthode représente en fait celle d'une nappe d'eau libre mais que l'on peut assimiler à l'évaporation limite d'un couvert végétal continu et bien irrigué en substituant à l'albedo moyen de l'eau (environ 0,05) celui d'une surface végétale verte ($\approx 0,25$). [31]

Les calculs qui conduisent à évaluer l'ETP par la formule de PENMAN sont assez fastidieux. Cependant l'utilisation des tables et abaques en facilite l'exploitation pratique.

Parmi les méthodes proposées, la solution de PENMAN basée sur une évaluation objective du bilan énergétique de la surface évaporante rend bien compte du processus physique réel. Les résultats obtenus, ainsi qu'on peut le vérifier, au moins en zone tempérée, sont généralement voisins de l'évapotranspiration potentielle réelle mesurée à l'aide d'évapotranspiromètres. Toutefois, l'une des limitations dans l'emploi de la formule est qu'elle implique la connaissance de paramètres atmosphériques tels que l'humidité de l'air, la vitesse du vent, la durée d'insolation, qui ne sont pas toujours disponibles à proximité d'une exploitation agricole.

Conduite pratique des calculs.

La formule développée prend la forme :

$$ETP/mm/j = [I_g a (1-a) (0,18 + 0,62 \frac{h}{H}) - \sigma T^4 (0,56 - 0,08 \sqrt{e}) (0,10 + 0,90 \frac{h}{H})] \frac{1}{59} \cdot \frac{\gamma}{1 + \frac{F'_T}{\gamma}} + \frac{0,26}{1 + \frac{F'_T}{\gamma}} (e_w - e) (1 + 0,4 V)$$

La signification des symboles étant :

- Rn : rayonnement net.
- ETR : évapotranspiration du couvert végétal.
- Q : échanges de chaleur par advection, convection...

Appelons ϵ le rapport de l'évapotranspiration réelle à l'évapotranspiration potentielle.

$$\epsilon = \frac{ETR}{ETP} \quad (4 - 2)$$

Ce rapport ϵ se présente comme un indice climatique qui tend vers l'unité en région très humide (zone équatoriale maritime par exemple) car dans ce cas ETR = ETP et qui au contraire devient nul dans les zones désertiques car ETR tend vers 0. De (4-1) et (4-2) on déduit :

$$Rn = \epsilon \cdot ETP \cdot L + Q \quad (4 - 3)$$

Mais d'après PENMAN,

$$ETP = \frac{Rn}{L} \frac{F'_T}{F'_T + \gamma} + Ea \frac{\gamma}{F'_T + \gamma} \quad (4 - 4)$$

en remplaçant dans (4 - 4) Rn par son expression :

$$ETP = \frac{(\epsilon \cdot ETP + \frac{Q}{L}) F'_T + \gamma Ea}{F'_T + \gamma}$$

soit :

$$ETP [F'_T + \gamma - \epsilon \cdot F'_T] = \gamma Ea + \frac{Q}{L} F'_T$$

$$ETP = \frac{\gamma Ea + \frac{Q}{L} F'_T}{\gamma + (1 - \epsilon) F'_T} \quad (4 - 5)$$

D'autre part on peut exprimer l'évaporation Es au niveau d'une surface évaporante placée sous abri par la même expression de Penman appliquée alors à l'échelle de cette surface, c'est à dire en tenant compte de processus d'échanges relatifs à la couche limite en écoulement laminaire. Dans ce cas, le rayonnement net Rn peut être considéré comme nul, les températures de la surface évaporante, de l'air et des parois de l'abri étant très voisines (θ) :

$$Es = Ea \frac{\gamma_1}{F'_\theta + \gamma_1}$$

La pastille du Piche placée sous abri fournit une évaluation de Es à un coefficient K près, qui dépend :

- de la forme et de la dimension de la surface évaporante
- de la réduction de la ventilation due à l'abri (forme, hauteur au dessus du sol)

K apparaît donc comme un coefficient instrumental fonction de l'évaporomètre, du type d'abri et des conditions d'implantation de ce matériel.

$$Es = K Ep$$

$$\text{soit : } K \cdot Ep = \frac{\gamma_1 Ea}{F'_\theta + \gamma_1}$$

$$\text{d'où : } Ea = K \cdot Ep \left(1 + \frac{F'_\theta}{\gamma_1}\right) \quad (4 - 6)$$

En portant cette valeur de Ea dans (4 - 5)

$$ETP = K \cdot \frac{1}{1 + (1 - \epsilon) \frac{F'_T}{\gamma}} Ep \cdot \frac{1 + F'_\theta}{\gamma_1} + \frac{F'_T}{\gamma + (1 - \epsilon) F'_T} \frac{Q}{L}$$

A échelle de quelques jours (intervalles de 24 h.) Q est faible devant Ea et peut être négligé surtout dans une zone climatique au couvert végétal relativement homogène. On peut donc écrire :

$$ETP = K. \frac{1}{1 + (1-\epsilon) \frac{F' T}{Y}} \cdot Ep. \left(1 + \frac{F' \theta}{Y_1}\right)$$

Ce qui conduit à la formule proposée par BOUCHET

$$ETP = \alpha. Ep. [1 + \lambda(\theta)] \quad (4 - 7)$$

dans laquelle :

$$- \alpha = \frac{1}{1 + (1-\epsilon) \frac{F' T}{Y}} \cdot K = \alpha'. K \quad (4 - 8)$$

- Ep = évaporation mesurée au Piche

$$- \lambda(\theta) = \frac{F' \theta}{Y_1}$$

Dans (4 - 7), θ a une valeur comprise entre la température du point de rosée et la température de l'air. En pratique on prendra :

$$\theta = \frac{tdm + tm}{2}$$

Dans la limite des valeurs possibles de $\theta : Y_1 = 0,56$

2.5 - Estimation du coefficient α de la formule de BOUCHET

L'expression (4 - 7) montre clairement que le terme α de la formule du "Piche corrigé" dépend non seulement d'un coefficient instrumental K, fonction du matériel utilisé (abri, évaporomètre, installation) mais aussi de facteurs climatiques représentés par le terme ϵ .

Cet indice $\epsilon = \frac{ETR}{ETP}$ n'est pas directement accessible puisque les termes de ce rapport ne sont pas connus ; il convient donc d'évaluer le coefficient α soit à partir de données expérimentales soit à l'aide d'un ajustement statistique.

2.5.1 - Estimation directe du coefficient α

Si l'on dispose de mesures satisfaisantes d'ETP, α pourra être déduit de la confrontation de ces dernières aux valeurs de l'évaporation "Piche" sous abri, puisque d'après (4 - 7)

$$\alpha = \frac{ETP}{Ep [1 + \lambda(\theta)]} \quad (5 - 1)$$

C'est certainement le procédé le plus sûr et le plus objectif pour obtenir α , malheureusement il se heurte à une difficulté majeure, la très faible densité du réseau d'évapotranspiromètres.

On a pensé pallier partiellement ces lacunes en substituant dans (5-1) une estimation calculée et suffisamment représentative de l'ETP, à la mesure de ce paramètre.

A la suite de comparaisons réalisées à l'aide des données de Versailles INRA ainsi que des résultats publiés dans divers pays d'Europe la formule de Penman paraît donner des garanties suffisantes pour évaluer l'ETP. Aussi est-ce à partir de cette méthode qu'il a été tenté de diversifier le coefficient α en utilisant l'expression :

$$\alpha \approx \frac{ETP \text{ (Penman)}}{Ep [1 + \lambda(\theta)]}$$

Les cartes 17-1 à 17-6 (en annexe) donnent, pour les mois d'avril à septembre, une esquisse des valeurs moyennes mensuelles du coefficient α (période 1946-1960) calculées par cette méthode sur le territoire métropolitain et pour l'abri anglais en bois grand modèle. Cette documentation préliminaire publiée à titre indicatif demande à être complétée par des données relatives à un plus grand nombre de stations et sur une période plus longue. D'autre part des comparaisons sont en cours pour déterminer les valeurs du coefficient α pour l'abri grand modèle en plastique ainsi que pour l'abri agrométéorologique.

Bien que les cartes 17-1 à 17-6 ne puissent être considérées comme définitives en raison du nombre relativement restreint des données disponibles, on constate toutefois que, d'une façon générale, les valeurs de α croissent du Sud-Est au Nord-Ouest et qu'elles diminuent au cours des mois les plus chauds. Le coefficient α est plus important dans les secteurs maritimes où il peut dépasser 0,50 alors qu'il s'abaisse jusqu'à 0,20 pendant les mois chauds de certaines zones particulièrement arides du Midi. Ce résultat est d'ailleurs conforme à l'expression de α donné en (4-8), α doit diminuer si l'indice d'aridité $(1 - \epsilon)$ augmente et tend vers l'unité lorsque l'évapotranspiration réelle devient très faible.

Un programme de calcul sur ordinateur du coefficient α utilisant la formule de Penman est à l'étude et pourrait être appliqué à une quarantaine de stations du réseau sur une période de 20 ans.

2.5.2 - Estimation du coefficient α à l'aide d'un indice climatique.

Dans l'expression (5 - 1)

$$\alpha = \frac{ETP}{E_p [1 + \lambda(\theta)]}$$

Explicitons le numérateur par la formule de Penman. D'autre part, ainsi que nous l'avons vu en (4-6) l'évaporation "Piche" peut s'exprimer en fonction du pouvoir évaporant de l'air : "Ea"

$$E_p [1 + \lambda(\theta)] = \frac{E_a}{K} \quad \text{soit } \alpha = ETP \text{ (Penman)} \cdot \frac{K}{E_a}$$

d'où :

$$\alpha = \left[\frac{R_n}{L} \cdot \frac{\lambda(T)}{1 + \lambda(T)} + E_a \cdot \frac{1}{1 + \lambda(T)} \right] \cdot \frac{K}{E_a} \quad \text{avec } \lambda(T) = \frac{F' T}{\gamma}$$

soit :

$$\alpha = \frac{K}{1 + \lambda(T)} + \frac{K}{1 + \lambda(T)} \cdot \frac{\lambda(T)}{L} \cdot \frac{R_n}{E_a}$$

Posons :

$$\alpha_0 = \frac{K}{1 + \lambda(T)} \quad (5 - 3)$$

On peut noter que d'après (4-8), α_0 est la valeur limite inférieure vers laquelle tend le coefficient α en zone aride c'est à dire quand :

$$\frac{ETR}{ETP} \rightarrow 0$$

$$\alpha = \alpha_0 + \alpha_0 \cdot \frac{\lambda(T)}{L} \cdot \frac{R_n}{E_a}$$

Dans cette expression exprimons le pouvoir évaporant de l'air E_a , en fonction du déficit de saturation :

$$E_a = (e_w - e) \varphi(v)$$

$$\text{d'où } \alpha = \alpha_0 + \alpha_0 \cdot \frac{\lambda(T)}{L} \cdot \frac{R_n}{(e_w - e) \varphi(v)}$$

Dans la plupart de nos régions on peut admettre en première approximation que la variabilité décadaire de $\varphi(v)$ est faible et que ce facteur peut être considéré comme constant : $\varphi(v) = C$

Cette hypothèse n'est probablement pas applicable aux zones de vents très irréguliers (Mistral, Tramontane). Le terme rayonnement net (Rn) n'est pas d'accès immédiat, par contre le rayonnement global R_g peut être soit mesuré, soit évalué avec une bonne approximation à l'aide de la durée réelle d'insolation. (cf. paragraphe 2-3)

Dans nos régions il semble que l'on puisse adopter en moyenne une relation linéaire entre R_g et R_n de la forme :

$$R_n = \xi \cdot R_g \cdot (1 - a)$$

dans laquelle ξ serait de l'ordre de 0,6.

a peut alors s'écrire :

$$a = a_0 + \alpha_0 \cdot \frac{\lambda(T)}{C} \cdot \frac{\xi \cdot R_g (1-a)}{L(ew-e)}$$

puisque : $L \simeq 59$

$$\frac{\xi}{L} \simeq 10^{-2}$$

et :

$$a = a_0 + \alpha_0 \cdot \frac{\lambda(T)}{C} \cdot \frac{R_g (1-a)}{ew - e} \cdot 10^{-2}$$

En posant :

$$\frac{\alpha_0 \lambda(T)}{C} = \delta \quad \text{soit : } \delta = \frac{K \cdot \lambda(T)}{C[1+\lambda(T)]}$$

et

$$I = \frac{R_g (1-a)}{ew-e} \cdot 10^{-2} \quad (5 - 4)$$

L'expression de a prend la forme :

$$a = a_0 + \delta \cdot I \quad (5 - 5)$$

Or, en comparant pour une quinzaine de stations du réseau réparties sur l'ensemble du territoire les valeurs moyennes mensuelles de a et I au cours de la période végétative active, on constate (annexe 19) que les points obtenus s'ajustent assez bien à des droites de la forme :

$$a = a + b \cdot I$$

pour lesquelles a et b sont des termes positifs : a , que l'on peut assimiler à a_0 , est sensiblement le même pour toutes les stations prises en compte et se situerait au voisinage de 0,11 valeur vers laquelle tendrait a en zone aride. Au contraire b (assimilable à δ) varie, suivant les lieux, de 0,35 à 0,50.

Il semble que l'ajustement simplifié de la fonction $a = a_0 + \frac{K \cdot \lambda(T)}{C[1+\lambda(T)]} \cdot I$ puisse déboucher, dans la plupart des régions de France, sur une meilleure estimation du coefficient a pour les calculs d'ETP. En effet, au lieu d'adopter systématiquement une valeur statistique mensuelle ou décadaire de a , la connaissance de l'indice I , calculé pour la période prise en compte, devrait permettre, si l'on dispose d'une droite de régression régionale, d'ajuster ce coefficient a aux conditions d'aridité actuelles.

2.5.3 - Calcul de l'indice agroclimatique I

L'indice I , défini en (5-4), fait intervenir deux facteurs essentiels d'activité biologique du végétal : le rayonnement global et l'état hydrique de l'atmosphère (déficit de saturation). On peut dans ce sens le considérer comme un indice agroclimatique qu'il serait peut être intéressant de confronter à la productivité agricole.

En explicitant dans (5-4) la valeur du rayonnement global R_g en fonction de la durée d'insolation " h " on aboutit à l'expression :

$$I = (0,18 + 0,62 \frac{h}{H}) \cdot I_{ga} \cdot \frac{(1-a)}{ew-e} \cdot 10^{-2}$$

Pour un site particulier et une époque définie (décade, mois) : H et I_{ga} sont des valeurs fixes (voir tableaux en annexe), on peut poser :

$$0,18 \cdot I_{ga} (1-a) \cdot 10^{-2} = \mu$$

$$0,62 \frac{I_{ga}}{H} (1-a) \cdot 10^{-2} = \eta$$

en adoptant pour "a" la valeur 0,25 correspondant sensiblement à l'albedo de surfaces couvertes d'une végétation verte.

Dans ce cas : $I = \frac{\mu + \eta \cdot h}{e_w - e}$ (5 - 6)

Les paramètres μ et η étant calculés une fois pour toutes pour un certain site, la détermination de I ne dépend que de la mesure de la durée totale d'insolation h (exprimée en heures et dixièmes) et du déficit de saturation (exprimé en mb)

Si l'on ne dispose que d'une mesure d'humidité relative U, l'indice I prend la forme :

$$I = \frac{\mu + \eta \cdot h}{e_w \left(1 - \frac{U}{100}\right)} \quad (5 - 7)$$

On peut noter que la durée d'insolation a généralement un caractère régional à échelle moyenne) plus marqué que le déficit de saturation, on pourrait donc concevoir d'utiliser des valeurs de h provenant d'une station météorologique représentative avec des valeurs de l'humidité et de la température mesurées dans des sites particuliers.

Une approche un peu analogue du coefficient α a été présentée par P.G. SCHOËH de la station de bioclimatologie de Montfavet [33] en se basant sur la différence entre la température minimale et la température du point de rosée à midi. On peut montrer [26] que pour certaines zones climatiques ce dernier critère a une signification voisine de l'indice agroclimatique I.

2.5.4 - Utilisation pratique de la formule du Piche corrigé.

La formule du Piche corrigé est d'un emploi aisé ne faisant appel qu'à des données climatiques courantes : évaporation mesurée sous abri, température moyenne, humidité moyenne.

Il convient de noter toutefois que la mesure d'évaporation à l'aide du Piche doit être exécutée avec beaucoup de soin. Il est nécessaire que l'appareil soit parfaitement entretenu (changement fréquent, voir quotidien, des pastilles évaporantes) et que son implantation à l'intérieur de l'abri soit scrupuleusement conforme aux notices d'installation des différents types d'abri. Des essais ont montré que la circulation de l'air à l'intérieur d'un abri varie beaucoup d'un point à un autre et dans l'abri anglais en bois grand modèle par exemple, il en résulte des écarts de 10 à 20 % entre les mesures du Piche relevées en divers emplacements.

Pour chaque type d'abri le coefficient α sera très différent (écarts pouvant atteindre 40 %) de sorte qu'avant d'entreprendre des évaluations d'ETP avec la formule de Bouchet il convient de s'assurer que les coefficients dont on dispose sont bien ceux de l'abri utilisé sinon les valeurs obtenues n'auraient aucune signification. Enfin le coefficient α dépend de l'aridité donc en première approximation de la position géographique et de la saison. Une évaluation approchée de cette aridité, à l'aide par exemple de l'indice agroclimatique I doit permettre un meilleur ajustement de l'ETP.

Pour la conduite pratique des calculs :

1° - Utiliser le tableau de l'annexe 15

2° - Calcul de θ :

a - si l'on dispose des valeurs moyennes quotidiennes de la température et du point de rosée :

$$\theta = \frac{tdm + tm}{2}$$

b - b - Quand les mesures de point de rosée font défaut on notera que la température minimale t_n est souvent voisine de la valeur moyenne quotidienne du point de rosée, on peut donc remplacer :

$$\frac{tdm + tm}{2} \quad \text{par} \quad \frac{t_n + tm}{2}$$

$$\text{comme : } tm = \frac{t_n + t_x}{2}$$

$$\theta \approx \frac{tn + \frac{tn + tx}{2}}{2} = \frac{3 tn + tx}{4}$$

3° - Un tableau donne la valeur de la fonction $1 + \lambda(\theta)$ par rapport à θ (annexe 16)

4° - α est fourni par des tables ou des cartes régionales (annexes 17-1 à 17-6)

5° - E_p est mesuré au Piche

E. LOCOSTE [25] a mis au point un abaque (annexe 18) permettant de calculer graphiquement l'ETP à partir des données du Piche et de l'indice thermique θ .

CONCLUSIONS

1° - Il paraît indéniable qu'en de multiples circonstances l'augmentation de la production végétale dépende dans une large mesure du contrôle de l'approvisionnement hydrique des cultures.

A côté des apports naturels que représentent les précipitations et que l'on sait mesurer avec une précision suffisante, au moins pour les besoins agricoles, un autre élément capital intervenant dans le bilan hydrique est cette capacité d'extraction de l'atmosphère que représente l'évapotranspiration potentielle, qu'il convient d'estimer. La mesure de ce paramètre se révèle délicate car elle met en oeuvre un matériel biologique, la surface évaporante, qu'il est difficile de maintenir dans un état physiologique comparable tout au long de la durée de mesure et dans des sites très divers du point de vue géographique et climatique. Aussi, dans la majorité des cas, est-on amené à substituer à cette mesure, une évaluation de l'ETP basée sur un calcul approché.

2° - Le nombre des formules qui ont été proposées montre combien dans ce domaine il est difficile d'aboutir à une conception universelle satisfaisante. Les ajustements statistiques (Thorntwaite, Turc par exemple) ou bien masquent la variabilité réelle du phénomène ou ne sont applicables qu'à des secteurs géographiques limités. Les évaluations basées sur les aspects énergétique ou dynamique de l'ETP doivent, pour être opérationnelles, faire l'objet de simplifications dans une certaine mesure empiriques. En général on peut avancer que la validité des résultats est fonction du nombre des facteurs atmosphériques pris en compte, c'est à dire en fait des données climatiques disponibles, là où l'on veut évaluer cette ETP. Le choix d'une méthode dépendra essentiellement de la précision requise pour l'activité envisagée et du réseau de mesure que l'on décidera de mettre en place.

3° - Dans cette optique l'agriculteur et l'hydrologue ont des besoins différents. Ce dernier travaille à échelle régionale, celle du bassin versant, de quelques centaines à quelques milliers (voire dizaines de milliers) de km² de superficie, pour laquelle des compensations adoucissent les accidents du bilan hydrique, que ceux-ci aient pour cause les précipitations ou l'évapotranspiration. Une formule comme celle de Thorntwaite n'exigeant qu'un minimum d'informations à caractère régional, s'avère bien adaptée pour ce type de spéculation.

Pour l'agriculteur il importe de suivre, autant que possible, les fluctuations locales et à courte échéance (semaine, décade) du bilan hydrique ce qui implique un procédé d'évaluation de l'ETP rendant compte des irrégularités acycliques de ce facteur. En moyenne les résultats du calcul de Penman suivent d'assez près les variations mesurées de l'ETP et paraissent pouvoir être pris en considération pour les besoins agricoles avec cependant certaines restrictions dans les régions particulièrement venteuses et pour lesquelles un meilleur ajustement de la fonction $\phi(v)$ intervenant dans la formule de Dalton devrait être recherché. L'application de la formule de Penman exige toutefois des données climatiques assez complètes et dont on ne dispose en général qu'en un nombre limité de points de mesures (température moyenne, humidité moyenne, vitesse moyenne du vent, rayonnement global ou, au moins, durée d'insolation).

La formule du Piche corrigé de Bouchet qui procède comme nous l'avons vu, d'un raisonnement analogue, est susceptible d'aboutir à une estimation de l'ETP avec une précision comparable, tout en ne nécessitant qu'un nombre plus restreint de données de base (températures extrêmes, évaporation Piche, humidité).

Il reste le problème capital de la détermination du coefficient σ en fonction de l'emplacement, de l'époque et si possible du caractère climatique particulier de la saison. Dans ce but, pour les besoins de l'agriculture, il paraît souhaitable de mettre en place dans un certain nombre de postes représentatifs de sous-régions climatiques (quelques uns par départements), des installations qui pourraient n'être que temporaires mais suffisamment complètes pour recueillir tous les termes de l'expression :

$$\alpha = \frac{ETP(\text{Penman})}{Ep[1-\lambda(\theta)]}$$

Ce qui conduirait à implanter les équipements suivants :

- 1 abri agroclimatique complet (thermomètres à extrêmes, psychromètre, évaporomètre).
- 1 chronotalisateur de vent
- 1 héliographe.

Des mesures quotidiennes poursuivies pendant quelques années (2 à 5 ans) devraient aboutir à une diversification spatiale et temporelle suffisante du coefficient α pour répondre aux besoins de l'agriculteur.

Dans une étape ultérieure des mesures mettant en oeuvre un équipement plus simple (température, humidité) permettraient d'ajuster ce coefficient au caractère spécifique de chaque saison par l'intermédiaire de l'indice agroclimatique.

BIBLIOGRAPHIE

- [1] American Meteorological Society - Agricultural Meteorology - Meteorological - Monographs - Vol 6 - NR 28 BOSTON 1965.
- [2] ARLERY R. - GARNIER M. - LANGLOIS R.
Application des méthodes de THORNTHWAITTE à l'esquisse d'une description agronomique du climat de la FRANCE.
- [3] BALDY CH.
Cultures associées et productivité de l'eau - L'eau et la production végétale.
INRA - PARIS 1964.
- [4] BOUCHET R. J.
Evapotranspiration réelle, évapotranspiration potentielle et productivité végétale.
L'eau et la production végétale.
INRA - PARIS, 1964.
- [5] BOUCHET R. J. - de PARCEVAUX S.
Influence de l'irrigation et d'une réduction de l'évapotranspiration potentielle au moyen d'un brise-vent sur le rendement des plantes cultivées.
C. R. hebdomadaire Acad. Agric. de FRANCE, t. 48. 1962.
- [6] BOUCHET R. J.
Rendement des cultures et déficit en eau - Bulletin Technique d'information des Ingénieurs des Services Agricoles.
N° 201 - 1965.
- [7] BOUCHET R. J.
L'eau et la production végétale - Cahiers des Ingénieurs Agronomes
N° 199 - 1965.
- [8] BOUCHET R. J. - GUYOT G. - de PARCEVAUX S.
Augmentation de l'efficiencia de l'eau et amélioration des rendements par réduction de l'évapotranspiration potentielle au moyen de brise-vent - Communication présentée au Congrès d'Agrométéorologie de Reading. 1966.
- [9] CHARLES G.
Influence de la matière organique humifiée ou non sur l'évaporation - L'eau et la production végétale.
INRA - PARIS 1964.
- [10] CHARTIER PH. - HALLAIRE M.
Photosynthèse de la feuille et du couvert végétal, influence particulière de l'alimentation hydrique - C. R. : International soil Water Symposium ; PRAGUE 1967.
- [11] DAMAGNEZ J. - RIOU CH. - DE VILLELE O. - EL AMAMI S.
Problèmes d'évapotranspiration potentielle en Tunisie - L'eau et la production végétale.
INRA - PARIS 1964.

- [12] FEODOROFF A. - RAFI M. -
Evaporation de l'eau à partir du sol nu - Rôle de l'état structural - L'eau et la production végétale.
INRA - PARIS 1964.
- [13] GESLIN H.
L'évapotranspiration potentielle, facteur limitant de la production - Homme et Terre
N° 3 - 1964.
- [14] GODARD M.
Transpiration et maturation du blé dans le Languedoc méditerranéen - L'eau de la production végétale.
INRA - PARIS 1964.
- [15] GRELET PH.
Evapotranspiromètre pesable par dynamomètres électroniques.
CR. Acad. d'Agric. de FRANCE t51 - 1965.
- [16] GRELET PH.
Etudes et mesures d'évapotranspiration en France - Secrétariat Permanent pour l'Etude des problèmes de l'eau.
PARIS - 1967.
- [17] GRELET PH.
Mesure de l'évapotranspiration potentielle.
INRA - Station Centrale de Bioclimatologie - 1967 - VERSAILLES.
- [18] GUYON G.
La méthode de PENMAN pour le calcul de l'évapotranspiration.
Bulletin CREGR N° 40 - 1 - 1958.
- [19] GUYOT G.
Les brise-vent et le facteur eau - L'Equipement agricole.
1964 - PARIS
- [20] GUYOT G.
Les brise-vent - Modification des microclimats et amélioration de la production agricole - L'eau et la production végétale.
INRA - PARIS - 1964.
- [21] HALLAIRE M. et TABARD P.
L'irrigation de complément sous le climat parisien - Résultats d'une année d'essais.
C. R. hebdo. Acad. Agric. de FRANCE t. 47, 1961.
- [22] HALLAIRE M.
Le potentiel efficace de l'eau dans le sol en régime de dessèchement - L'eau et la production végétale.
INRA - PARIS - 1964.
- [23] HALLAIRE M. et BALDY CH.
Potentiel matriciel de l'eau dans le sol et tension superficielle de l'eau - L'eau et la production végétale.
INRA - PARIS - 1964.
- [24] HALLAIRE M. et BOUCHET R. S.
La recherche de techniques nouvelles pour la mesure des évapotranspirations potentielle et réelle.
C. R. Acad. d'Agriculture de FRANCE - PARIS - 1965.

ANNEXE I

ANNEE

Evapotranspiration potentielle : Formule de THORNTHWAITE

Station :	Jan	Fev	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Dec	Total Annuel
Température moyenne mensuelle													
Indice : i (Annexe 2)													$I = \sum_{1}^{12} i$
ETP non corrigé (Annexe 3) : A													
Correction saisonnière de latitude (Annexe 4) : B													
E T P (mm) (A x B)													
Précipitations (mm)													

ANNEXE 3

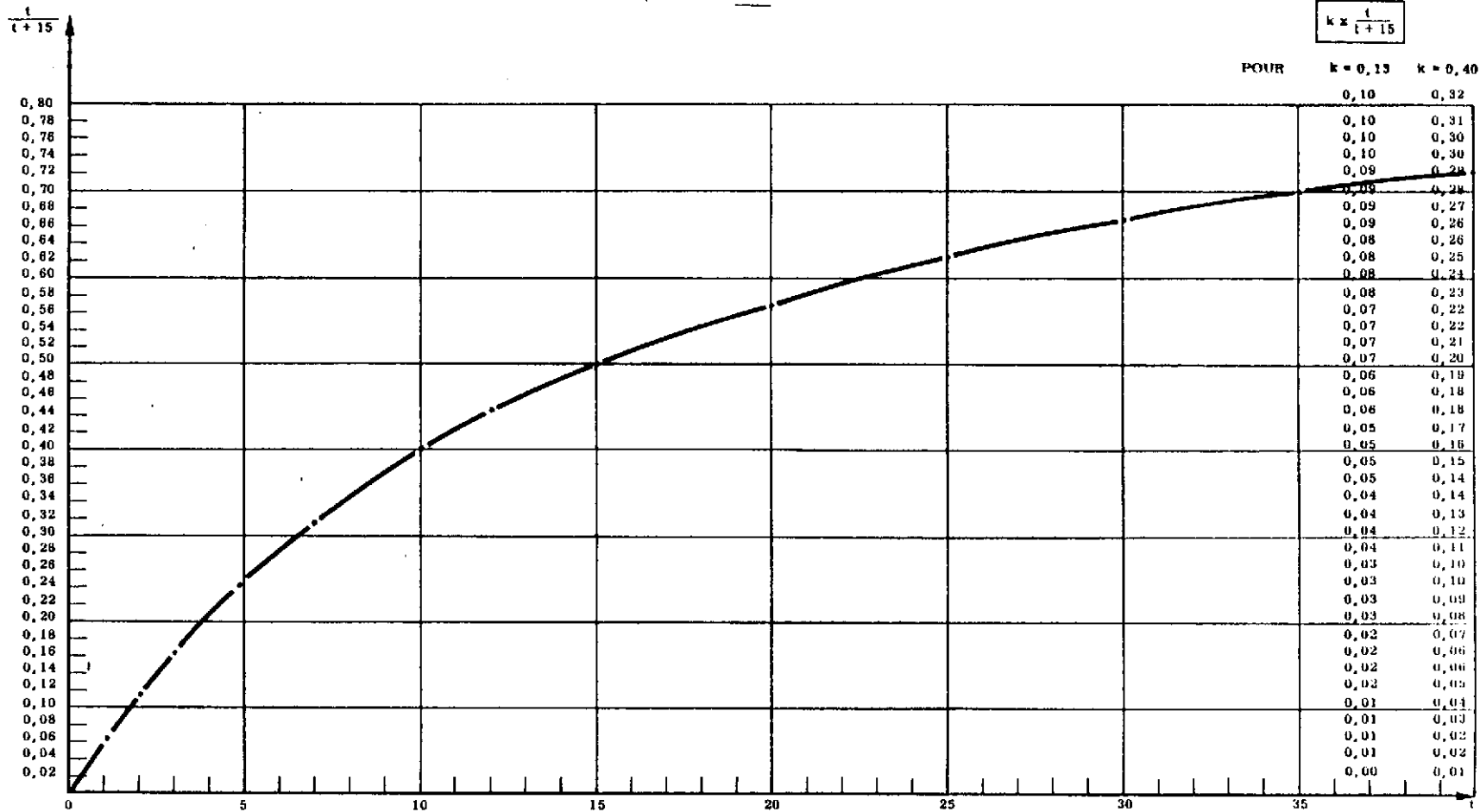
EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE QUOTIDIENNE NON CORRIGEE
EN FONCTION DES VALEURS DE I ET DE LA TEMPERATURE MOYENNE (°C)

T°C	25.0	27.5	30.0	32.5	35.0	37.5	40.0	42.5	45.0	47.5	50.0	52.5
0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
.25	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
.50	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
.75	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0
1.00	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
1.25	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
1.50	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1
1.75	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1
2.00	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
2.25	0.5	0.5	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2
2.50	0.5	0.5	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2
2.75	0.6	0.6	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3
3.00	0.6	0.6	0.5	0.5	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3
3.25	0.7	0.7	0.6	0.5	0.5	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3
3.50	0.7	0.7	0.6	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4
3.75	0.8	0.7	0.6	0.6	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5	0.4	0.4	0.4
4.00	0.8	0.8	0.7	0.6	0.6	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5	0.4	0.4
4.25	0.9	0.8	0.7	0.7	0.6	0.6	0.6	0.6	0.5	0.5	0.5	0.4
4.50	0.9	0.9	0.8	0.7	0.7	0.6	0.6	0.6	0.6	0.5	0.5	0.5
4.75	1.0	0.9	0.8	0.8	0.7	0.7	0.6	0.6	0.6	0.5	0.5	0.5
5.00	1.0	1.0	0.9	0.8	0.8	0.7	0.7	0.7	0.6	0.6	0.6	0.5
5.25	1.1	1.0	0.9	0.9	0.8	0.8	0.7	0.7	0.7	0.6	0.6	0.6
5.50	1.1	1.1	1.0	0.9	0.9	0.8	0.8	0.7	0.7	0.6	0.6	0.6
5.75	1.2	1.1	1.0	1.0	0.9	0.9	0.8	0.8	0.7	0.7	0.7	0.6
6.00	1.2	1.2	1.1	1.0	0.9	0.9	0.9	0.8	0.8	0.7	0.7	0.7
6.25	1.2	1.2	1.1	1.0	1.0	0.9	0.9	0.8	0.8	0.7	0.7	0.7
6.50	1.3	1.2	1.1	1.1	1.0	1.0	0.9	0.9	0.8	0.8	0.8	0.7
6.75	1.3	1.3	1.2	1.1	1.0	1.0	1.0	0.9	0.9	0.8	0.8	0.8
7.00	1.4	1.3	1.2	1.1	1.1	1.0	1.0	1.0	0.9	0.9	0.8	0.8
7.25	1.4	1.4	1.3	1.2	1.1	1.1	1.0	1.0	1.0	0.9	0.9	0.8
7.50	1.5	1.4	1.3	1.2	1.2	1.1	1.1	1.0	1.0	0.9	0.9	0.9
7.75	1.5	1.4	1.4	1.3	1.2	1.2	1.1	1.1	1.0	1.0	1.0	0.9
8.00	1.6	1.5	1.4	1.3	1.3	1.2	1.2	1.1	1.1	1.0	1.0	1.0
8.25	1.6	1.5	1.4	1.4	1.3	1.3	1.2	1.2	1.1	1.1	1.1	1.0
8.50	1.6	1.6	1.5	1.4	1.4	1.3	1.3	1.2	1.2	1.1	1.1	1.0
8.75	1.7	1.6	1.5	1.5	1.4	1.3	1.3	1.2	1.2	1.1	1.1	1.1
9.00	1.7	1.6	1.5	1.5	1.4	1.4	1.3	1.3	1.2	1.2	1.2	1.1
9.25	1.7	1.7	1.6	1.5	1.5	1.4	1.4	1.3	1.3	1.2	1.2	1.1
9.50	1.8	1.7	1.6	1.6	1.5	1.5	1.4	1.4	1.3	1.3	1.2	1.2
9.75	1.8	1.8	1.7	1.6	1.6	1.5	1.5	1.4	1.4	1.3	1.3	1.2
10.00	1.9	1.8	1.7	1.7	1.6	1.6	1.5	1.4	1.4	1.4	1.3	1.3
10.25	1.9	1.9	1.8	1.7	1.7	1.6	1.5	1.5	1.4	1.4	1.4	1.3
10.50	2.0	1.9	1.8	1.8	1.7	1.7	1.6	1.5	1.5	1.4	1.4	1.4
10.75	2.0	2.0	1.9	1.8	1.8	1.7	1.6	1.6	1.5	1.5	1.5	1.4
11.00	2.1	2.0	1.9	1.8	1.8	1.7	1.7	1.6	1.6	1.5	1.5	1.4
11.25	2.1	2.0	1.9	1.9	1.8	1.8	1.7	1.6	1.6	1.5	1.5	1.5
11.50	2.1	2.1	2.0	1.9	1.9	1.8	1.7	1.7	1.6	1.6	1.6	1.5
11.75	2.2	2.1	2.0	1.9	1.9	1.8	1.8	1.7	1.7	1.6	1.6	1.5
12.00	2.2	2.2	2.1	2.0	1.9	1.9	1.8	1.8	1.7	1.7	1.7	1.6
12.25	2.3	2.2	2.1	2.0	2.0	1.9	1.9	1.8	1.8	1.7	1.7	1.6
12.50	2.3	2.3	2.2	2.1	2.0	2.0	1.9	1.9	1.8	1.8	1.8	1.7
12.75	2.3	2.3	2.2	2.1	2.1	2.0	2.0	1.9	1.9	1.8	1.8	1.7
13.00	2.4	2.3	2.3	2.2	2.1	2.1	2.0	2.0	1.9	1.9	1.9	1.8

ANNEXE 6

Valeurs mensuelles de Iga en petites calories par cm ² de surface horizontale et par jour.				
Latitude NORD	30°	40°	50°	60°
Janvier	508	364	222	87.5
Février	624	495	360	215
Mars	764	673	562	432
Avril	880	833	764	676
Mai	950	944	920	880
Juin	972	985	983	970
Juillet	955	958	938	908
Août	891	858	800	728
Septembre	788	710	607	487
Octobre	658	536	404	262
Novembre	528	390	246	111
Décembre	469	323	180	55.5
Durée astronomique du jour valeurs mensuelles moyennes en heures par jour				
Latitude NORD	30°	40°	50°	60°
Janvier (31)	10.45	9.71	8.58	6.78
Février (28 1/4)	11.09	10.64	10.07	9.11
Mars (31)	12.00	11.96	11.90	11.81
Avril (30)	12.90	13.26	13.77	14.61
Mai (31)	13.71	14.39	15.46	17.18
Juin (30)	14.07	14.96	16.33	18.73
Juillet (31)	13.85	14.68	15.86	17.97
Août (31)	13.21	13.72	14.49	15.58
Septembre (30)	12.36	12.46	12.63	12.89
Octobre (31)	11.45	11.15	10.77	10.14
Novembre (30)	10.67	10.00	9.08	7.58
Décembre (31)	10.23	9.39	8.15	6.30

ANNEXE 7



ANNEXE 8

ETP = I + II

EVALUATION de ETP PENMAN

Station :

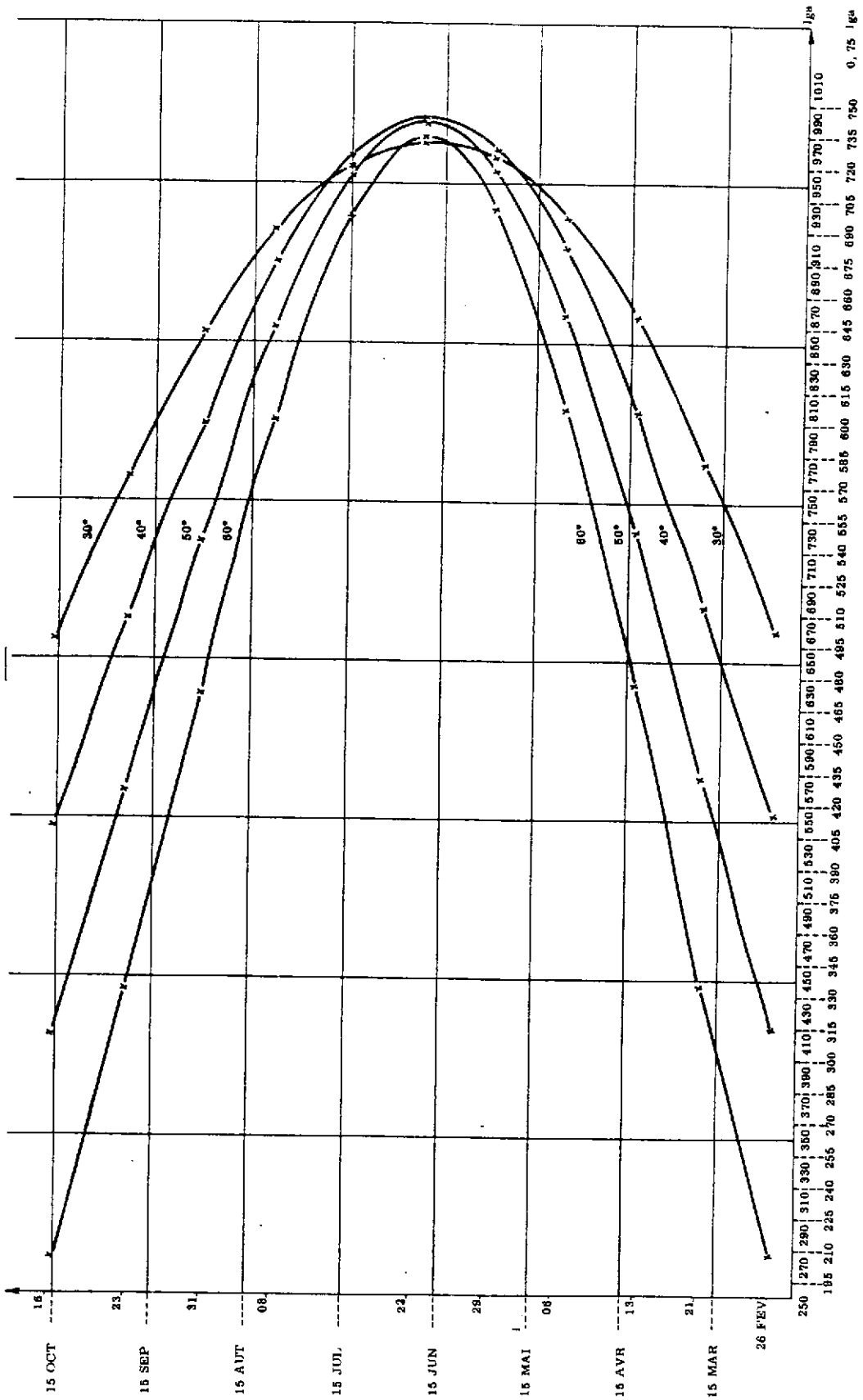
Année :

Coefficients.	MARS			AVRIL			MAI			JUN			JUILLET			AOÛT			SEPTEMBRE			OCTOBRE		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
$t \text{ moyen} = \frac{M + tm}{2}$																								
$1 - a$ a = albédo																								
$(1 - a) Iga$ (Abaque 1)																								
$0,18 + 0,62 \frac{h}{H}$ (Abaque 2)																								
$(1 - a) Iga [0,18 + 0,62 \frac{h}{H}]$																								
$0,10 + 0,90 \frac{h}{H} = A$ (Abaque 2)																								
$0,56 - 0,08 \sqrt{e} = B$ (Table 6)																								
$A \times B$																								
$\sigma T^4 = C$ (Table 7)																								
$A \times B \times C = M$																								
$(1 - a) Iga [0,18 + 0,62 \frac{h}{H}] - M = R_n$																								
$\frac{F'_T/0,65}{1 + \frac{F'_T}{0,65}} \times \frac{1}{59} = D$ (Table 4)																								
$R_n \times D = 1$																								
$(e_w - e)$ ou $e_w (1 - 2 U \%)$																								
V m/s à 10 mètres																								
$1 + 0,4 V$																								
$\frac{0,26}{1 + F'_T/0,65}$ (Table 5)																								
$\frac{0,26}{1 + F'_T/0,65} [(e_w - e)(1 - 0,4V)] = \Pi$																								
ETP = I + II en mm Décadaire																								
ETP MENSUELLE																								

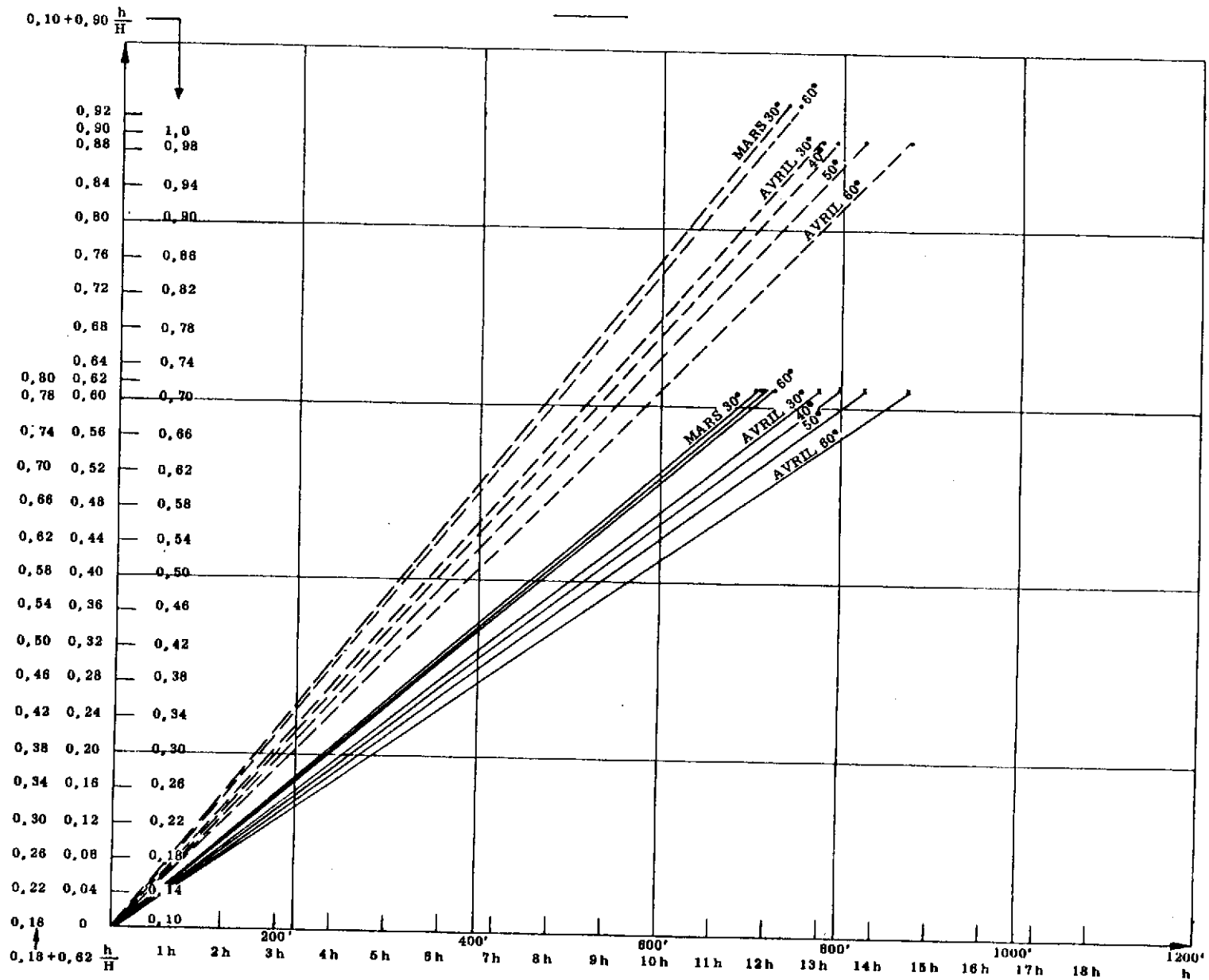
$$ETP = \left[R_n \times \frac{\frac{F'_T}{0,65}}{1 + \frac{F'_T}{0,65}} \times \frac{1}{59} \right] + \frac{0,26}{1 + \frac{F'_T}{0,65}} [(e_w - e)(1 + 0,4V)]$$

$$R_n = (1 - a) Iga \times (0,18 + 0,62 \frac{h}{H}) - [0,10 + 0,90 \frac{h}{H}] (0,56 - 0,08 \sqrt{e}) \times \sigma T^4$$

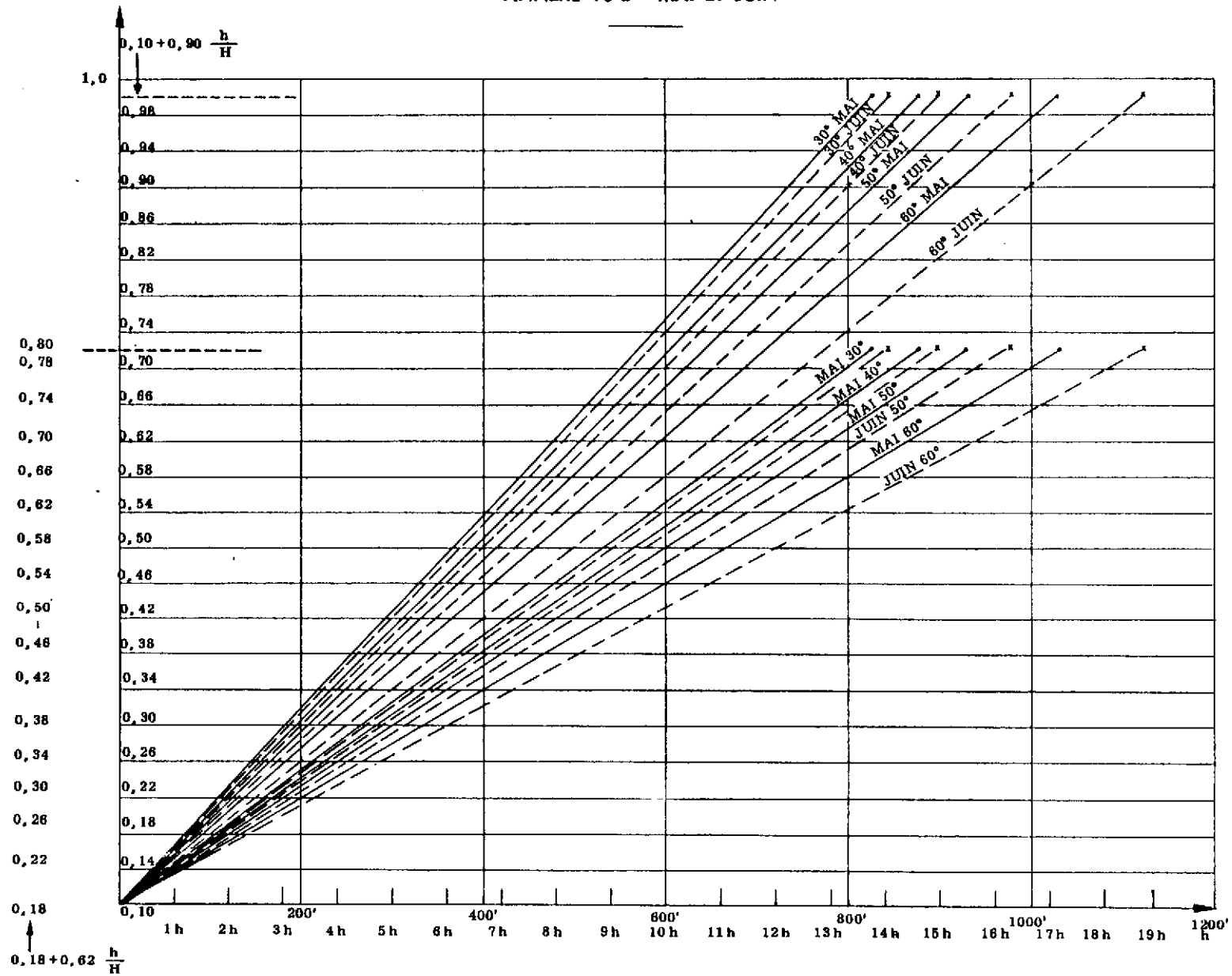
ANNEXE 9



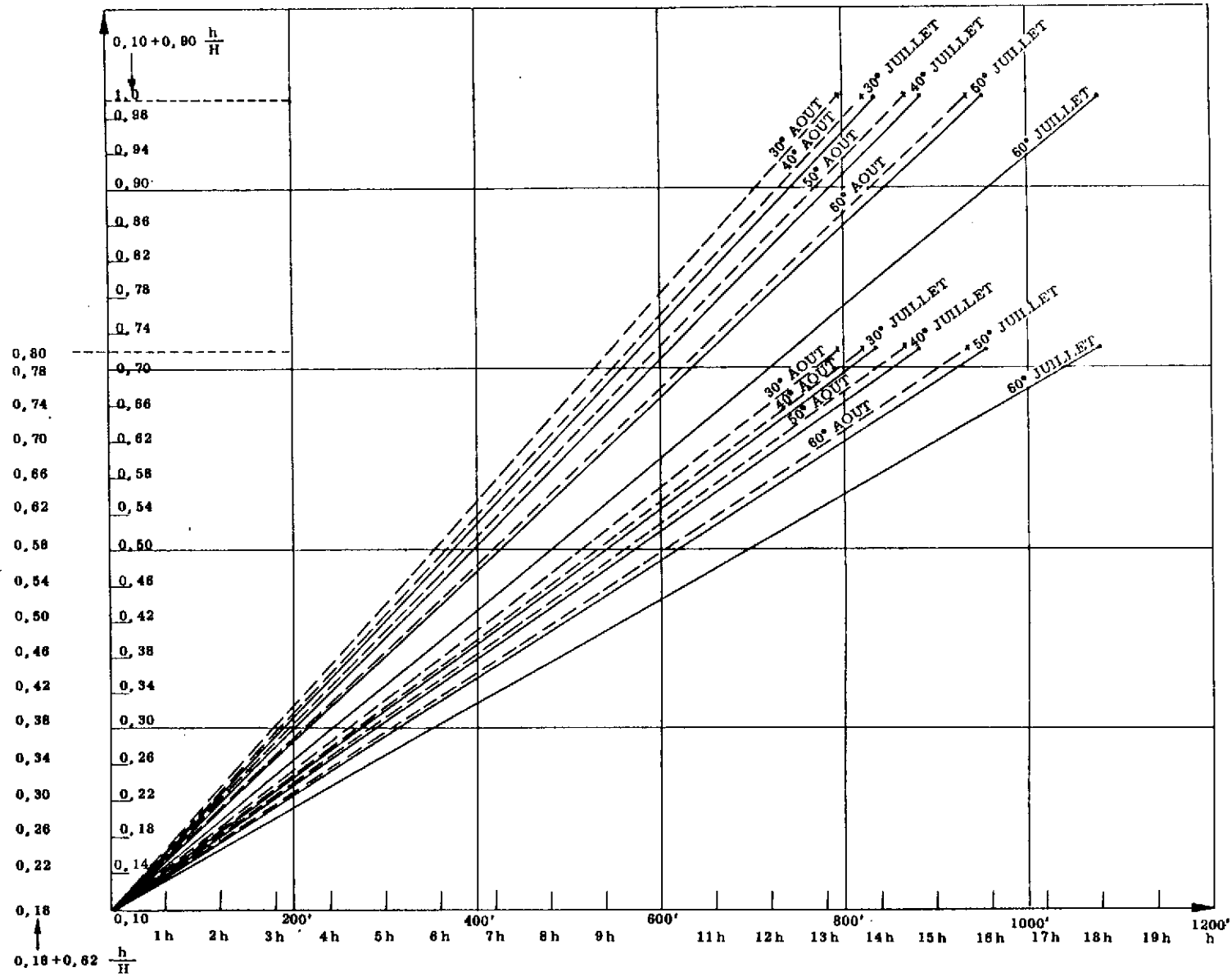
ANNEXE 10-1 - MARS ET AVRIL



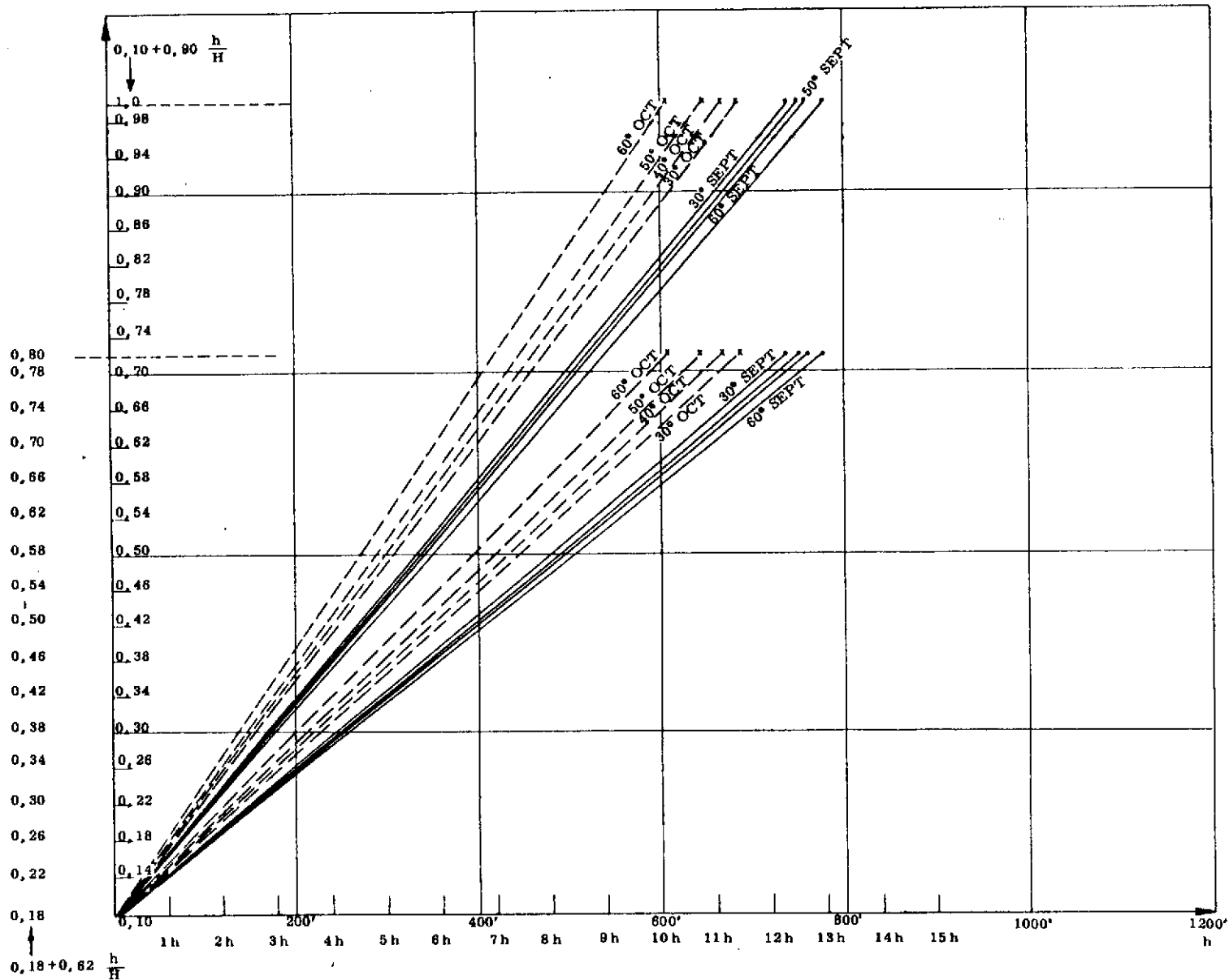
ANNEXE 10-2 - MAI ET JUIN



ANNEXE 10-3 - JUILLET ET AOÛT



ANNEXE 10-4 - SEPTEMBRE ET OCTOBRE



ANNEXE II

Calcul de $0,56 - 0,08 \sqrt{e}$

e mb.	\sqrt{e}	$0,08\sqrt{e}$	$0,56 - 0,08\sqrt{e}$	e mb.	\sqrt{e}	$0,08\sqrt{e}$	$0,56 - 0,08\sqrt{e}$	e mb.	\sqrt{e}	$0,08\sqrt{e}$	$0,56 - 0,08\sqrt{e}$
3.0	1.73	0.14	0.42	7.0	2.64	0.21	0.35	11.0	3.32	0.27	0.29
.1	1.76	0.14	0.42	.1	2.66	0.21	0.35	.1	3.33	0.27	0.29
.2	1.79	0.14	0.42	.2	2.68	0.21	0.35	.2	3.35	0.27	0.29
.3	1.82	0.15	0.41	.3	2.70	0.22	0.34	.3	3.36	0.27	0.29
.4	1.84	0.15	0.41	.4	2.72	0.22	0.34	.4	3.38	0.27	0.29
.5	1.87	0.15	0.41	.5	2.74	0.22	0.34	.5	3.39	0.27	0.29
.6	1.90	0.15	0.41	.6	2.76	0.22	0.34	.6	3.40	0.27	0.29
.7	1.92	0.15	0.41	.7	2.77	0.22	0.34	.7	3.42	0.27	0.29
.8	1.94	0.16	0.40	.8	2.79	0.22	0.34	.8	3.43	0.27	0.29
.9	1.97	0.16	0.40	.9	2.81	0.22	0.34	.9	3.45	0.28	0.28
4.0	2.00	0.16	0.40	8.0	2.83	0.23	0.33	12.0	3.46	0.28	0.28
.1	2.02	0.16	0.40	.1	2.85	0.23	0.33	.1	3.48	0.28	0.28
.2	2.05	0.16	0.40	.2	2.86	0.23	0.33	.2	3.49	0.28	0.28
.3	2.07	0.17	0.39	.3	2.88	0.23	0.33	.3	3.51	0.28	0.28
.4	2.10	0.17	0.39	.4	2.90	0.23	0.33	.4	3.52	0.28	0.28
.5	2.12	0.17	0.39	.5	2.91	0.23	0.33	.5	3.53	0.28	0.28
.6	2.14	0.17	0.39	.6	2.93	0.23	0.33	.6	3.55	0.28	0.28
.7	2.17	0.17	0.39	.7	2.95	0.24	0.32	.7	3.56	0.28	0.28
.8	2.19	0.18	0.38	.8	2.97	0.24	0.32	.8	3.58	0.29	0.27
.9	2.21	0.18	0.38	.9	2.98	0.24	0.32	.9	3.59	0.29	0.27
5.0	2.24	0.18	0.38	9.0	3.00	0.24	0.32	13.0	3.60	0.29	0.27
.1	2.26	0.18	0.38	.1	3.02	0.24	0.32	.1	3.62	0.29	0.27
.2	2.28	0.18	0.38	.2	3.03	0.24	0.32	.2	3.63	0.29	0.27
.3	2.30	0.18	0.38	.3	3.05	0.24	0.32	.3	3.65	0.29	0.27
.4	2.32	0.19	0.37	.4	3.06	0.24	0.32	.4	3.66	0.29	0.27
.5	2.34	0.19	0.37	.5	3.08	0.25	0.31	.5	3.67	0.29	0.27
.6	2.37	0.19	0.37	.6	3.10	0.25	0.31	.6	3.69	0.30	0.26
.7	2.39	0.19	0.37	.7	3.11	0.25	0.31	.7	3.70	0.30	0.26
.8	2.41	0.19	0.37	.8	3.13	0.25	0.31	.8	3.71	0.30	0.26
.9	2.43	0.19	0.37	.9	3.15	0.25	0.31	.9	3.73	0.30	0.26
6.0	2.45	0.20	0.36	10.0	3.16	0.25	0.31	14.0	3.74	0.30	0.26
.1	2.47	0.20	0.36	.1	3.18	0.25	0.31	.1	3.75	0.30	0.26
.2	2.49	0.20	0.36	.2	3.19	0.26	0.30	.2	3.77	0.30	0.26
.3	2.51	0.20	0.36	.3	3.21	0.26	0.30	.3	3.78	0.30	0.26
.4	2.52	0.20	0.36	.4	3.22	0.26	0.30	.4	3.79	0.30	0.26
.5	2.55	0.20	0.36	.5	3.24	0.26	0.30	.5	3.81	0.30	0.26
.6	2.57	0.21	0.35	.6	3.25	0.26	0.30	.6	3.82	0.31	0.25
.7	2.59	0.21	0.35	.7	3.27	0.26	0.30	.7	3.83	0.31	0.25
.8	2.61	0.21	0.35	.8	3.29	0.26	0.30	.8	3.85	0.31	0.25
.9	2.62	0.21	0.35	.9	3.30	0.26	0.30	.9	3.86	0.31	0.25

ANNEXE 15

$ETP = \alpha E_p [1 + \lambda(\theta)]$ $\alpha =$ coefficient abri $E_p =$ évaporation Piche en mm EVALUATION ETP BOUCHET Station : Année : $\theta = \frac{t_x + 3 t_n}{4}$ $t =$ °C																								
Coefficients	MARS			AVRIL			MAI			JUIN			JUILLET			AOÛT			SEPTEMBRE			OCTOBRE		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
α																								
E_p																								
αE_p																								
t_x (max)																								
t_n (min.)																								
$3 t_n$																								
$\theta = \frac{t_m + t_{dm}}{2}$ ou $\theta = \frac{t_x + 3 t_n}{4}$																								
$[1 + \lambda(\theta)]$																								
ETP = $\alpha E_p [1 + \lambda(\theta)]$ Décadaire																								
ETP Mensuelle																								

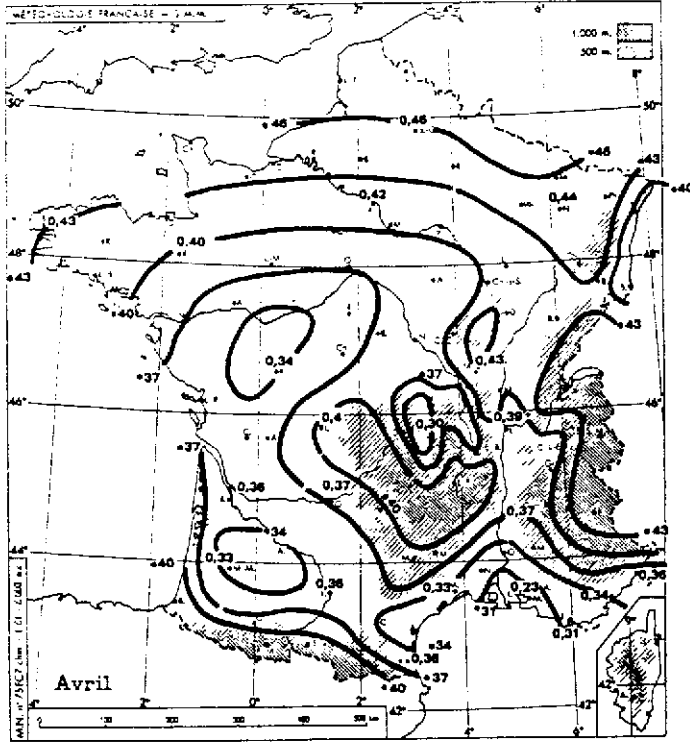
ANNEXE 16

Coefficient $1 + \lambda (\theta)$

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

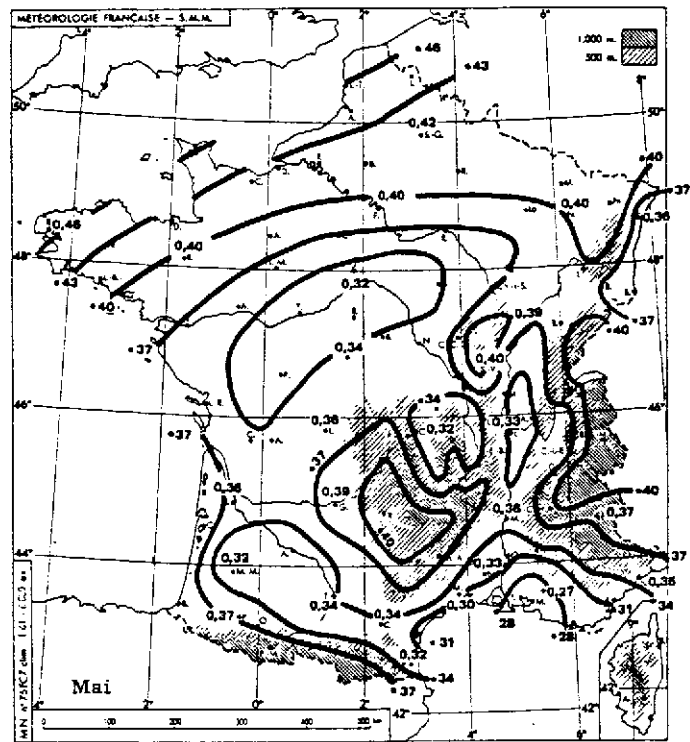
[Bouchet : 4]

Abri anglais 17-1 Moyenne
bois 1946-1960



coefficient α

Abri anglais 17-2 Moyenne
bois 1946-1960

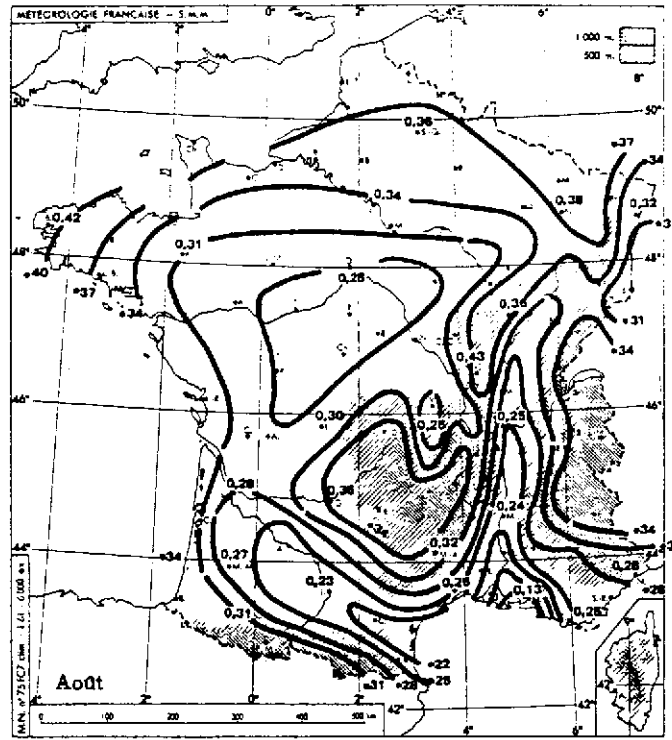


coefficient α

Abri anglais
bois

17-5

Moyenne
1946-1960

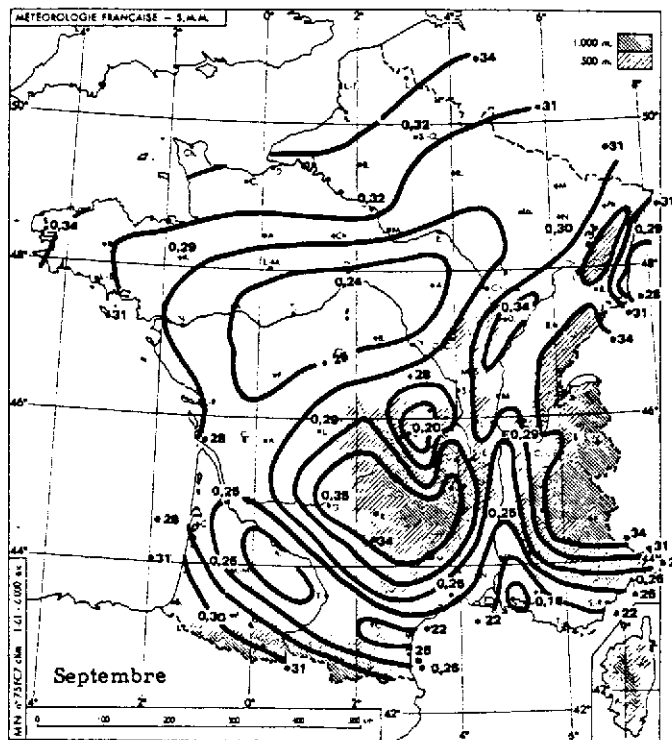


coefficient α

Abri anglais
bois

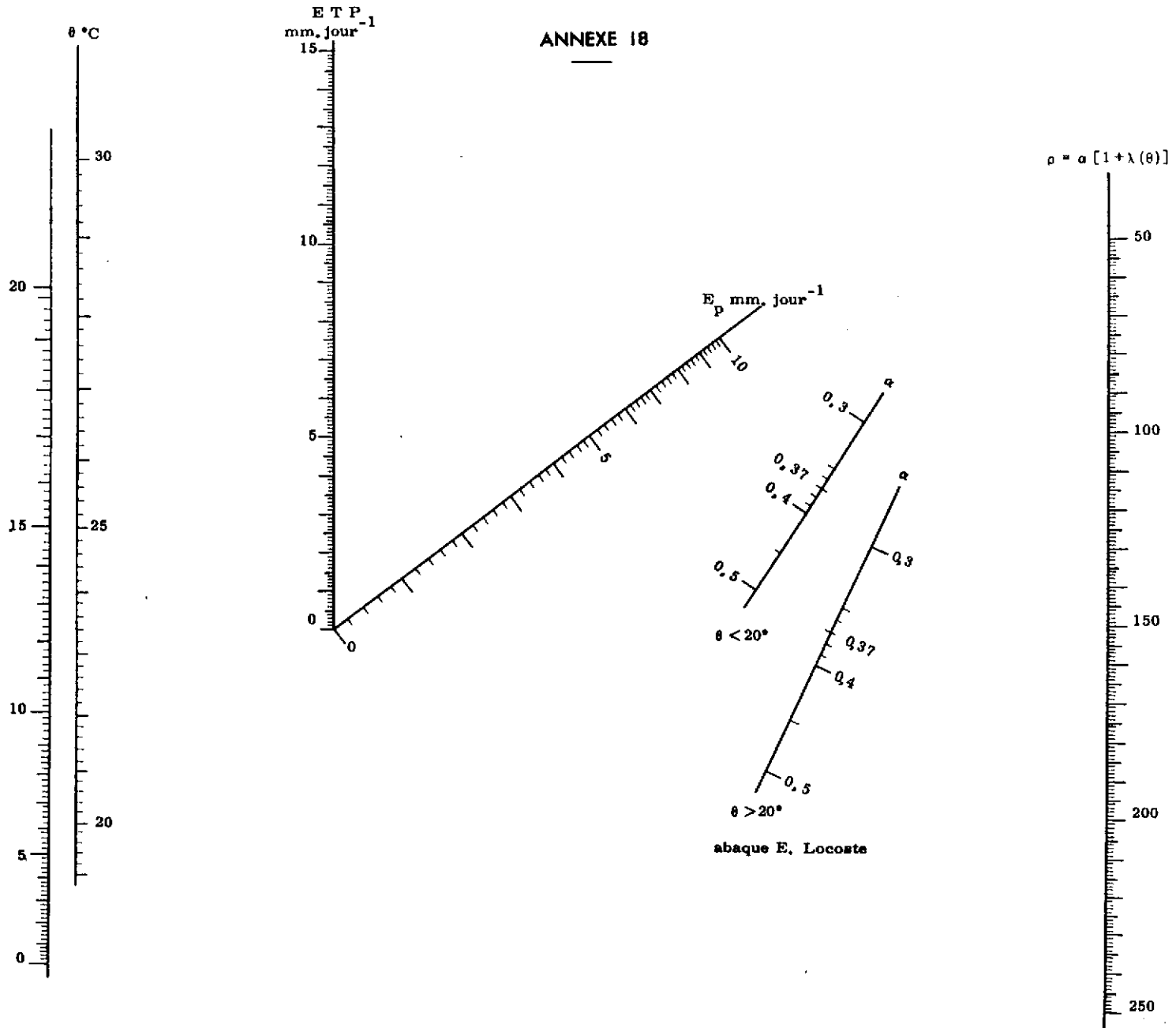
17-6

Moyenne
1946-1960

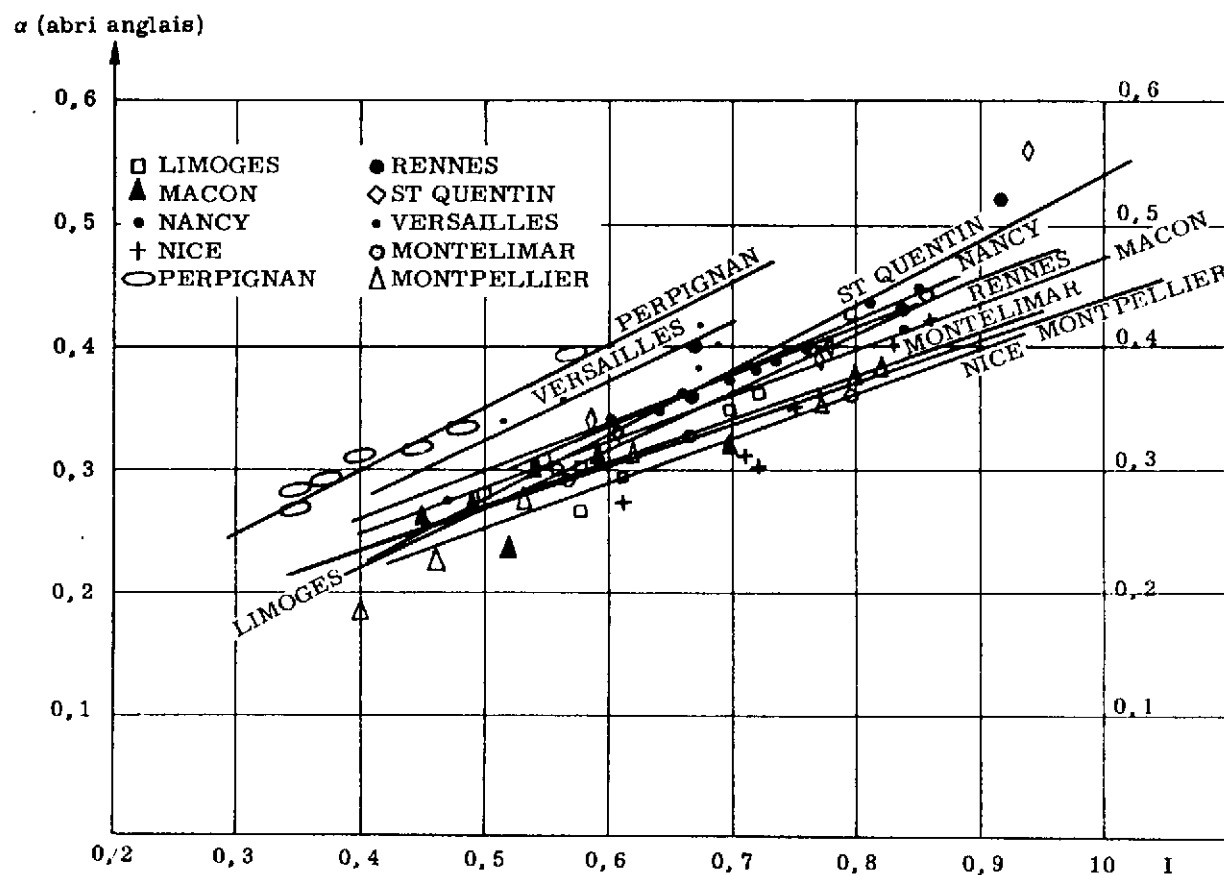


coefficient α

ANNEXE 18



ANNEXE 19



$$\alpha = 0,11 + 0,38 I$$

$$I = \frac{Rg \cdot 10^{-2}}{ew - e} (1 - a) \quad a = 0,25$$

