

MINISTRE DELEGUE AUX UNIVERSITES

**THESE**

Présentée à l'Ecole Nationale Polytechnique d'Alger  
pour obtenir le diplôme de

**MAGISTER EN HYDRAULIQUE**

**CONTRIBUTION A L'ETUDE DU BILAN  
HYDRIQUE PAR SIMULATION DE LA  
PLUVIOMETRIE ET DE L'EVAPOTRANSPI-  
RATION POTENTIELLE**

Application aux stations - d'Alger et d'Annaba

par

**Salim BENZIADA**

Ingénieur en Hydraulique, E.N.P.

soutenu le 21 Juin 1990 devant la commission d'Examen

**Jury**

MM A. KETTAB	}	Président
N. DECHEMI		Rapporteur
B. BERKANI		Examineur
B. KHAMMARI		Examineur
B. UPPALURI		Examineur
B. MOKRANE		Invité

MINISTRE DELEGUE AUX UNIVERSITES

**THESE**

Présentée à l'Ecole Nationale Polytechnique d'Alger  
pour obtenir le diplôme de

**MAGISTER EN HYDRAULIQUE**

**CONTRIBUTION A L'ETUDE DU BILAN  
HYDRIQUE PAR SIMULATION DE LA  
PLUVIOMETRIE ET DE L'EVAPOTRANSPI-  
RATION POTENTIELLE**

Application aux stations - d'Alger et d'Annaba

par

**Salim BENZIADA**

Ingénieur en Hydraulique, E.N.P.

soutenu le 21 Juin 1990 devant la commission d'Examen

**Jury**

MM A. KETTAB	Président
N. DECHEMI	Rapporteur
B. BERKANI	Examineur
B. KHAMMARI	Examineur
B. UPPALURI	Examineur
B. MOKRANE	Invité

ECOLE NATIONALE POLYTECHNIQUE

DEPARTEMENT HYDRAULIQUE

THESE DE MAGISTER

\*\*\*\*\*  
CONTRIBUTION A L'ETUDE DU BILAN HYDRIQUE PAR SIMULATION  
DE LA PLUVIOMETRIE ET DE L'EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE  
APPLICATION AUX STATIONS D'ALGER ET DE ANNABA  
\*\*\*\*\*

Etudié par : Mr S. BENZIADA

Ingénieur ENP

Dirigé par : Mr N. DECHEMI

ملخص

استناداً من تحليل و نقد معطيات جوية، اجريت دراسة على ضمن عبارات لحساب التبخر الكلي اذ اتى على علاقة مختصرة لعبارة بانمان. الطريقة الصورية للمضيا في نموذج ماركوفى ثنائى و التبخر الكلى التجري الى مركبة دورية و مستوية. تمت تاشير مختلف العوامل الداخلة في تعريف النماذج الصورية المستعملة. المستعملات المتفاعلة المتحصل عليها، ادخلت في نموذج موازنة مائى تمتصت. نتيجة من المخططات تستخدم كادات للمساعدة على اخذ القرار.

Résumé

A partir de données météorologiques, analysées et critiquées, une étude de cinq formules de calcul de l'évapotranspiration potentielle a été abordée, débouchant sur une formulation simplifiée de l'expression de Penman. La simulation de la pluviométrie par un modèle Markovien binaire et de l'évapotranspiration potentielle, décomposée en composante cyclique et fluctuante, a montré l'influence des différents paramètres entrant dans la définition des modèles de simulation utilisés. Les séries synthétiques obtenues ont été introduites dans un modèle de bilan hydrique, les sorties de ce dernier ont généré un ensemble de scénarios servant comme outil d'aide à la décision.

Abstract

A simplified procedure of the evaluation of potential evapotranspiration of Penman has been established from among the generally applied formulae. The simulation of the rainfall by the Markovien binary model, and that of the evapotranspiration, decomposed with cyclic and fluctuating components, has brought out the influence of the different parameters defining the models used. The synthetic series obtained have been introduced into the water balance, and the output of the same have generated several scenarios which help in the decision making.

## AVANT-PROPOS

Avant d'aborder l'exposé de ce mémoire, il m'est particulièrement agréable de remercier Mr N. DECHEMI mon directeur de recherche, et lui exprimer ma profonde reconnaissance pour la sollicitude avec laquelle il m'a guidé et encouragé, pour ses conseils pertinents et éclairés et enfin pour son dévouement permanent et inlassable dont il a fait preuve durant toute cette étude.

Mr A. KETTAB chargé de cours ENP Alger a bien voulu accepter la présidence de mon jury, qu'il trouve ici mes plus vifs remerciements.

Mr M. BERKANI chargé de cours ENSH Blida, Mr B. KHAMARI chargé de cours INA Alger et Mr B. M. UPALURI maître de conférence ENP Alger ont bien voulu s'intéresser à mon travail et l'avoir examiné avec toute l'attention voulue, qu'ils veulent bien accepter ma respectueuse reconnaissance.

Mr B. MOKRANE Phd responsable ANB a bien voulu assister à ma soutenance, qu'il trouve ici ma profonde gratitude.

Mes remerciements s'adressent aussi :

A mes collègues de l'équipe de recherche G.E.S.T.O.P (Mr T. MERABTENE, Mr B. BERMAD, Mr H. CHAMBAZ et Mr NEBACHE), qui ne m'ont jamais refusé leur aide, ô combien précieuse et utile durant toutes les étapes difficiles de la mise au point de ce travail.

Je ne saurais oublier Mr KADI responsable au service de la météorologie de Dar El Beïda, pour sa disponibilité, sa courtoisie et son aide désintéressée sans laquelle je n'aurais pu entamer ce travail.

Il me faut remercier Mr GHEZAL pour son aide diligente et efficace pour la dactylographie de ce mémoire.

Il serait vain de citer les noms de tous ceux qui ont participé à la réalisation de ce travail, qu'ils veulent retrouver ici, l'expression de ma profonde gratitude.

Enfin je ne saurais oublier tous les camarades enseignants, tous mes amis, qu'ils trouvent dans ce modeste document l'expression de la sincère reconnaissance d'un ami.

Je dédie ce travail à tous les membres de ma grande famille, qui m'ont tous appris chacun à sa façon la valeur de l'étude, et cela dès mon plus jeune âge, à ma mère qui a toujours été pour moi, un exemple de dévouement et de responsabilité assurée jusqu'au bout, à mon oncle qui a toujours été à mes côtés surtout dans les plus durs moments, à mes frères dont l'aide morale me sera toujours bénéfique, à mon grand père et ma grand mère qui ont su me responsabiliser très tôt.

# T A B L E D E S M A T I E R E S

	pages
Introduction	7
<b>I - Collecte et critique des données</b>	<b>9</b>
I - 1. Collecte des données	9
I - 2. Critique des données	11
<b>II - Etude de l'évapotranspiration</b>	<b>11</b>
II - 1. Introduction	16
II - 2. Méthodes basées sur le bilan énergétique	18
II - 2.1 La formule de Penman	18
II - 2.1.1. Autres formulations :	23
a) Modifications touchant la formulation du rayonnement net	23
b) Variation de la fonction ( $\bar{\epsilon}(v)$ ) de la formule de Penman	24
c) Les formulations de la résistance	25
II - 2.2 Formules de Brochet - Gerbier	26
a) Première expression	27
b) Deuxième expression	28
II - 2.3 Formule de Bouchet	29

II - 3. Méthodes basées sur des ajustements statistiques	31
II - 3.1 Formule de Thornthwaite	31
II - 3.2 Formule de Blaney - Criddle	32
II - 3.3 Formule de Turc	34
II - 3.4 Formule de Riou	35
II - 4. Méthodes de mesure de l'évapotranspiration	36
II - 4.1 Les bacs d'évaporation	36
II - 4.2 Les évaporamètres	37
II - 4.3 Les lysimètres ou évapotranspiromètres	37
a) les lysimètres classiques à drainage	37
b) les lysimètres pesables	38
c) Rôle des lysimètres dans les études sur les besoins en eau des cultures	38
II - 4.4 Mesure in situ de l'humidité du sol	39
a) la méthode gravimétrique	39
b) la méthode de dispersion neutronique	39
c) Méthode par rayonnement gamma	39
d) Méthodes tensiométriques	40
II - 4.5 Méthode du flux de vapeur (micrométéorologie)	40
a) la méthode du profil aérodynamique	41
b) Méthode de corrélation des turbulences	41
c) Méthode du bilan d'énergie	41

II - 4.6	Approche par télédétection.	42
II - 5.	Résultats et interprétations	42
II - 5.1	Station d'Alger	42
II - 5.2	Station de Annaba	44
II - 5.3	Conclusion	45
III -	Simulation de la pluviométrie	47
III - 1.	Définition et description d'un modèle Markovien	47
III - 1.1.	Modèles binaires	48
III - 1.1. a)	Modèle d'ordre 0	48
III - 1.1. b)	Modèle d'ordre 1	48
III - 1.1. c)	Modèle d'ordre 2	50
III - 1.1. d)	Modèle d'ordre 3	50
III - 1.1. e)	Effet saisonnier	51
III - 2.	Modèle de simulation de la pluviométrie	52
III - 2.1.	Simulation à l'aide d'un modèle binaire	52
III - 2.2.1.	Comparaison de la série historique et simulée	53
III - 2.2.2.	Résultats et interprétations	53
III - 2.2.2.1	Station d'Alger	53
	a) Effet de l'ordre des chaînes de Markov	54
	b) Effet du nombre de saisons	54
III - 2.2.2.2	Station de Annaba	55
	a) Effet de l'ordre des chaînes de Markov	55

b) Effet du nombre de saisons	55
III - 2.2.2.3 Conclusion	56
<b>IV - Etude des évapotranspirations par Simulation</b>	<b>57</b>
IV - 1. Modélisation du phénomène Evapotranspiration	57
IV - 1.1. Détermination de la composante saisonnière	58
IV - 1.2. Détermination de la composante fluctuante	58
IV - 2. Simulation de l'évapotranspiration	59
IV - 2.1. Simulation de la composante cyclique	59
IV - 2.2. Simulation de la composante fluctuante	59
IV - 2.3. Comparaison des séries historiques et simulées	60
IV - 2.4. Résultats et interprétations	60
IV - 2.4.1 Station d'Alger	61
a) L'effet de l'ordre des chaînes de Markov	61
b) L'effet du nombre d'harmoniques	61
c) L'effet du nombre de saisons	61
IV - 2.4.2 Station de Annaba	62
a) L'effet de l'ordre des chaînes de Markov	62
b) L'effet du nombre d'harmoniques	63
c) L'effet du nombre de saisons	63
IV - 2.4.3 Conclusion	64
<b>V - Etude du bilan hydrique</b>	<b>65</b>
V - 1. Introduction	65

V - 2. Définition du bilan hydrique	65
V - 3. But de la modélisation du bilan hydrique	67
V - 3.1. Les paramètres régissant le bilan hydrique	67
V - 3.1.1. Les données climatiques	67
V - 3.1.1.1 Les précipitations	67
V - 3.1.1.2 L'évapotranspiration	68
V - 3.1.2. Les données édaphiques	68
V - 3.1.2.1 La profondeur d'enracinement	69
V - 3.1.2.2 La réserve utile	69
V - 3.1.2.3 La réserve facilement utilisable et réserve de survie	69
V - 3.1.3. Données culturales	70
V - 3.2. Modélisation du bilan hydrique	71
V - 3.2.1. Détermination de la réserve utile (RU)	71
V - 3.2.2. Détermination de la pluie efficace (Pe)	72
V - 3.2.3. Détermination de l'évapotranspiration maximale (ETM)	72
V - 3.2.4. Détermination de l'évapotranspiration réelle (ETR)	73
V - 3.2.5. Détermination du drainage et du ruissellement	73

V - 3.2.6. Détermination du déficit hydrique journalier	73
V - 3.2.7. L'équation du bilan hydrique	74
V - 3.3. Résultats et interprétations	75
V - 3.3.1. Introduction	75
V - 3.3.2. Station d'Alger	75
V - 3.3.3. Station d'Annaba	77
V - 3.3.4. Conclusion	79
Conclusion	80
Bibliographie	82
Annexes	

## Introduction

De par sa position géoclimatique, l'Algérie souffre d'un déficit chronique en eau et cela se ressent surtout au niveau de son agriculture.

La mobilisation des ressources hydriques et leur utilisation optimale, passe par une évaluation précise des besoins en eau des cultures qui définissent le concept de demande caractérisé par les effets du climat et par l'aptitude qu'ont les divers types de sol à emmagasiner l'eau et à la restituer.

La demande en eau due au climat définit l'évapotranspiration fournie par la culture et cela par le biais de la quantité d'eau emmagasinée dans le sol et puisée par les racines de la culture. La variation de cette quantité d'eau stockée dans le sol définit le bilan hydrique.

On tentera dans une première phase de voir quelle est la fiabilité des données météorologiques dont on dispose et quelle serait la confiance quant aux résultats obtenus à l'aide de ces données. On verra ensuite l'influence de ces dernières sur le climat en analysant leurs variations journalières, mensuelles et annuelles. En outre, les lois suivies par les différents paramètres météorologiques seront étudiées.

On abordera ensuite l'étude des évapotranspirations estimées soit par des formules statistiques ou en faisant intervenir le bilan d'énergie. La finalité de cette étude est la recherche d'une formule de calcul du paramètre "évapotranspiration" ne faisant intervenir qu'un minimum de paramètres climatologiques et la caler pour les régions d'Alger et de Annaba.

Enfin, la simulation de la pluviométrie et de l'évapotranspiration par des modèles stockastiques prenant en compte les corrélations existantes dans les séries historiques de ces deux paramètres.

L'intérêt de cette dernière est de générer un ensemble de scénarios pour évaluer les besoins en eau des périmètres d'irrigation qui sera faite en relation avec une étude du bilan hydrique.

## I - 1. Collecte des données

Les données météorologiques des stations d'Alger (Dar El Beïda) et de Annaba (Les Salines) étaient indispensables pour mener à bien notre présent travail. C'est pour cela qu'une collecte effectuée au niveau des services concernés était impérative.

Des contacts avec l'Office National de la Météorologie (ONM) et en particulier avec son service de Climatologie ont été entrepris. Le but de notre collecte est de recueillir les séries les plus longues possibles des différents paramètres climatologiques entrant dans la détermination de l'évapotranspiration et du bilan hydrique. Ce sont en fait les évolutions journalières des paramètres suivants :

- Températures maximales et minimales de l'air
- Humidité relative de l'air
- Insolation
- Vitesse du vent
- Evaporation Piche
- Pluviométrie

Notons que la récolte de ces données météorologiques a pris un temps assez long dû notamment à des problèmes de transfert à partir de la banque de données de la Météorologie Nationale.

Dans ce contexte, nous tenons à remercier pour l'aide effective et l'attention que nous a porté l'ensemble du personnel du Service Climatologie, en particulier Monsieur Kadi, ce qui nous a grandement facilité la tâche.

Les données météorologiques dont nous disposons sont résumées dans le tableau ci-dessous.

Station	ALGER Dar El Beïda	ANNABA Les Salines
Paramètre	Altitude : 24,25 m Latitude : 36°43 N	Altitude : 03 m Latitude : 36°50 N
Température Minimale	1952 - 1986	1967 - 1986
Température Maximale	1952 - 1986	1967 - 1986
Température Moyenne	1987 - 1988	1967 - 1988
Humidité relative	1952 - 1988	1967 - 1988
Insolation	1952 - 1988	1967 - 1988
Vitesse du vent	1952 - 1988	1967 - 1986
Pluviométrie	1936 - 1986	1967 - 1986
Evaporation PICHE	1952 - 1988	1967 - 1988

Tableau 1 : présentation des données recueillies

## I - 2. Critique des données

### I - 2.1. Introduction

En tenant compte du principe que toute entrée fautive génère une sortie fautive, une étude critique des données collectées a été entreprise.

Une telle étude est nécessaire avant d'aborder un travail quelconque utilisant des données. Ces dernières sont le résultat de mesures plus ou moins complexes et pour lesquelles l'utilisateur doit être très attentif au risque d'erreur qui peut les entacher dans la mesure où elles passent par plusieurs étapes intermédiaires : de la lecture à la transcription et de l'édition à la frappe et impression sur listings d'ordinateurs.

A cet effet un ensemble de méthodes est utilisé pour détecter d'éventuelles erreurs, mais il arrive dans certains cas que ces différentes méthodes restent impuissantes quant à l'exactitude d'une ou plusieurs données prises dans une série quelconque.

Les données peuvent être soit unidimensionnelles soit multidimensionnelles, chacune est traitée avec des méthodes différentes.

L'ensemble des données utilisées dans ce présent travail sont unidimensionnelles (température, humidité relative, insolation, pluviométrie...).

### I - 2.2. Méthodologie adoptée -

Les méthodes utilisées en général pour des données unidimensionnelles sont, d'une part une comparaison directe par rapport à un seuil maximal ou minimal à ne pas dépasser par la variable étudiée et d'autre part, l'utilisation de l'outil statistique qui est à cet égard d'une grande utilité pour ce genre d'opération.

La démarche adoptée pour détecter les erreurs est la suivante :

Lors de la transcription des données sur fichier informatique, l'observation des seuils maximaux et minimaux pour chaque paramètre permet de détecter très vite les données aberrantes et les corriger. Une évolution assez brusque d'un jour à l'autre puis retour à la valeur antérieure semble suspecte surtout en ce qui concerne les paramètres insolation, température et humidité relative, paramètres à évolution lente.

La méthode graphique est très favorable pour la détection des variations anormales. En effet, le tracé des évolutions journalières de chaque paramètre a permis de voir nettement des erreurs flagrantes d'une valeur, mais surtout d'un ensemble de valeurs s'étalant sur une longue période.

Dans ce cas précis, l'utilisation des tests d'homogénéité des séries chronologiques et en particulier les tests de Fisher et de Student sont d'un grand apport. Pratiquement on sort graphiquement l'évolution journalière du paramètre étudié, on constate de visu les imperfections qui peuvent apparaître sur le graphique obtenu, puis la série est découpée en différents échantillons pour lesquels on applique les tests d'homogénéité.

### I - 2.3. Tests d'homogénéité -

#### a) Test de Fisher :

Soit un paramètre connu sur deux échantillons de taille  $n_1$  et  $n_2$  et soit  $X_1$  et  $X_2$ ,  $\sigma_1$  et  $\sigma_2$  les moyennes et les écarts types calculés sur les deux échantillons 1 et 2.

On calcule l'expression

$$F_{\text{obs}} = \frac{(n_2 - 1) \sigma_2^2}{(n_1 - 1) \sigma_1^2}$$

$$\text{avec } (n_2 - 1) \sigma_2^2 > (n_1 - 1) \sigma_1^2$$

$F_{\text{obs}}$  suit une loi de probabilité dite de Fisher de paramètres  $V_1 = n_1 - 1$  et  $V_2 = n_2 - 1$ . On lit  $F(V_1, V_2)$  sur une table statistique

avec un degré de confiance  $\alpha$  choisi (  $\alpha = 5 \%$  )

Si  $F_{\text{obs}} > F(V_1, V_2)$ , on rejette l'hypothèse d'homogénéité des deux échantillons  $n_1$  et  $n_2$ .

Ce test permet de contrôler l'homogénéité des écarts types.

b) Test de Student :

Sous les mêmes hypothèses on calcule  $t_{\text{obs}}$  :

$$t_{\text{obs}} = \frac{X_1 - X_2}{\left[ \frac{SCE_1 + SCE_2}{n_1 + n_2 - 2} \left( \frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2} \right) \right]^{1/2}}$$

$$SCE_1 = \sum (X_i - X_1)^2 \quad i = 1, n_1$$

$$SCE_2 = \sum (X_j - X_2)^2 \quad j = 1, n_2$$

$t_{\text{obs}}$  suit une loi de probabilité dite de Student à  $n_1 + n_2 - 2$  degrés de liberté. On lit  $t(n_1 + n_2 - 2)$  sur une table statistique avec un degré de confiance  $\alpha$ .

Si  $t_{\text{obs}} > t(n_1 + n_2 - 2)$  on rejette l'hypothèse d'homogénéité des deux échantillons  $n_1$  et  $n_2$ .

Ce test permet de contrôler les moyennes des deux échantillons.

I - 2.4. Résultats obtenus :

Pour illustrer ce qui a été dit plus haut, on s'est intéressé à trois paramètres qui ont posé le plus de problèmes, et pour lesquels on a remarqué un ensemble d'erreurs dans les séries historiques, en l'occurrence l'insolation, l'humidité relative et la vitesse du vent.

a) Insolation :

En analysant l'évolution journalière de l'insolation d'Alger sur la période 1952 - 1985 (voir annexe 1 ), le graphique de cette évolution présente deux échantillons pour lesquels la variation cyclique de ce paramètre est occultée dans l'un des échantillons correspondant à la période 1980 -1985. L'utilisation des tests d'homogénéité vus précédemment, a montré que les deux échantillons observés n'étaient pas de la même population. Dans ce cas précis seul un retour à la source des données a permis de compléter la série avec une évolution cohérente (Annexe 1) de l'insolation d'Alger.

C'est la mauvaise transcription sur fichier d'ordinateur qui a engendré cette non homogénéité de la série historique de l'insolation.

b) Humidité relative :

Dans ce cas, l'évolution journalière sur graphique a permis de déceler deux (2) parties décalées. Les tests statistiques ont montré la non homogénéité de ces deux parties. La seule explication était que le nombre de mesures de l'humidité par jour était de trois (3) pendant la période (1952 à 1957) et à partir de 1958 le nombre de mesures journalières a augmenté à huit (8) par jour. On ne pouvait rectifier ou corriger la période (1952 - 1957), c'est pour cette raison qu'on s'est contenté de la période 1958 - 1986 pour la suite de notre travail.

c) Vitesse du vent :

Pour ce paramètre une différenciation de l'évolution journalière est observée. Deux (2) échantillons sont comparés, le premier s'étalant de 1952 à 1970 et 1985, le deuxième de 1971 à 1984 (Annexe 1).

La variation aléatoire du premier échantillon est observée par contre pour le deuxième, l'évolution diffère en ce sens que les valeurs sont écrêtées. Les tests statistiques montrent une homogénéité des deux échantillons. L'explication émise est que les

mesures de la période (1971 - 1984) ont été arrondies. Cela est dû soit à l'appareil de mesure lui-même, soit à l'opérateur qui prenait les mesures quotidiennes pendant cette période.

d) Evapotranspiration journalière :

Pour illustrer l'influence des données entachées d'erreurs sur les résultats après leur utilisation, l'évolution journalière de l'évaptranspiration potentielle calculée par la méthode de Penman est tracée sur graphique (Annexe 1) pour lequel aucune anomalie n'est à constater. En subdivisant la série en trois (3) échantillons : le premier de 1952 à 1957, de 1958 à 1979 pour le deuxième et de 1980 à 1985 pour le troisième échantillon, la comparaison à l'aide des tests d'homogénéité a montré une non homogénéité de ces trois échantillons malgré l'évolution normale de l'évaptranspiration. Elle est, bien entendu, due à l'humidité relative pour la période 1952 - 1957 et à l'insolation pour la période 1980 - 1985.

CHAPITRE II

ETUDE DE L'EVAPOTRANSPIRATION

## II - 1. Introduction :

Au tout début, les chercheurs distinguaient entre le phénomène physique : évaporation d'une surface liquide ou d'un sol nu, et le phénomène biophysique : la transpiration des végétaux (Dehairain, 1882 ; Briggs et Shantz, 1914).

Geslin (1937) précise l'influence des précipitations sur les rendements puis Godard (1937) constate l'influence de la luminosité.

Reis (1939) détermine pour la première fois les besoins en eau des plantes en se basant sur des données météorologiques et distingue entre la perte par évaporation d'un champ et celle d'une nappe d'eau libre.

Il a fallu attendre 1948 pour que Thornthwaite introduisè le vocable d'évapotranspiration. De plus, il avance l'hypothèse que : "L'évapotranspiration maximale vers laquelle tend un couvert végétal bien pourvu en eau, uniforme, et en période de végétation, peut être considérée comme indépendante des espèces végétales et n'est fonction que des caractéristiques énergétiques et dynamiques de l'environnement atmosphérique".

Nous remarquons que cette définition possède un caractère purement climatique. C'est à Penman (1948 - 1956) que l'on doit la première approche fondamentale du phénomène d'évapotranspiration à partir du bilan d'énergie et de l'aspect aérodynamique du transfert de la vapeur d'eau. Il définit une limite à l'évapotranspiration dans le cas de ressources non limitantes et l'appelle évapotranspiration potentielle.

Perrier (1975) définit l'évapotranspiration potentielle d'un couvert comme étant l'évapotranspiration maximale de ce dernier si l'ensemble des surfaces d'échange sont à saturation. Il ajoute que cette définition est la réalité après une pluie, une forte rosée ou une irrigation par aspersion. Dans le cas où l'un des facteurs n'est pas à l'optimum (en particulier pour un déficit d'eau), il

s'instaure une régulation stomatique et cuticulaire qui freine les pertes d'eau par transpiration. Dans ce cas précis, l'alimentation hydrique du végétal ne correspond plus aux possibilités d'évapotranspiration potentielle. On parle d'évapotranspiration réelle.

L'évapotranspiration réelle (ETR) représente une consommation d'eau liée à la nature du végétal et à son stade végétatif (Robelin, 1962), aux propriétés physiques du sol (Puech, 1968) et aux disponibilités hydriques du sol. Ferrier (1977) définit l'évapotranspiration maximale d'une culture comme "la quantité maximale d'eau qu'elle est susceptible d'évaporer lorsqu'elle est placée dans de bonnes conditions d'alimentation hydrique et pour un sol proche de la capacité au champ. Elle dépend de l'état de couverture du sol par la culture (lié à son indice foliaire) et de l'état physiologique de celle-ci (phase de croissance active, phase de floraison, phase de maturation)".

À l'échelle de la parcelle, il n'existe qu'une seule réalité sur le plan de la mesure. C'est l'évapotranspiration réelle ou l'évapotranspiration maximale (Katerji, 1987). À l'heure actuelle, on admet comme évapotranspiration potentielle de référence, l'évapotranspiration maximale de la culture du gazon. La fétuque manade est adoptée en France.

Le calcul rigoureux de l'évapotranspiration maximale d'une culture quelconque est très difficile car il faut tenir compte de l'indice foliaire et de la résistance stomatique globale du couvert, qui dépendent de nombreux facteurs. C'est pourquoi on utilise pour chaque période donnée de durée limitée à 10 jours un coefficient cultural ( $k_c$ ) rapport de l'évapotranspiration maximale de la culture à l'évapotranspiration maximale d'un gazon ras : l'évapotranspiration potentielle de référence ETP (Choisnel, 1988)

$$ETM_{\text{culture}} = k_c \cdot ETP \quad (1)$$

Remarquons que le coefficient  $k_c$  varie de décade en décade en fonction de la phénologie de la plante. Le problème réside dans le choix du jeu de coefficients culturaux pour une période végétative d'une culture donnée. Il est résolu en mesurant in situ simultanément l'ETM (culture) et l'ETM (gazon).

La quantification du paramètre ETP peut suivre deux voies possibles : la première est expérimentale donnant in situ la valeur mesurée de l'ETP à l'aide de lysimètres simples ou pesables qui permettent une mesure précise de ce paramètre.

La deuxième est la voie du calcul, très utile dans les régions où l'on ne dispose pas d'appareils de mesure étant donné l'implantation très difficile à mettre en oeuvre de ces derniers. Elle se base sur l'emploi de formules empiriques fondées sur le bilan d'énergie ou sur des ajustements statistiques.

## II - 2. Méthodes basées sur le bilan énergétique.

### II - 2.1 La formule de Penman :

L'approche de Penman (1948) consiste à évaluer le volume des échanges d'eau entre une surface évaporante et l'atmosphère par le biais du bilan énergétique. Pour une décade, Penman estime que le flux de chaleur par conduction de la surface évaporante se compense et donc le bilan d'énergie se réduit à :

$$R_n = \theta_L - \theta_s \quad (2)$$

$\theta_s$  : étant la densité de flux de chaleur échangé par convection avec l'air ambiant ou flux de chaleur sensible ( $\text{cal. cm}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$ )

$\theta_L$  : la densité de flux de chaleur latente ou évapotranspiration ( $\text{cal. cm}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$ )

$$\theta_L = L \cdot E$$

E : quantité d'eau évapotranspirée durant la période considérée ( $\text{mm} \cdot \text{j}^{-1}$ )

L : chaleur latente de vaporisation ( $\text{cal. g}^{-1}$ )

Penman introduit ensuite le rapport de Bowen (1926)

$$\beta = \frac{\theta_s}{\theta_L} = \frac{K_s}{K_L} \cdot \Gamma \cdot \frac{T_1 - T_2}{e_1 - e_2} \quad (3)$$

$K_s$  : diffusivité turbulente de chaleur sensible ( $\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$ )

$K_w$  : diffusivité turbulente de la vapeur d'eau ( $\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$ )

$\Gamma$  : constante psychométrique ( $\text{mb} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ )

$T_1, T_2$  : températures prises à deux niveaux  $Z_1$  et  $Z_2$  ( $^\circ\text{C}$ )

$e_1, e_2$  : tensions de vapeur d'eau prises à deux niveaux  $Z_1, Z_2$  (mb).

Il admet ensuite qu'en ce qui concerne la diffusion de la chaleur et de la vapeur d'eau, on peut confondre le processus de la couche limite et de la couche turbulente d'une part, et d'autre part les coefficients  $k_s$  et  $k_w$  sont identiques.

En appliquant l'expression (3) entre la surface évaporante et un niveau quelconque de l'atmosphère (abri météorologique), les notations deviennent :

$T_1$  correspond à  $T_s$  : température de la surface évaporante

$T_2$  correspond à  $T_a$  : température de l'air sous abri

$e_1$  devient  $e_s$  : tension de vapeur saturante à la température  $T_s$

$e_2$  devient  $e_a$  : tension de vapeur réelle de la vapeur d'eau dans l'air

$$\frac{\theta_s}{\theta_a} = \Gamma \frac{T_s - T_a}{e_s - e_a} \quad (4)$$

D'autre part, l'évaporation au-dessus d'une surface est donnée par la formule de Dalton (1804)

$$E = (e_s - e_a) \bar{E}(V) \quad (5)$$

$E$  : quantité d'eau évaporée ( $\text{cal. cm}^{-2} \text{ j}^{-1}$ )

$\bar{E}(V)$  : une fonction de la vitesse du vent.

Les quantités  $T_s$  et  $e_s$  étant difficilement accessibles, Penman introduit la notion de pouvoir évaporant de l'air  $E_a$  qui représente la quantité d'eau qui serait évaporée par une surface dont la température superficielle serait égale à celle de l'air.

$$E_a = (e_w - e_a) \bar{E}(V) \quad (6)$$

$e_w$  : tension maximale de la vapeur d'eau pour la température de l'air  $T_a$  (mb)

$$E - E_a = (e_s - e_w) \bar{E}(V) \quad (7)$$

$$E - E_a = \frac{e_s - e_w}{T_s - T_a} \cdot \bar{E}(V) (T_s - T_a) \quad (8)$$

Dans les conditions d'évaporation d'une surface d'eau libre ou d'un couvert végétal, les températures  $T_a$  et  $T_w$  sont voisines, et donc le rapport  $(e_w - e_a) / (T_w - T_a)$  tend vers  $de/dT$  : pente de la courbe des tensions de vapeurs de saturation en fonction de la température notée  $F'_T$ .

Des équations (6) et (8), on tire :

$$\frac{Q_L}{LE} = \Gamma \frac{E - E_a}{F'_T \delta(V)} \cdot \frac{1}{e_w - e_a} = \Gamma \frac{E - E_a}{F'_T} \cdot \frac{1}{E} \quad (9)$$

En reportant la valeur de  $\delta_a$  dans (4), nous obtenons :

$$E = \frac{1}{L} \frac{R_n \frac{F'_T}{\Gamma}}{1 + \frac{F'_T}{\Gamma}} + E_a \frac{1}{1 + \frac{F'_T}{\Gamma}} \quad (10)$$

L'équation ci-dessus est la formule de Penman pour une nappe d'eau libre qu'on peut assimiler à l'évaporation limite d'un couvert végétal continu et bien irrigué en substituant à l'albédo moyen de l'eau (0,05) celui de la surface végétale verte (0,20) (Brochet et Gerbier, 1974).

Reprenons l'équation de Penman (1948) et analysons les différents termes qui la composent :

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

$R_n$  : rayonnement net (cal.  $cm^{-2} \cdot j$ )

$\Gamma$  : constante psychométrique ( $mb.^\circ C^{-1}$ )

$E_a$  : pouvoir évaporant de l'air (cal.  $cm^{-2} \cdot j^{-1}$ )

$F'_T$  : pente des tensions de vapeur saturante en fonction de la température

$L$  : chaleur latente de vaporisation (cal.  $g^{-1}$ )

Le rayonnement net  $R_n$  donné par Penman dérive d'une part de la relation d'Angström (1924) et d'autre part de la formule de Brunt (1939).

$$R_n = (1 - \alpha) r_g - \epsilon T_a^4 (0,56 - 0,092 \sqrt{e_a}) (0,10 + 0,90 n/N) \quad (12)$$

$\alpha$  : albédo de la surface évaporante

$R_g$  : rayonnement global ( $\text{cal.cm}^{-2}$ )

$e_a$  : tension de vapeur d'eau mesurée sous abri (mb)

$N$  : durée théorique ou astronomique du jour (h)

$n$  : durée d'insolation (h)

$\epsilon$  : constante de Stephan-Boltzman ( $\text{cal.cm}^{-2} \text{K}^{-4}$ )

$T_a$  : température de l'air ( $^{\circ}\text{K}$ )

Le rayonnement global  $R_g$  est mesuré à l'aide d'un pyronomètre ou à défaut estimé à partir d'une formule expérimentale découlant d'ajustements statistiques (Malimi, 1986) ; c'est la formule d'Angström (1924).

$$R_g = R_{g_0} (0,18 + 0,62 n/N) \quad (13)$$

$R_{g_0}$  : rayonnement solaire global reçu sur une surface horizontale à la limite supérieure de l'atmosphère ( $\text{cal.cm}^{-2}$ )

$n/N$  : fraction d'insolation.

Le rayonnement solaire global reçu sur une surface horizontale ou irradiation extraterrestre  $R_{g_0}$  s'exprime selon Jan (1983) comme :

$$R_{g_0} = 0,36 I_0' (N \sin \xi \sin \delta + (24/\pi) \sin w_0 \cos \xi \cos \delta) \quad (14)$$

$I_0'$  : éclairement extraterrestre ( $\text{w/m}^2$ )

$N$  : durée astronomique du jour (h)

$\xi$  : latitude du lieu (degrés ou radian)

$\delta$  : déclinaison solaire (radian)

$w_0$  : angle horaire au coucher

$$I_0' = I_0' (1 + 2 e \cos (w (j-2))) \quad (15)$$

$I_0'$  : constante solaire =  $1\,370 \text{ w/cm}^2$

$e$  : excentricité de l'ellipse terre - soleil

$w$  : vitesse angulaire moyenne de la terre autour du soleil dont la valeur =  $0,0172 \text{ rd/j}$ .

La durée astronomique du jour  $N$  se calcule aisément toujours selon (JAN, 1983) de la manière suivante :

$$N = (24/\pi) \text{Arcos} (-\text{tg } \xi \text{ tg } \delta) \quad (16)$$

Le pouvoir évaporant de l'air s'exprime comme :

$$E_a = (e_s - e_a) \bar{I} \quad (V) \quad (17)$$

$E(V)$  est une fonction de la vitesse du vent établie empiriquement telle que :

- Si la vitesse du vent (en m/s) est mesurée à 10 m :

$$E(V) = 0,26 (1 + 0,4 V_{10}) \quad (18)$$

- Si la vitesse du vent est mesurée à 2 m :

$$E(V) = 0,26 (1 + 0,54 V_2) \quad (19)$$

$V_2$  et  $V_{10}$  : vitesse moyenne journalière du vent respectivement à 2 m et à 10 m au-dessus du sol (m/s).

En définitive, la formule de Penman (1948) s'écrit :

$$E = \frac{1}{L} \frac{F'_r}{F'_r + \Gamma} [(1 - \alpha) R_G - \epsilon T_a^4 (0,55 - 0,092 I_s) (0,10 + 0,90 \frac{n}{N})] + \frac{\Gamma}{\Gamma + F'_r} [0,26 (1 + 0,54 V_2) (e_s - e_a)] \quad (20)$$

L'expression de la formule de Penman fait apparaître que l'évapotranspiration ETP peut se décomposer en :

- une part radiative  $f(R_n) = \frac{1}{L} \frac{F'_r}{\Gamma + F'_r} R_n \quad (21)$

- une part advective  $g(E_n) = \frac{\Gamma}{\Gamma + F'_r} E_n \quad (22)$

D'une manière assez constante, on remarque que la part radiative varie peu dans l'espace. La part advective est soumise à des influences locales qui peuvent être plus ou moins accentuées en des points très voisins.

L'estimation de l'évapotranspiration à l'aide de la formule de Penman nécessite comme données météorologiques : la température de l'air, l'humidité relative, la vitesse du vent et la valeur de l'insolation.

Le calcul peut se faire à différentes échelles de temps : journalier, décadaire ou mensuel. L'avantage de la formule de Penman est qu'elle est basée sur une démarche physique et qu'elle est en bon accord avec les mesures dans les régions tempérées.

II - 2.1.1 Autres formulations :

a) Modifications touchant la formulation de rayonnement net.

Doorenbos et Pruitt (1977) introduisent de nouveaux coefficients dans la formule de Brunt :

$$R_n = (1 - \alpha) R_{\infty} - \Gamma T_m^4 (0,34 + 0,044 \sqrt{e_m}) (0,10 + 0,90 \frac{n}{N}) \quad (23)$$

Wright (1982) propose pour la région de Kimberley (Idaho), à climat aride :

$$R_n = (1 - \alpha) R_{\infty} - \sigma \left( \frac{T_2^4 + T_1^4}{2} \right) (a_1 + 0,044 \sqrt{e_m}) \left( a \frac{R_{\infty}}{R_{\infty 0}} + b \right) \quad (24)$$

$T_1$  = maximum de la température journalière de l'air (°K)

$T_2$  = maximum de la température journalière de l'air (°K)

Le coefficient  $a_1$  de la formule de Brunt est exprimé comme suit :

$$a_1 = 0,26 + 0,1 \exp p \{- [0,0154 (30 M + N - 207)]^2\} \quad (25)$$

M et N numéro, du mois et du jour considéré.

$$R_{\infty 0} = 0,75 R_{\infty}$$

$$a = 1,126 \quad b = -0,07 \quad \text{si } R_{\infty} / R_{\infty 0} > 0,7$$

$$a = 1,017 \quad b = -0,06 \quad \text{si } R_{\infty} / R_{\infty 0} < 0,7$$

L'albédo, selon Wright est estimé pour la luzerne comme :

$$\alpha = 0,29 + 0,06 \sin [30 (M + 0,33 N + 2,25)] \quad (26)$$

N, M, numéro du jour et du mois.

Le flux de chaleur du sol n'est pas négligé par Wright et s'écrit

$$G = (T_m - T_s) C_s \quad (27)$$

$T_m$  : température moyenne de l'air (°K)

$T_s$  : température moyenne de l'air des trois jours précédents (°K)

$C_s$  : chaleur spécifique du sol ( mm j - 1 K<sup>-1</sup>)

Le terme G est introduit dans la formule de Penman de sorte que l'on ait :

$$E = \frac{E_T'}{E_T' + \Gamma} (R_n - G) + \frac{\Gamma}{E_T' + \Gamma} E_a \quad (28)$$

b) Variations de la fonction  $E$  ( $V$ ) de la formule de Penman.

La fonction vent  $E$  ( $v$ ) peut s'écrire précisément selon Businger (1956), Penman et Long (1960), Monteith (1965) et van Bavel (1965)

$$E(v) = - \frac{\rho c_p k^2 V_z}{[L_v \left( \frac{z-d}{z_0} \right)] L \cdot \Gamma} 8,64 \cdot 10^7 \quad (29)$$

$\rho$  = densité de l'air ( $g/cm^3$ )

$k$  = constante de Von Karman (0,41)

$Z$  = hauteur de mesure de la tension de vapeur, du vent et de la température de l'air

$V_z$  = vitesse du vent à l'altitude  $Z$  (m/s)

$Z_0$  = paramètre de rugosité de surface (mm)

$d$  = hauteur de déplacement du plan de référence de la végétation (mm) (hauteur par laquelle la vitesse du vent tend vers zéro).

$L$  = chaleur latente de vaporisation (cal/g)

Le terme  $Z_0$  varie selon les auteurs (Tanner et Pelton, 1969), Monteith (1965), Burtsaert (1982) ; il varie entre 10 et 70 mm pour des surfaces gazonnées ou de luzerne.

Wright et Jensen (1982) estiment la fonction vent comme :

$$E(v) = 0,263 (a_w + b_w V_z) \quad (30)$$

$$a_w = 23,8 - 0,7865 D + 9,7182 \cdot 10^{-3} D^2 - 5,4589 \cdot 10^{-5} D^3 + 1,425 \cdot 10^{-7} - 1,4108 \cdot 10^{-10} D^6$$

$$b_w = 86,4 - (0,0122 + 5,956 \cdot 10^{-3} D - 5,9923 \cdot 10^{-5} D^2 + 3,4002 \cdot 10^{-8} D^3 - 9,00872 \cdot 10^{-11} D^4 + 8,77910 \cdot 10^{-14} D^5)$$

$D$  = numéros du jour de l'année.

Doorenbos et Pruitt (1975) suggèrent quant à eux, des valeurs de :

$$a_w = 1 \text{ et } b_w = 0,864$$

Pristley et Taylor (1972) présentent une valeur de l'équation de Penman pour les régions humides quand le transport advectif est négligeable.

$$E = \alpha_1 \cdot \frac{E'_x}{E'_x + \Gamma} (R_n - G) \quad (31)$$

$\alpha_1 = 1,26$  pour de grandes surfaces saturées.

c) Les formulations de la résistance.

Monteith (1965) introduit les concepts de résistance aérodynamique et stomacal dans le processus d'évaporation et les incorpore dans l'équation de Penman.

L'équation dite de Penman-Monteith (1965) s'écrit :

$$E = \frac{F'_{x'}}{F'_{x'} + \Gamma''} (R_n - G) + \frac{\Gamma}{F'_{x'} + \Gamma''} E_m \quad (32)$$

$$\Gamma'' = \Gamma \left( 1 + \frac{r_s}{r_{av}} \right) \quad (33)$$

$r_s$  : résistance stomacale de la culture ( $S m^{-1}$ )

$r_{av}$  : résistance aérodynamique de la vapeur d'eau ( $S m^{-1}$ )

$$r_{av} = \frac{\left[ L_n \left( \frac{z-d}{Z_{om}} \right) \right] \left[ L_n \left( \frac{z-d}{Z_{av}} \right) \right]}{k^2 U_z} \quad (34)$$

$Z_{av}$  et  $Z_{om}$  = rugosités de surface (mm)

Le pouvoir évaporant de l'air dans cette optique s'écrit :

$$E_a = \left[ \frac{L_n \left( \frac{z-d}{Z_{om}} \right)}{L_n \left( \frac{z-d}{Z_o} \right)} \right] [0,26 (1 + 0,53 U_z)] (e_s - e_a) \quad (35)$$

$Z_{om}$  : est la fonction de rugosité intrinsèque pour la fonction originale de Penman et vaut, selon Thom et Olivier 1,37 mm.

L'estimation des paramètres de résistance a été faite par plusieurs auteurs. Tanner et Pelton (1960), Cambell (1977) et Burtsaert recommandent :

$$d = 0,67 h_o$$

$$Z_{om} = 0,123 h_o$$

$h_o$  = hauteur moyenne du couvert.

Monteith (1973), Burtsaert (1982) estiment  $Z_{av}$  au dixième de  $Z_{om}$  tandis que Thom (1975) et Cambell (1977) estiment :

$$Z_{av} = 1/5 Z_{om}$$

## II - 2.2. Formules de BROCHET - GERBIER -

### a) Première expression :

L'expression de Penman (1948) fait apparaître une décomposition de la valeur de l'ETP en un terme radiatif  $f$  ( $R_g$ ) et d'un terme advectif  $g$  ( $E_a$ ). Ces deux composantes répondent différemment aux variations du climat mais d'une manière constante on remarque que :

- la part radiative varie peu dans l'espace (du moins à l'échelle de quelques dizaines de kilomètres) mais son estimation nécessite un appareillage coûteux et compliqué (pyranomètre ou héliographe).

- la part advective est soumise à des influences locales pouvant être plus accentuées en des points très voisins. Les différences dans l'espace peuvent donc être importantes en ces points, mais son estimation est beaucoup plus accessible par des moyens simples (évaporamètre Piche, hydromètre).

En partant de ces considérations et en étudiant les distributions statistiques des rapports  $m = p (R_g)/R_g$  d'une part et de  $n = g (E_a)/E_p$  d'autre part, Brochet et Gerbier (1975) ont mis en évidence une variation saisonnière marquée à laquelle se superpose une variation géographique due à la latitude du rapport  $m$ , et une incidence sensible de la latitude ainsi qu'une variabilité intermensuelle relativement faible du rapport  $n$ .

Finalement, ils aboutissent à une expression simplifiée exprimant l'ETP à partir seulement de deux facteurs climatiques : le rayonnement global  $R_g$  (déduit de la durée d'insolation) et de l'évaporation Piche sous abri :

$$ETP = mR_g + nE_a \quad (36)$$

ETP = Evapotranspiration (potentielle) ( $\text{mm j}^{-1}$ )

$R_g$  = Rayonnement global ( $\text{cal/cm}^2$ )

$E_a$  = Evaporation Piche (mm)

m = coefficient d'ajustement dépendant du lieu et de la période de l'année

n = coefficient d'ajustement dépendant principalement du type d'abri et de la latitude du lieu.

La formule s'écrit sous une autre forme :

$$ETP = m RG_0 (0,18 + 0,12 \frac{H}{H}) + n E_p \quad (36 a)$$

Cette formule a été conçue pour l'estimation de l'ETP en France et par conséquent, l'estimation des coefficients d'ajustement m et n n'est valable qu'en France.

La procédure pratique mise en oeuvre pour l'utilisation de cette formule est d'effectuer des mesures locales d'évaporation Piche et de recevoir de la station météorologique la plus représentative les durées d'insolation correspondant à la même période.

b) Deuxième expression :

La mesure de l'évaporation Piche étant encore peu répandue, BROCHET et GERBIER ont recherché une approche du terme "advectif" g ( $E_a$ ) qui ne mette en oeuvre que des données climatiques couramment disponibles telles les températures extrêmes mesurées sous abri.

Le terme g ( $E_a$ ) peut s'écrire en conservant les notations précédentes :

$$g (E_a) = 0,26 (e_{\infty} - e_a) \frac{\Gamma}{F \cdot r + \Gamma} (1 + 0,53 V) = 0,26 (e_{\infty} - e_a) F \quad (37)$$

En constatant que le terme  $0,26 (e_{\infty} - e_a)$  n'est fonction que de la température de l'air  $T_a$  par  $e_{\infty}$  et de la température du point de rosée  $T_d$  par  $e_a$ , une corrélation très étroite pour des intervalles de temps de plusieurs jours, existe entre la valeur moyenne des températures du point de rosée et la valeur moyenne des températures minimales  $T_m$ .

BROCHET et GERBIER se référant aux grandes régions climatiques françaises, ont adopté les régressions suivantes :

$$T_m = T_n + E$$

- en climat océanique :  $E = 1$
- en climat océanique continental altéré :  $E = 0,5$
- en climat méditerranéen :  $E = - 1$ .

Le terme :  $0,26 (e_m - e_n) = F (T_m, T_n + E)$  fourni par les tables est fonction de la température moyenne, de la température minimale et du coefficient local  $E$ .

D'autre part  $p = \Gamma (1 + 0,53V) (\Gamma + F_r')$  est fonction du vent et de la température  $p$ , qui peut être fournie par une table.

L'expression n° 2 de BROCHET et GERBIER (1975) s'écrit :

$$ETP = m R_G + P F (T_m, T_n + E) \quad (38)$$

ETP = évapotranspiration potentielle (mm/j)

Elle permet de calculer l'ETP à partir de quatre éléments climatiques :

- la durée d'insolation (information régionale)
- les températures minimale et maximale et la vitesse du vent (informations locales).

Dans cette estimation approchée de l'ETP, on ne doit pas oublier que le terme calculé avec le plus de rigueur,  $m R_G$  (partie radiative) représente environ 70 % de la valeur cherchée, tandis que sur lequel jouent les approximations (partie advective) ne contribue qu'à 30 %.

Le résultat final, à condition d'opérer sur des périodes d'au moins 5 jours, n'est pas très différent d'un calcul plus rigoureux à l'aide de la formule de PENMAN.

L'ETP BROCHET et GERBIER, 1ère expression et 2ème expression, comparées à l'ETP calculée à l'aide de la formule de PENMAN, notamment en période estivale, sont en très bon accord (Seguin, 1975). Ces formules simplifiées ont été établies à une époque où les stations météorologiques et les techniciens agricoles n'avaient pas de moyens de calcul à leur disposition.

La situation ayant évolué depuis, permet de calculer directement la formule de PENMAN (Choisnel, 1988).

## II - 2.3. Formule de BOUCHET -

En appliquant la méthode du bilan d'énergie à une surface évaporante (pastille Fiche placée sous abri), Bouchet (1963) aboutit à une expression simple qui calcule l'évapotranspiration potentielle.

Le bilan d'énergie au niveau d'une surface végétale peut s'écrire:

$$R_n = L \text{ ETR} + Q \quad (39)$$

$R_n$  = rayonnement net (cal. cm<sup>2</sup> j<sup>-1</sup>)

ETR = évapotranspiration réelle d'un couvert végétal  
(cal.cm<sup>-2</sup> j<sup>-1</sup>)

Q = échange de chaleur par advection, convection (cal.cm<sup>-2</sup> j<sup>-1</sup>)

L = chaleur latente de vaporisation (cal. g<sup>-1</sup>).

BOUCHET définit ensuite un coefficient E représentant un indice climatique tendant vers l'unité en région humide et voisin de zéro en régions désertiques.

$$E = \text{ETR} / \text{ETP}$$

ETR = évapotranspiration réelle (cal. cm<sup>-2</sup> j<sup>-1</sup>)

ETP = évapotranspiration potentielle (cal. cm<sup>-2</sup> j<sup>-1</sup>)

L'équation (39) devient donc :

$$R_n = E \text{ ETP} \cdot L + Q \quad (40)$$

En remplaçant la valeur de  $R_n$  dans la formule de Penman (1948) d'une part, et en évaluant l'évaporation d'une surface évaporante, placée sous abri en fonction de l'évaporation d'un Piche. Le pouvoir évaporant s'écrit :

$$E_n = K E_p \left( 1 + \frac{F'_o}{\Gamma_1} \right)$$

$K$  = coefficient instrumental

$\Gamma_1$  = constante psychométrique.

En remplaçant les équations (40) et (41) dans la formule de Penman (11), tout en négligeant la valeur de  $Q$  à l'échelle de quelques jours devant  $E_n$ .

$$ETP = K \frac{1}{1 + (1 - E) \frac{F'_r}{\Gamma}} E_p \left( 1 + \frac{F'_o}{\Gamma_1} \right) \quad (42)$$

Il pose enfin

$$\alpha = K \frac{1}{1 + (1 - E) \frac{F'_r}{\Gamma}} \quad (43)$$

$$\lambda(\theta) = \frac{F'_o}{\Gamma_1} \quad (44)$$

Soit l'équation finale proposée par BOUCHET (1963) s'écrit :

$$ETP = \alpha E_p (1 + \lambda(\theta)) \quad (45)$$

$ETP$  = évapotranspiration potentielle ( $\text{mm j}^{-1}$ )

$E_p$  = évaporation mesurée par l'évaporamètre Piche sous abri standard ( $\text{mm j}^{-1}$ )

$\theta$  = température comprise entre la température du point de rosée  $T_d$  et la température de l'air  $T_a$  ( $^{\circ}\text{C}$ )

$$\theta = \frac{T_a + T_d}{2}$$

Pour la détermination du coefficient  $\alpha$  deux voies sont possibles :

- A partir de valeurs de l'ETP mesurées :

$$\alpha = \frac{\text{ETP mesuré}}{E_p (1 + \lambda(\theta))} \quad (46)$$

La formule de PENMAN donne des résultats satisfaisants en France et dans divers pays d'Europe, BOUCHET la prend comme référence, diversifiant ainsi la valeur de  $\alpha$  selon les régions ;

$$\alpha = \frac{\text{ETP (Penman)}}{E_p (1 + \lambda(\theta))} \quad (47)$$

### II - 3. Méthodes basées sur des ajustements statistiques .

Un grand nombre de formules empiriques ont été mises au point pour le calcul de l'évaporation potentielle. La démarche générale consiste à rassembler les mesures d'évapotranspiration potentielle obtenues à l'aide d'évapotranspiromètres ou estimées par des méthodes plus fines et à les corrélérer avec des paramètres climatiques facilement accessibles. La majorité de ces formules ne sont vraiment utilisables que pour des climats analogues à celui des zones où elles ont été mises au point.

#### II - 3.1. Formule de THORNTHWAITE :

C'est l'une des méthodes les plus anciennes d'estimation de l'évapotranspiration potentielle.

THORNTHWAITE (1948) a constaté que le calcul de l'ETP pouvait se faire uniquement à l'aide d'un seul paramètre climatique : la température de l'air sous abri et cela, en ajustant statistiquement de nombreuses mesures en cases lysimétriques. Il aboutit à la relation suivante :

$$\text{ETP} = 1,6 \left( \frac{10 T_m}{I} \right)^n f(\lambda) \quad (48)$$

ETP = évapotranspiration potentielle (mm j<sup>-1</sup>)

T<sub>m</sub> = température moyenne de l'air (° C) décadaire ou mensuelle

f(λ) = terme correctif fonction de la durée théorique d'insolation, de la latitude et de la saison.

I = indice thermique annuel égal à la somme des douze indices thermiques mensuels :

$$I = \sum_{i=1}^{12} i \text{ avec } i = \left(\frac{T_m}{5}\right)^{1,614} \quad (49)$$

a = fonction complexe de l'indice I.

$$a = 6,75 \cdot 10^{-7} I^3 - 7,71 \cdot 10^{-6} I^2 + 1,79 \cdot 10^{-3} I + 0,492 \quad 39.$$

Cette formule est surtout utilisée pour un calcul global et en valeurs cumulées dans les bilans hydrologiques à l'échelle des bassins versants.

Des corrections du facteur 1,6 ont été données par Sinaï et Jain (1986) et cela, pour des régions semi-arides en fonction du minimum et du maximum de la moyenne annuelle de la température :

Température min. (° C)	Température max. (° C)	Facteur multiplicateur
0	20	1,6
2	22	1,7
4	24	1,8
6	26	1,9
8	28	2,0
10	30	2,1
12	32	2,2

Tableau 2 : facteur multiplicateur de la formule de Thornthwaite (Sinaï et Jain, 1986).

### II - 3.2. Formule de BLANEY - CRIDDLE -

A partir d'expériences faites sur cases lysimétriques dans les zones arides et semi-arides des Etats-Unis, BLANEY et CRIDDLE (1956) aboutissent à la formule suivante :

$$ETP = K P (0,0457 T_m + 8,13) \quad (50)$$

ETP = évapotranspiration potentielle mensuelle ou décadaire (mm j<sup>-1</sup>)

K = coefficient dépendant de la culture et de la zone climatique

P = rapport de la durée du jour pendant le mois considéré, à la durée du jour pour l'année entière.

T<sub>m</sub> = température moyenne de l'air (mensuelle ou décadaire) (°C)

Le calcul à partir de la formule de BLANEY et CRIDDLE s'effectue en décadaire ou en mensuel. Les résultats obtenus ont tendance à sous-estimer les fortes valeurs des évapotranspirations potentielles dans les zones arides et semi-arides et cela est dû à la non prise en compte des phénomènes advectifs très importants (ONM 1974).

Diverses approches ont été entreprises pour corriger les valeurs obtenues et ainsi leur permettre une application plus large.

Citons en particulier celle de DOORENBOS et PRUITT (1975) qui tient compte de l'humidité de l'air, de la vitesse du vent et de l'insolation relative, en proposant différentes abaques incluant ces différents paramètres climatiques.

Une formulation analytique de la formule de BLANEY - CRIDDLE, dite FAO, selon ALLEN et PRUITT (1986) s'écrit :

$$ETP = \{a + b [P (0,46 T_m + 8,13)]\} \left[1 + \frac{0,1 e_{1,2}}{1,000}\right] \quad (51)$$

ETP = évapotranspiration pour la période considérée (mm j<sup>-1</sup>)

T<sub>m</sub> = température moyenne pour la période considérée (°C)

P = pourcentage d'heures diurnes de la période considérée par rapport au total des heures diurnes de l'année.

a, b, facteurs de correction qui dépendent de l'humidité relative minimum journalière HR min, de la fonction d'insolation moyenne N ratio et de la vitesse moyenne journalière du vent à 2 m de hauteur Vj (m/s).

$$a = 0,0043 \text{ HR min} - N \text{ ratio} - 1,41 \quad (52)$$

$$b = 0,81917 - 0,00409922 \text{ HR min} + 1,07050 \text{ N ratio} \\ + 0,065649 \text{ Vj} - 0,00596 \text{ HR min N ratio} \\ - 0,0005969 \text{ HR min Vj.}$$

$N \text{ ratio} = 2,0 (R G / R G O) - 0,5$

$R G$  = radiation solaire globale ( $\text{mm j}^{-1}$ )

$R G O$  = Rayonnement extra-terrestre à la limite de l'atmosphère  
( $\text{mm j}^{-1}$ )

$e$  et  $v$  = altitude du site (m).

### II - 3.3. Formule de TURC -

En étudiant les bilans hydriques annuels de bassins versants dans le monde entier, et par ajustements expérimentaux successifs sur les données de casses lysimétriques, TURC (1961) a établi une formule empirique qui calcule l'évapotranspiration potentielle, s'écrivant comme suit :

$$ETP = C \frac{T_m}{T_m + 15} (RG + 50) \left(1 + \frac{50 - HR}{70}\right) \text{ pour } HR < 50 \%$$

$$ETP = C \frac{T_m}{T_m + 15} (R_e + 50) \text{ pour } HR \geq 50 \%$$

$HR$  = humidité relative (%)

$T_m$  = température moyenne de l'air mesurée sous abri, pendant la période considérée ( $^{\circ} C$ )

$RG$  = radiation solaire globale de la période considérée  
( $\text{cal. cm}^{-2} \text{ j}^{-1}$ )

$C$  = coefficient égal à 0,13 pour une estimation décadaire et 0,40 pour une estimation mensuelle.

Le coefficient de correction pour les faibles humidités de l'air a été introduit après l'élaboration de la formulation et donc n'est pas très précis. Il en résulte que l'évapotranspiration potentielle calculée par la formule de TURC ne peut convenir que pour des conditions climatiques moyennes (Choisnel 1988). Seguin (1975) montre que l'ETP TURC donnait en climat méditerranéen des résultats satisfaisants en période hivernale mais sous-estimait systématiquement d'environ 20 % en période estivale.

## II - 3.4. Formule de RIOU -

C'est une formule empirique simple permettant une évaluation suffisante de l'évapotranspiration potentielle moyenne mensuelle.

Le paramètre climatique utilisé est la température maximale moyenne interannuelle. RIOU (1980) compare le rayonnement solaire global  $RG_n$  moyen d'un mois et la température maximum moyenne du mois suivant  $T_{n+1}$ , en utilisant les moyennes interannuelles. Cette comparaison a été utilisée en Tunisie. Les corrélations obtenues entre ces deux paramètres sont très bonnes pour sept (7) stations en Tunisie. RIOU (1980) remarque ensuite un déphasage entre la température maximale et le rayonnement global (toujours en valeurs interannuelles) d'environ un mois, et entre les valeurs d'évapotranspiration potentielle et la température maximum de 20 jours. Pour que les paramètres de ces deux dernières soient en phase, la comparaison doit se faire à l'aide du paramètre  $(2 T_{n+1} + T_n) / 3$ .

Les corrélations obtenues avec ce dernier sont très bonnes et varient de  $r = 0,987$  pour Avignon en France à  $r = 0,997$  à Gafsa en Tunisie.

En définitive, RIOU (1980) propose une formule pratique de la forme

$$ETP = 0,31 T^* - b$$

ETP = évapotranspiration potentielle (mm  $j^{-1}$ )

$$T^* = (2 T_{n+1} + T_n) / 3 \quad (56)$$

$T_n$  = température maximale moyenne interannuelle du mois considéré ( $^{\circ}C$ )

$T_{n+1}$  = température maximale moyenne interannuelle ( $^{\circ}C$ ) du mois suivant.

$$b = 7,1 - 0,1 \theta \quad (57)$$

$\theta$  = latitude du lieu en degrés et en dixièmes.

Cette formulation simple fournit des valeurs moyennes de besoins en eau des plantes, quand les données climatiques manquent. Elle permet un classement rapide des climats locaux. Elle nécessite

uniquement la connaissance de la température maximum moyenne interannuelle du mois.

Cette formule a fourni des valeurs calculées très proches des mesures effectuées dans les quelques stations méditerranéennes (Avignon, Tunis) (Riou 1980).

## II - 4. Méthodes de mesure de l'évapotranspiration -

Plusieurs méthodes de mesure de l'évapotranspiration sont utilisées de par le monde. Chacune d'elles adopte un instrument de mesure bien défini.

On distingue :

### II - 4.1. Les bacs d'évaporation

Ils permettent de mesurer l'effet intégré du rayonnement, du vent, de la température, de l'humidité sur l'évaporation d'une surface d'eau libre. La simplicité de leur principe et la commodité de leur emploi les a fait adopter par de nombreux pays comme référence climatique pour l'estimation des besoins en eau.

Il existe deux types de bacs d'évaporation :

- les bacs "classe A" cylindriques en fer galvanisé non enterrés, recommandés par l'U.S. Weather Bureau aux Etats-Unis, très répandus dans les pays anglo-saxons.

- les bacs "Colorado" enterrés de forme carrée, version vulgarisée par l'O.R.S.T.O.M.

Pour établir la relation entre l'évaporation en bac et l'évapotranspiration d'un couvert, on utilise des coefficients déterminés empiriquement, tenant compte du climat, du type de bac et du milieu environnant. Doorenbos et Pruitt (1975) donnent différents tableaux permettant de choisir ces coefficients.

## II - 4.2. Les évaporamètres

On distingue l'évaporamètre Fiche et l'évaporamètre Wild.

L'évaporamètre Fiche est un tube de verre gradué fermé par une pastille de papier poreux (buvard).

L'évaporation s'effectue au niveau de la pastille humectée d'eau qui diminue la quantité d'eau dans le tube.

Il permet de mesurer le pouvoir évaporant de l'air, les données obtenues sont utilisées dans la formule de BOUCHET (1963).

L'évaporamètre Wild est une balance dont le plateau constitue la surface évaporante. La variation de la masse de ce dernier représente l'évaporation. L'usage de cet appareil n'est pas très généralisé. Cela est dû à divers inconvénients (faible volume d'eau, rôle prépondérant des parois, vent).

## II - 4.3. Les lysimètres ou évapotranspiromètres

C'est l'outil le plus précis et le plus utilisé pour mesurer l'évapotranspiration.

On distingue deux grandes familles de lysimètres :

### a) les lysimètres classiques à drainage

Ce sont des cuves enterrées remplies de terre comportant un dispositif de drainage à leur base. La surface de la cuve comporte une couverture (végétale : gazon, luzerne). En maintenant le lysimètre à la capacité au champ par des irrigations fréquentes, on tire la valeur de l'évapotranspiration, à partir du bilan hydrique du lysimètre, en mesurant les pertes par drainage et les apports (pluie, irrigation) de la période considérée

Les mesures obtenues portent sur la décade ou sur le mois.

Toutefois l'utilisation de sondes à neutrons permet des mesures journalières de bonne précision.

## b) Les lysimètres pesables

La seule différence avec ceux vus précédemment est la présence d'un dispositif de pesée précis au-dessus de la cuve. Ils permettent de mesurer avec une très bonne précision et de façon continue l'évapotranspiration réelle d'une culture. Les pas de temps utilisés sont de l'ordre de l'heure ou de la demi-heure.

## c) Rôle des lysimètres dans les études sur les besoins en eau des cultures :

Le calcul des réseaux d'irrigation se fait sur la base des équations de prévision des besoins en eau des cultures et donc de l'évapotranspiration des cultures. La comparaison entre les valeurs d'évapotranspiration maximale d'une culture de référence à partir des lysimètres à gazon et les valeurs calculées, est un exercice classique en matière d'étude sur l'évapotranspiration. (Mackink, 1957 - Felton, 1961 - Pruitt et Lourence, 1966 - Von Bavel, 1966 - Pruitt et Al, 1967 - Mc ILROY, 1975 - Aboukhaled et Al, 1971 - Ferrier et Bertolini, 1974 - Katerji, 1974 - Seguin, 1975 - Fao, 1977).

Dans l'ensemble des études, les valeurs mesurées et calculées sont très bien corrélées, mais pour les environnements secs, elles divergent considérablement : (Nadi et Hudson, 1965 - Davenport et Hudson, 1967 - Aboukhaled et Serraf, 1979).

Ce qui n'est pas le cas pour des environnements humides (Caraini et AL, 1970 - Serraf et Aboukhaled, 1971 - Itier et Perrier, 1976). C'est pour cette raison que les lysimètres restent un outil indispensable pour vérifier les formules d'évapotranspiration, mais néanmoins, ils doivent être utilisés en liaison avec d'autres méthodes permettant de déterminer l'évapotranspiration dans les conditions à la parcelle. Les données à la parcelle fournissent en effet des informations complémentaires pour les valeurs lysimétriques et vice-versa.

Évaluons les différentes méthodes en relation étroite avec la lysimétrie.

## II - 4.4. Mesure in situ de l'humidité du sol

La consommation en eau des diverses cultures peut être déterminée au moyen de fréquentes mesures de l'humidité du sol dans des parcelles ou des champs représentatifs.

Plusieurs auteurs ont décrit en détail cette détermination in situ de la teneur en eau du sol (Slatyer et Mc IL Roy, 1961 ; Taylor et Al, 1961 ; WMO , 1974).

### a) La méthode gravimétrique

Elle consiste à prélever tous les 10 cm sur la zone racinaire à des intervalles de temps réguliers, des échantillons de sol. L'analyse de ces derniers en laboratoire détermine la teneur en eau de chacun d'eux. Mais l'utilisation fréquente de la tarière détruit les lysimètres et les petites parcelles d'essai.

### b) La méthode de dispersion neutronique

L'eau présente dans le sol disperse les neutrons émis par une source introduite dans le sol à l'aide des tubes d'accès. Cette dispersion est interceptée par un détecteur qui détermine une mesure fiable et précise de la teneur en eau dans le sol.

Cette méthode est très rapide, précise, et convient pour les lysimètres et parcelles d'essais.

L'utilisation des sondes à neutrons s'est largement développée au cours de ces vingt dernières années. Diverses démarches citées par Slatyer et Mc IL Roy (1961) décrivent depuis 1950 cette méthode. Mc Guinness, Drei Helbig et Harold (1961), de même que Von Bavel (1967), estiment que les mesures de cette méthode complètent les mesures lysimétriques. C'est surtout un moyen efficace du contrôle des valeurs mesurées d'évapotranspiration déduites des lysimètres qui sont des valeurs globales. C'est un outil commode et même indispensable pour étudier la consommation en eau des arbres.

### c) Méthode par rayonnement Gamma

L'utilisation de cette méthode dans les pays

développés a connu un essor considérable au cours de ces dix dernières années (Taylor et Smith, 1961 - Ryhiner et Pankow, 1969 - Fedesse, 1971 - Kristensen et Aslyng, 1971). Le principe de fonctionnement est le même que celui de la sonde neutronique, mais son utilité s'affirme pour des sols à plusieurs couches superposées. Cependant, l'instrument est coûteux et nécessite une main d'oeuvre expérimentée.

#### d) Méthodes tensiométriques

Les tensiomètres sont utilisés principalement dans le contrôle de l'irrigation à la parcelle et donnent en permanence le potentiel matriciel de l'eau dans le sol. Ils couvrent la gamme de mesure de la saturation jusqu'à moins d'une atmosphère pour limiter l'effet de la température. L'observation doit être faite le matin ou tard le soir. Ils sont plus adaptés à des sols légers qu'à des sols lourds.

#### e) Méthode par résistance électrique

Ce sont des blocs absorbants l'eau et contenant deux électrodes. Ils sont enterrés dans le sol. Leurs résistances électriques varient en fonction de l'humidité du sol environnant. Ils sont sensibles aux sels solubles et aux variations de température. Mais grâce à l'utilisation de nouveaux matériaux, ces inconvénients ont été atténués. Ces blocs étalonnés sont installés dans des lysimètres et dans les parcelles d'essai permettant de déterminer à un coût raisonnable, les variations d'humidité du sol. Ils sont inutilisables pour les sols gonflants.

## II - 4.5. Méthodes du flux de vapeur (Micrométéorologie)

Ces méthodes sont moins accessibles aux pays en développement que les lysimètres, en raison de l'appareillage et du savoir-faire technique nécessaire. Néanmoins des systèmes transportables et informatisés sont en cours de mise au point.

On distingue :

a) La méthode du profil aérodynamique :

Elle prend en compte le transfert du turbulent de vapeur d'eau sur cette courte distance au-dessus du sol ou d'une culture en mesurant le gradient de vapeur d'eau à différents niveaux de hauteur à l'aide de thermocouples précis à bulbe sec et humide. En parallèle à cela, des mesures de la vitesse du vent à différentes hauteurs (profil du vent) étant faites, des limites d'emploi ont été mises en lumière par Pruitt et Lourence (1966) ; Slatyer et Mc ILROY (1961) ont conclu à un champ d'action très limité de cette méthode qui ne sera jamais d'un emploi général.

b) Méthode de corrélation des turbulences :

Elle utilise l'évaporation qui mesure en même temps le mouvement vertical de l'air ainsi que les quantités d'eau et de chaleur des turbulences. L'appareil est tout à fait transportable et aurait pu concurrencer sérieusement les lysimètres ou autres méthodes, si les problèmes de maintenance et d'appareillage avaient été résolus.

Black, Thurthelle et Tenner (1968), en composant les valeurs d'évapotranspiration journalière par lysimètres pesables et les mesures par évaporation, ont noté une concordance de 5 %.

c) Méthode du bilan d'énergie :

Elle est basée sur le bilan d'énergie et le rapport de Bowen (1926) qui est déterminé en mesurant à deux niveaux les concentrations de vapeur d'eau et la température. Le rapport étant injecté dans le bilan d'énergie permet de déterminer la valeur de l'évapotranspiration. Peu de chercheurs utilisent cette méthode, bien qu'elle puisse être mise en oeuvre par des pays ne disposant pas de lysimètres de précision.

La corrélation des mesures de cette méthode est, de ces dernières, de l'ordre de 0,923 à 0,897 pour trente valeurs journalières (FAO 1986).

Les limites de cette méthode sont montrées par Pruitt et Lourence (1966) sous diverses conditions de stabilité et de profils de température et de vent.

## II - 4.6. Approche par télédétection

Les travaux et essais réalisés récemment dans le sud de la France et de l'Italie pour l'utilisation des techniques de télédétection (radiométrie infrarouge, photographie aérienne ou spatiale, thermographie, imagerie radar), qui utilisent des modèles informatiques pour corrélérer des données télédéetectées avec des mesures précises au sol dans certains sites choisis pour l'estimation de l'évapotranspiration régionale (Seguin, 1978 ; Soer, 1977).

"La météorologie est encore au stade expérimental, les possibilités de cette approche ne sont bien souvent que virtuelles et représentent plutôt un aspect potentiel qu'actuel ou réel" (Seguin 1986). "Les applications opérationnelles ne seront mises en place que selon la rapidité et le succès des études méthodologiques et du développement des capteurs du point de vue technologique" (Seguin 1986).

## II - 5. Résultats et Interprétation -

### II - 5.1. Station d'ALGER

Les évapotranspirations mensuelles calculées par les cinq formules étudiées (Penman, Turc, Blaney-Cridde, Thornthwaite et Riou) ont été corrélées entre elles. Ce calcul a été effectué sur une série historique de vingt neuf (29) années (1958 - 1986).

La corrélation linéaire simple a été utilisée entre les formules étudiées prises deux à deux.

Le tracé d'un ensemble de graphiques représentant les nuages de points des différents couples de formules proposées a été effectué (Annexe 2). On constate en général que l'ensemble des nuages de points forment une ellipse ou se rapprochent et se répartissent le long d'une droite. Ce qui montre une dépendance fonctionnelle assez grande entre les couples de formules considérées. Les

coefficients de corrélation calculés (Annexe 2) et exprimant le degré de dépendance fonctionnelle entre les formules étudiées prises par couples, varient de 0,927 à 0,988. Le calcul du rapport d'amélioration est défini par :

$$A = 1 - \sqrt{1 - r^2}$$

r = coefficient de corrélation.

Ce rapport indique la présomption pour qu'une corrélation existe entre deux caractères. Il est exprimé en pour cent. Il varie de 62 % à 85 % pour l'ensemble des couples de formules étudiées. La plage de valeur des coefficients de corrélation d'une part et des rapports d'amélioration d'autre part indiquent une forte corrélation entre ces différentes formules. On note toutefois que les valeurs obtenues pour la formule de Penman corrélée aux formules de Blaney-Criddle et Turc donnent les plus grands coefficients (0,987 et 0,985), mais par contre la formule de Thornthwaite est la moins corrélée à celle de Penman (0,944).

Les valeurs élevées des coefficients de corrélation montrent que la formule de Penman qui intègre quatre (4) paramètres climatiques dans son calcul, peut être estimée avec un pourcentage d'erreur assez faible en fonction des différentes formules empiriques (Riou, Blaney-Criddle, Turc). Ces trois formules sont calculées à l'aide d'un ou deux paramètres climatiques (Riou, Blaney-Criddle), trois (Turc) et donc par extension, la formule de Penman peut être calculée par le même nombre de paramètres climatiques moyennant les équations des droites de régression suivantes :

$$ETP_{\text{Penman}} = 1,25 \quad ETP_{\text{Turc}} = 0,43 \quad r = 0,987 \quad (57)$$

$$ETP_{\text{Penman}} = 2,16 \quad ETP_{\text{Blaney-Criddle}} = 3,56 \quad r = 0,985 \quad (58)$$

$$ETP_{\text{Penman}} = 1,16 \quad ETP_{\text{Riou}} = 0,59 \quad r = 0,969 \quad (59)$$

Les expressions des formules de calcul utilisées sont :

$$ETP_{\text{Riou}} = 0,31 T_j^m + 3,43 \quad (60)$$

$$T_j^m = (T_m(j) + 2 T_m(j+1)) / 3$$

$T_m, T_m(j+1)$  : températures moyennes maximales des mois j et j+1 considérés.

$$ETP_{\text{Blaney-Criddle}} = 0,75 F (0,46 T_m + 8,13) \quad (61)$$

P = rapport de la durée du jour pendant le mois considéré à la durée du jour pour l'année entière.

T<sub>m</sub> = température moyenne mensuelle (° C).

En remplaçant les expressions ETP<sub>Riou</sub> et ETP<sub>Blaney-Criddle</sub> [(60) et (61)] dans les formules de l'ETP<sub>Penman</sub> [(58) et (59)], on obtient :

$$ETP_{Penman} = 0,36 T_j + 3,39 \quad (62)$$

$$ETP_{Penman} = 0,745 P.T_m + 13,17 P - 3,56 \quad (63)$$

Les deux formulations ci-dessus montrent que le calcul de l'évapotranspiration potentielle par la formule de Penman, peut être exprimé seulement avec un ou deux paramètres climatiques (température moyenne mensuelle, température moyenne maximale). Cette façon de faire peut être étendue à la formule de Turc, mais dans ce cas le nombre de paramètres climatiques utilisés sera de trois (3) (température, humidité relative, insolation).

## II - 5.2. Station de ANNABA

De la même façon que pour la station d'Alger, les évapotranspirations mensuelles ont été calculées selon cinq formules (Penman, Turc, Blaney-Criddle, Thornthwaite et Riou). La série historique des différents paramètres climatiques de la station de Annaba s'étale sur vingt (20) années (1967 - 1986).

Les graphiques (Annexe 2) montrent dans l'ensemble une répartition des nuages de points assez homogène : elliptiques en passant par une distribution épousant une droite correspondant aux forts coefficients de corrélation calculés.

Les coefficients de corrélation calculés varient de 0,942 à 0,988, les rapports d'amélioration de 66,4 à 84,5 %. On remarque que le coefficient de corrélation entre Penman et Riou a augmenté par rapport à la station d'Alger expliqué par la proximité de Annaba de Tunis où a été ajustée la formule de Riou.

Les formules de Turc et de Blaney-Criddle sont les mieux corrélées

avec celle de Penman (0,988 ; 0,982). D'autre part, la formule de Thornthwaite donne le plus bas des coefficients (0,949) dû à la non prise en compte par cette dernière du pouvoir évaporant de l'air.

Comme ce qui a été fait pour la station d'Alger, la formule de Penman peut être exprimée en fonction des formules de Blaney-Criddle, Riou et même de Turc moyennant les équations des droites de régression suivantes :

$$ETP_{\text{Penman}} = 1,10 \quad ETP_{\text{Riou}} = 0,68 \quad r = 0,971 \quad (64)$$

$$ETP_{\text{Penman}} = 2,15 \quad ETP_{\text{Blaney-Criddle}} = 3,44 \quad r = 0,982 \quad (65)$$

$$ETP_{\text{Penman}} = 1,20 \quad ETP_{\text{Turc}} = 0,32 \quad r = 0,968 \quad (66)$$

En remplaçant les expressions de Riou et de Blaney-Criddle dans les équations ci-dessus, on obtient :

$$ETP_{\text{Penman}} = 0,341 T_j^* + 3,09 \quad (67)$$

$$ETP_{\text{Penman}} = 0,742 F T_m + 13,10 F - 3,44 \quad (68)$$

$$T_j^* = (T_m(j) + 2 T_m(j+1)) / 3$$

$T_m(j), T_m(j+1)$  = températures moyennes maximales des mois  $j$  et  $j+1$

$T_m$  = température moyenne mensuelle ( $^{\circ}$  C)

$F$  = rapport de la durée du jour pendant le mois considéré à la durée du jour pour l'année entière.

Ces deux expressions montrent que l'on peut calculer l'ETP Penman moyennant un paramètre climatique (température moyenne mensuelle, ou maximale). Cette procédure peut être étendue à la formule de Turc mais dans ce cas, trois (03) paramètres climatiques sont nécessaires au calcul de l'ETP Penman mensuelle.

## II - 5.3. Conclusion

Le calcul de l'évapotranspiration potentielle pour les stations d'Alger et de Annaba a permis de montrer que les formules de Blaney-Criddle, Turc et Riou dans une moindre mesure, estiment l'évapotranspiration calculée par la formule de Penman avec des

coefficients de corrélation très élevés, ce qui confirme le caractère méditerranéen d'Alger et de Annaba (Seguin 1975, Issolah 1983).

La formule de Penman peut être exprimée avec une bonne précision en fonction de un, deux et même trois paramètres climatiques et cela pour des valeurs mensuelles.

L'intérêt de ces formulations simples de l'évapotranspiration est surtout pratique. En effet, toute station météorologique n'est pas professionnelle et ne permet pas de disposer de tous les paramètres nécessaires à des études fines. L'utilisation de la température facilement mesurable au niveau surtout de périmètres d'irrigation, permet un calcul aisé de l'évapotranspiration dont la variation spatiale n'est pas très importante. Ces formulations simples peuvent être utilisées au niveau des périmètres d'irrigation de la Mitidja (Alger) et de la Boumoussa (Annaba).

CHAPITRE III

SIMULATION DE LA PLUVIOMETRIE

### III - SIMULATION DE LA PLOUVIOMETRIE

Le caractère aléatoire de la pluviométrie journalière, comme on l'observe dans les graphiques (Annexe 4) des stations d'Alger et de Annaba, nécessite l'emploi d'un instrument mathématique conforme à l'analyse de ce phénomène.

Une série pluviométrique est une suite de valeurs liées entre elles et présentant une certaine dépendance entre elles.

Un modèle traduisant la dépendance d'un paramètre a été conçu par Markov (1910) qui, à l'origine, rendait compte de la succession de consonnes et de voyelles dans un poème.

#### III - 1. Définition et description d'un Modèle Markovien -

"Un système dont l'évolution dépend du hasard est un processus de Markov, si la loi de probabilité qui gouverne les états futurs du système ne dépend du passé du système que par l'état du présent" (Bouleau, 1968).

Un processus  $X(t)$  est markovien quelle que soit la suite croissante d'instants  $t_1, t_2, \dots, t_n$  antécédents à  $t$  :

$$\Pr \{ X(t) = x / X(t_1) = x_1, \dots, X(t_n) = x_n \} = \Pr \{ X(t) = x / X(t_n) = x_n \}$$

Ce qui signifie que quelles que soient les informations recueillies au Passé, la loi conditionnelle de  $X(t)$  ne dépend que du passé le plus récent. Un processus de Markov est homogène dans le temps si les probabilités  $P$  ne sont pas affectées par une translation dans le temps. Il est dit discret si au moment d'un changement d'état, l'influence du Passé se trouve résumée dans la connaissance du résultat de la dernière transition.

### III - 1.1. Modèles binaires :

Les chaînes de Markov peuvent donc être utilisées pour la simulation des paramètres climatologiques. Les séries chronologiques d'événements aléatoires sont décrites par des variables continues ou discrètes. Continues si elles sont représentées par des valeurs mesurées (pluviométrie, température au pas de temps journalier) ; discrètes si elles résultent d'un comptage (fait de pleuvoir ou non). Si l'état d'un jour  $k$  dépend de celui des jours précédents, le phénomène étudié suit une chaîne de Markov.

Cette chaîne sera de premier ordre si l'événement au jour  $k$  ne dépend que de celui du jour précédent, du  $n^{\text{ème}}$  ordre s'il ne dépend des  $k - 1$  jours antérieurs. Les modèles binaires sont basés sur l'existence de deux états :

- Etat 0 : représente un jour où la pluie est nulle ou inférieure à un seuil fixé ;
- Etat 1 : représente un jour où la pluie est non nulle ou supérieure au même seuil.

Ce seuil est choisi en fonction du climat étudié.

#### III - 1.1. a) Modèles d'ordre 0 :

Dans ce modèle on ne tient compte que de l'état du jour lui-même, l'influence des jours précédents est négligée. La matrice de passage est obtenue par simple comptage de la série historique. Elle est stochastique et doit vérifier les propriétés suivantes :

$$\begin{cases} P_{i,j} \geq 0 \\ \sum_j P_{i,j} = 1 \end{cases}$$

#### III - 1.1. b) Modèles d'ordre 1 :

Ils sont caractérisés par des probabilités conditionnelles de l'état de la veille à l'état d'aujourd'hui.

Soit l'état  $i$  réalisé le jour  $k - 1$  ( $i = 0, 1$ ) et  $j$  l'état réalisé le jour  $k$ . La probabilité conditionnelle est la probabilité de

l'état  $j$  au jour  $k$ , sachant qu'était réalisé l'état  $i$  au jour  $k - 1$ .

$$\text{Prob} \{X_k = j / X_{k-1} = i\} = a_{ij}$$

Pour la pluviométrie, en considérant un état sec et humide (0,1), il y aura quatre possibilités :

Etat au jour $k - 1$	Etat au jour $k$	
	0	1
0	$a_{00}$	$a_{01}$
1	$a_{10}$	$a_{11}$

Tableau 3 : Matrice de passage de l'ordre 1

$$\text{avec } \begin{cases} a_{00} + a_{01} = 1 \\ a_{10} + a_{11} = 1 \end{cases} \quad \text{et } a_{ij} \geq 0.$$

$a_{00}$  est la probabilité d'avoir un jour sec aujourd'hui sachant qu'hier était un jour sec.

Les coefficients de la matrice de passage ( $a_{ij}$ ) sont obtenus par le décompte de la série historique de la pluviométrie des jours caractérisés par les états  $i$  et  $j$ .

Si la matrice de transition d'ordre 1 élevée à l'exposant  $n$  converge à l'infini vers une matrice asymptotique, c'est-à-dire qu'à partir d'un certain temps, les probabilités conditionnelles deviennent indépendantes de l'état initial. On dira du point de vue physique que  $n$  représente la mémoire météorologique du phénomène qui donne l'ordre maximum des chaînes de Markov.

Cette propriété peut s'écrire comme :

$$\text{Prob} \{X_n = j / X_0 = i\} = P_{ij}^{(n)}$$

$$\text{si } P^{(n)} = P_{ij}^{(n)} \quad \text{alors } P^{(n)} = P^n$$

III - 1.1. c) Modèle d'ordre 2 :

Il permet de déterminer l'état d'aujourd'hui en fonction des états connus hier et avant-hier. Le dénombrement des différents cas possibles donne le tableau suivant :

.Avant hier	Hier - Aujourd'hui			
	.Hier	00	01	10
00	$\beta_{0000}$	$\beta_{0001}$		
01			$\beta_{0110}$	$\beta_{0111}$
10	$\beta_{1000}$	$\beta_{1001}$		
11			$\beta_{1110}$	$\beta_{1111}$

Tableau 4 : Matrice de passage d'ordre 2.

Il y a impossibilité d'avoir certaines combinaisons lorsqu'il y a chevauchement de deux états différents de deux couples la veille. Pour cet ordre, l'état au jour  $k$  dépend de l'état au jour  $k - 1$  et  $k - 2$ .

$\beta_{i j k}$ , représente la probabilité conditionnelle d'obtenir un doublet de classe  $jk$  succédant à un autre de classe  $ij$ .

III - 1.1. d) Modèle d'ordre 3 :

Il considère les probabilités conditionnelles de l'état au jour  $k$  en faisant intervenir les réalisations des états des trois (3) jours précédents [(avant avant-hier ( $k - 3$ ), avant-hier ( $k - 2$ ), hier

( $k - 1$ )]. On aura 2<sup>3</sup> triplets et donc la matrice de transition ou de passage se présente comme suit :

Avant Avant-hier Avant-hier Hier	Avant-hier - Hier - Aujourd'hui							
	000	001	010	011	100	101	110	111
000	$\Gamma_{0000}$	$\Gamma_{0001}$						
001			$\Gamma_{0010}$	$\Gamma_{0011}$				
010					$\Gamma_{0100}$	$\Gamma_{0101}$		
011							$\Gamma_{0110}$	$\Gamma_{0111}$
100	$\Gamma_{1000}$	$\Gamma_{1001}$						
101			$\Gamma_{1010}$	$\Gamma_{1011}$				
110					$\Gamma_{1100}$	$\Gamma_{1101}$		
111							$\Gamma_{1110}$	$\Gamma_{1111}$

Tableau 5 : Matrice de passage d'ordre 3.

où  $\Gamma_{ijkl}$  la probabilité d'obtenir un triplet de classe  $jkl$  succédant à un triplet  $ijk$ .

On peut aller plus loin dans la prise en compte d'informations antérieures ayant une incidence sur la probabilité des jours précédents mais l'on s'arrêtera lorsque la mémoire du phénomène est atteinte.

Pour choisir l'ordre qui convient, la comparaison des coefficients des matrices de passage est déterminante. Si l'écart par exemple n'est pas significatif entre un modèle du premier ordre et un autre du deuxième ordre, le premier modèle sera adopté.

### III - 1.1. e) Effet saisonnier :

Pour des climats contrastés constitués de deux ou plusieurs saisons, un modèle saisonnier est utilisé pour affiner l'étude et ressortir les traits caractéristiques de chaque saison, de telle sorte que le modèle mathématique soit le plus proche possible du phénomène physique.

### III - 2. Modèle de simulation de la pluviométrie -

#### III - 2.1. Simulation à l'aide d'un modèle binaire.

En calculant les probabilités conditionnelles à partir d'un état pluvieux ou sec de la série historique de la pluviométrie, on obtiendra un ensemble de matrices de passage correspondant aux différents modèles utilisés (ordre 1, 2, 3....). Pour chaque ordre on générera des séries synthétiques caractérisant chaque jour son état. En se fixant arbitrairement l'état initial  $i$ , un tirage aléatoire dans une distribution uniforme est fait.

Si le nombre aléatoire tiré est inférieur à la probabilité conditionnelle (par exemple pour l'ordre 1), le jour simulé correspond à l'état  $j$  (sec ou pluvieux). Le deuxième jour est tiré de la même manière, ce qui permet de générer des séries synthétiques d'états assez longues.

Le choix du premier jour n'a pas d'importance (état initial) puisque la mémoire du phénomène est très courte d'une part et les séries générées sont longues d'autre part.

#### III - 2.2. Simulation à l'aide d'un modèle hybride.

Malgré les améliorations apportées dans le modèle de simulation binaire markovien, notamment en augmentant l'ordre, ils ne permettent pas de prendre en compte la valeur de la pluie journalière mais seulement l'état du jour considéré.

Dans le but d'accroître la variabilité de la pluie interannuelle et par conséquent concevoir des modèles conformes à la réalité physique du phénomène météorologique, des modèles hybrides ont été élaborés ; ces modèles sont basés tout simplement sur deux tirages successifs :

- un premier tirage se fait de la même manière que celui des modèles binaires et donc définit l'état du jour (sec ou pluvieux).

- un second tirage n'est effectué que lorsque le jour est pluvieux (état 1) et définit la hauteur journalière de la pluie suivant la fonction de répartition de la série historique.

### III - 2.2.1. Comparaison de la série historique et simulée :

Dans toute simulation, la série synthétique doit être comparée à la série historique, en jouant sur plusieurs paramètres pris chacun séparément ou en totalité et donc tester le modèle proposé.

Pour étudier la fiabilité du modèle de simulation, on s'est basé sur deux (2) paramètres principaux :

- l'ordre des chaînes de Markov,
- l'influence saisonnière.

Pour l'acceptation ou le rejet de la série simulée, la base de comparaison était la suivante :

- Comparaison des paramètres statistiques des séries historiques et simulées (moyenne interannuelle, écart-type, coefficient de variation).

- Lois suivies par les moyennes annuelles et les valeurs journalières maximales.

- Variations mensuelles interannuelles.

### III - 2.2.2. Résultats et Interprétations :

Pour étudier la fiabilité du modèle hybride de simulation de la pluviométrie, on s'est appuyé sur deux paramètres principaux, à savoir l'ordre des chaînes de Markov et l'effet du nombre de saisons.

#### III - 2.2.2. 1 - Station d'ALGER

La série historique de la pluviométrie d'Alger s'étale sur vingt-

neuf années (29) soit de 1958 à 1986. La simulation a été entreprise sur vingt-neuf années.

a) Effet de l'ordre des chaînes de Markov

En faisant varier l'ordre des chaînes de Markov de 1 à 3 afin de tenir compte des corrélations entre les jours successifs, l'ordre 0 n'a pas été pris en compte afin d'approcher d'une manière correcte le phénomène physique. Au vu des graphiques (Annexe 3) on ne remarque aucune influence de l'ordre, que ce soit pour une saison, deux saisons ou quatre saisons. Pour chacune d'elles, l'évolution des séries synthétiques des trois ordres considérés est la même. L'utilisation du 1er, 2ème ou 3ème ordre n'a aucune influence sur les résultats obtenus.

b) Effet du nombre de saisons

Chaque année est découpée en une, deux et quatre saisons. Pour chacune d'elles, le modèle de simulation a été testé. On constate que l'ensemble des simulations entreprises appartiennent à l'intervalle de confiance de la moyenne interannuelle et de l'écart-type interannuel de l'historique.

Les variations mensuelles interannuelles simulées pour lesquelles seul le modèle à quatre saisons permet d'obtenir une évolution conforme à celle de l'historique

L'effet du nombre de saisons est très bien visible au vu des droites d'ajustement des valeurs des pluviométries maximales journalière et annuelles des différentes simulations.

Pour ce qui est des valeurs maximales journalières des séries simulées, elles suivent une loi de Gumbel (Annexe 3) et se rapprochent de plus en plus de la droite de l'historique surtout pour les simulations à deux et quatre saisons. Cette dernière pour laquelle les valeurs simulées et historiques se chevauchent d'une manière assez régulière et les droites d'ajustement sont pratiquement confondues entre elles.

Les valeurs des pluies annuelles simulées, ajustées à une loi

normale appartiennent à l'intervalle de confiance de l'historique, sauf quelques valeurs de la simulation (une saison, premier ordre).

En regroupant ces trois critères de comparaison, on constate que l'ensemble des séries simulées représente l'évolution de la pluviométrie. Mais toutefois le modèle à quatre saisons permet de rallier à lui seul les caractéristiques de l'évolution de la série historique, car c'est le plus proche du phénomène physique étudié.

### III - 2.2.2. 2 - Station de ANNABA

La série historique de la pluviométrie de Annaba s'étale sur vingt (20) années de 1967 à 1986. Les simulations ont été entreprises sur un même nombre d'années.

#### a) Effet de l'ordre des chaînes de Markov.

De la même façon que pour la station d'Alger, l'ordre des chaînes de Markov n'a aucune influence sur les différentes simulations et cela quel que soit le nombre de saisons considéré.

#### b) Effet du nombre de saisons.

En faisant varier le nombre de saisons, le modèle de simulation a été testé : de même que pour Alger, les différentes simulations de la pluviométrie de Annaba appartiennent à l'intervalle de confiance de la moyenne interannuelle et de l'écart-type interannuel de l'historique sans exception.

Les variations mensuelles interannuelles simulées présentent une divergence visible pour le mode à une saison. En augmentant le nombre de saisons, les simulations se rapprochent de l'historique, notamment pour le modèle à quatre saisons (Graphiques annexe 3).

Les pluies annuelles de l'historique s'ajustent à une loi normale (Gauss). Les ajustements des valeurs annuelles simulées appartiennent à l'intervalle de confiance de l'historique (Annexe 3).

Les valeurs maximales journalières des séries simulées suivent une loi de Gumbel. Les séries synthétiques ajustées sont assez

éloignées de la droite historique pour le modèle à une saison, mais petit à petit elles se rapprochent de la droite historique

notamment pour le modèle à quatre saisons pour lequel les simulations du 2ème et 3ème ordre sont confondues avec l'historique (Annexe 3).

En définitive, le modèle à quatre saisons reflète à lui seul l'évolution de l'historique de la station de Annaba.

### III - 2.2.2. 3 - Conclusion :

La simulation de la pluviométrie d'Alger et de Annaba a montré ce qui suit :

L'ensemble des simulations représentent l'évolution globale de l'historique. L'ordre des chaînes de Markov n'a aucun effet quant à la fiabilité du modèle de simulation. Il est suffisant de prendre le premier ordre pour obtenir des résultats satisfaisants.

Le nombre de saisons fait varier les résultats des différentes simulations. Mais néanmoins, le modèle à quatre saisons reflète l'évolution de la pluviométrie d'Alger et de Annaba d'une façon plus fine. En fait, c'est le modèle le plus proche de la réalité physique, à savoir le climat à quatre saisons d'Alger et de Annaba, caractérisé par une saison sèche, très sèche, humide et très humide.

CHAPITRE IV

ETUDE DES EVAPOTRANSPIRATIONS  
PAR SIMULATION

#### IV - ETUDE DES EVAPOTRANSPIRATIONS PAR Simulation

La simulation des évapotranspirations journalières doit passer par l'élaboration d'un modèle permettant de ressortir les propriétés intrinsèques du phénomène.

##### IV - 1. Modélisation du phénomène évapotranspiration -

Les séries chronologiques historiques sont la combinaison de deux séries indépendantes :

- une série tenant compte de l'allure cyclique du phénomène représentant les variations saisonnières du paramètre évapotranspiration : la porteuse.

- une autre série tenant compte des variations résiduelles journalières (par rapport à la première composante) et qui explique l'effet aléatoire du paramètre étudié : la composante fluctuante.

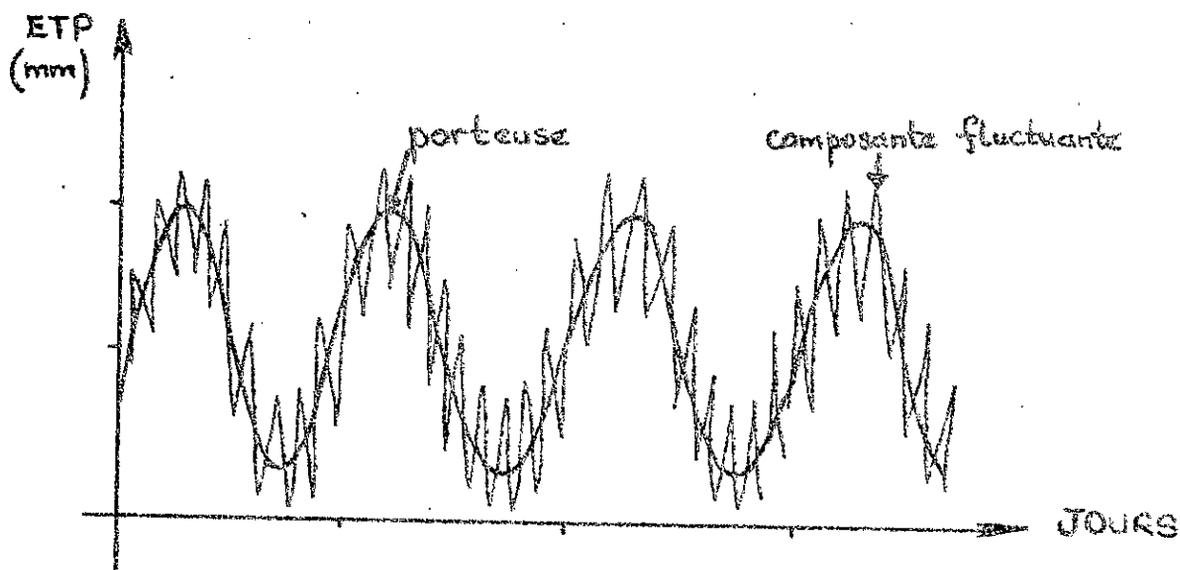


Figure 1 : Représentation de la porteuse et de la composante fluctuante.

La combinaison de ces deux séries s'écrit :

$$X_{i,t} = V_{i,t} + W_{i,t} \quad (1)$$

$X_{1t}$  = donnée brute historique (journalière)  
 $V_{1t}$  = composante saisonnière  
 $W_{1t}$  = composante fluctuante  
 $t = 1, n$  avec  $n$  le nombre d'années de la série historique.  
 $t = 1, 365$

#### IV - 1.1. Détermination de la composante saisonnière.

La porteuse ayant une allure sinusoïdale peut être décomposée en série de Fourier :

$$(2) \quad V_{1t} = A_0 + \sum_{j=1}^m \sum_{t=1}^T \left[ a_j \cos \frac{2\pi_j t}{T} + b_j \sin \frac{2\pi_j t}{T} \right]$$

$A_0$  : moyenne annuelle de l'historique  
 $m$  : le nombre d'harmoniques considérés  
 $T$  : le nombre de jours de l'année  
 $a_j, b_j$  : coefficients de Fourier.

Les coefficients de Fourier ( $a_j, b_j$ ) sont estimés à l'aide de la méthode des moindres carrés et sont exprimés de la manière suivante :

$$a_j = \frac{2}{T} \sum_{t=1}^T X_{1t} \cos \frac{2\pi_j t}{T} \quad (3)$$

$$b_j = \frac{2}{T} \sum_{t=1}^T X_{1t} \sin \frac{2\pi_j t}{T} \quad (4)$$

$a_j, b_j$  : coefficients de Fourier  
 $X_{1t}$  : valeur journalière de l'historique  
 $t = 1, T$  : numéro du jour de l'historique  
 $T$  : nombre de jours par année.

À chaque année de l'historique correspond une décomposition en série de Fourier de la composante saisonnière. Cette décomposition s'affine en augmentant le nombre d'harmoniques considéré.

#### IV - 1.2. Détermination de la composante fluctuante.

Le calcul de la composante fluctuante ( $W_{1t}$ ) connaissant ( $X_{1t}$ ) valeur de la donnée brute historique se déduit aisément de la relation :

$$W_{1t} = X_{1t} - V_{1t} \quad (5)$$

#### IV - 2. Simulation de l'évapotranspiration -

La simulation du paramètre évapotranspiration se fera en deux étapes :

- Simulation de la composante cyclique,
- Simulation de la composante fluctuante.

##### IV - 2.1. Simulation de la composante cyclique :

Le calcul de la porteuse à l'aide de la décomposition de Fourier permet d'obtenir et cela pour le nombre d'années d'observation de la série étudiée et pour un ensemble d'harmoniques utilisées :

- une distribution des coefficients  $a_j$  et  $b_j$  de Fourier qui s'ajustent très bien à une loi normale (Annexe 4).

- une distribution des valeurs annuelles  $A_0$  s'ajustant de même à une loi normale.

La simulation de la porteuse s'effectue de la façon suivante :

Une randomisation ou un tirage aléatoire d'une distribution normale est entrepris

- une première fois pour la moyenne interannuelle  $A_0$ .
- une deuxième fois pour les coefficients  $a_j$  et  $b_j$  avec  $j = 1, n$  ( $n$  étant le nombre d'harmoniques).

Les valeurs tirées, à savoir  $A_0$ ,  $a_j$  et  $b_j$  sont comparées aux ajustements historiques respectifs, ce qui permet de quantifier chacune de ces valeurs.

##### IV - 2.2. Simulation de la composante fluctuante :

Chaque valeur de la fluctuation peut être représentée par trois

états : positif, négatif ou nul. Ces fluctuations présentent un caractère aléatoire. Seul un modèle hybride (cf. chapitre III) est à même de représenter ces deux caractéristiques.

Pour simuler cette fluctuation, on procédera comme suit :

- un premier tirage du nombre aléatoire que l'on compare à la fonction de répartition des fluctuations permet de déterminer la valeur de la fluctuation.

#### IV - 2.3. Comparaison des séries historiques et synthétiques :

Dans toute modélisation, une comparaison des résultats d'un modèle avec les valeurs historiques doit être effectuée.

Pour étudier la fiabilité du modèle de simulation des évapotranspirations, en plus des paramètres de comparaison utilisés dans le chapitre II, le nombre d'harmoniques utilisés et leur influence sur les résultats synthétiques obtenus.

La comparaison se fait toujours sur :

- Valeurs annuelles, moyenne interannuelle, écart-type, coefficient de variation.
- Ajustement des valeurs moyennes annuelles et maximales.
- Evolution des moyennes mensuelles interannuelles.

#### IV - 2.4. Résultats et Interprétations.

Pour étudier la fiabilité du modèle de simulation des évapotranspirations, on s'est basé sur trois paramètres principaux à savoir : l'ordre des chaînes de Markov pour la composante fluctuante, l'influence du nombre de saisons et du nombre d'harmoniques introduits dans la simulation de la composante cyclique du modèle.

#### IV - 2.4.1. Station d'ALGER :

La série historique représentée par les évapotranspirations potentielles calculées au pas de temps journalier par la formule de Penman, pour la période allant de 1958 à 1986 soit vingt neuf (29) années.

La simulation de l'évapotranspiration d'Alger s'est faite sur la même période que l'historique.

##### a) L'effet de l'ordre des chaînes de Markov :

L'ordre des chaînes de Markov, de la composante fluctuante n'intervient pas du tout. L'utilisation du 1er ordre ou du 2ème ordre n'a aucune incidence sur les résultats obtenus.

##### b) L'effet du nombre d'harmoniques :

Le nombre d'harmoniques intervenant dans la composante cyclique de l'évapotranspiration a été varié, de 2 à 6 pour chaque saison considérée.

On ne remarque aucune influence de ce nombre quant à la fiabilité des différentes simulations, et cela indifféremment du nombre de saisons considérées.

##### c) L'effet du nombre de saisons :

Chaque année a été découpée en une saison, deux saisons et quatre saisons. Pour chacune d'elles, le modèle de simulation a été testé. On remarque que l'ensemble des simulations entreprises appartiennent à l'intervalle de confiance de la moyenne inter-annuelle et de l'écart type interannuel de l'historique (Tableau <sup>U</sup>, Annexe 4).

Les variations mensuelles interannuelles simulées épousent d'une façon parfaite l'évolution de l'historique, et cela quel que soit le nombre de saisons considérées (Annexe 4).

L'effet du nombre de saisons n'est visible qu'au vu des droites

d'ajustement des valeurs des évapotranspirations maximales journalières et annuelles des différentes simulations.

En ce qui concerne les valeurs maximales journalières des évapotranspirations simulées, elles suivent une loi de Gumbel (graphe Annexe 4). Les droites tracées des différentes simulations se rapprochent de l'ajustement de l'historique lorsqu'on augmente le nombre de saisons. Les simulations à deux saisons et à quatre saisons fournissent en particulier les ajustements les plus proches de l'historique.

Les valeurs des évapotranspirations annuelles simulées, ajustées à une loi normale, appartiennent à l'intervalle de confiance de l'historique pour chaque nombre de saisons considéré (graphe Annexe 4).

En regroupant les trois aspects de comparaison, on constate que les modèles de deux et quatre saisons permettent dans une large mesure de reproduire l'évolution de la série historique du paramètre évapotranspiration pour la station d'Alger.

#### IV - 2.4.2. Station de ANNABA :

La simulation des évapotranspirations s'est faite à partir d'une série historique représentée par les évapotranspirations potentielles calculées au pas de temps journalier par la formule de Penman pour la période 1967 - 1988, soit 22 années.

Le nombre d'années de simulation quant à lui est de vingt-deux (22) ans.

L'analyse des résultats des différentes simulations entreprises (comme cela a été fait pour la station d'Alger), permet de ressortir les différents paramètres qui influent sur la fiabilité du modèle de simulation utilisé.

##### a) L'effet de l'ordre des chaînes de Markov :

L'ordre des chaînes de Markov pour la simulation de la composante fluctuante n'a aucun effet sur les résultats obtenus.

L'utilisation du 1er ou 2ème ordre est largement suffisante.

b) L'effet du nombre d'harmoniques :

Le nombre d'harmoniques intervenant dans la simulation de la composante cyclique de l'évapotranspiration a été testé. Il a été varié de 2 à 6 pour chaque saison considérée. On ne constate aucune influence de ce nombre sur la fiabilité des différentes simulations pour chaque saison considérée.

c) L'effet du nombre de saisons :

Chaque année a été découpée en une, deux ou quatre saisons. Pour chaque nombre de saisons, le modèle a été testé. Globalement, l'ensemble des simulations appartient à l'intervalle de confiance de la moyenne interannuelle et de l'écart type interannuel de l'historique (Tableau Annexe 4).

Les variations mensuelles interannuelles simulées épousent d'une façon parfaite l'évolution de l'historique et cela, indépendamment du nombre de saisons considéré (c'est ce qui a déjà été constaté pour la station d'Alger) (graphe Annexe 4).

L'effet du nombre de saisons ne peut être perçu qu'au vu des ajustements des évapotranspirations maximales journalières et mensuelles interannuelles des différentes simulations (graphes Annexe 4).

Les valeurs maximales journalières simulées et historiques suivent un loi de Gumbel. Les ajustements tracés pour chaque saison, montrent un rapprochement des droites assez significatif lorsque le nombre de saisons augmente. En particulier pour le modèle à deux et quatre saisons.

Les évapotranspirations annuelles simulées et historiques s'ajustent quant à elles, à une loi normale (Gauss). L'intervalle de confiance de l'historique a été tracé (voir graphe Annexe 4). On constate que l'ensemble de simulations sont incluses dans l'intervalle de confiance de l'historique pour chaque saison.

Néanmoins, pour le modèle à quatre saisons, les droites simulées sont les plus rapprochées de la droite historique.

En regroupant les trois aspects de comparaison, les simulations à deux et surtout à quatre saisons, permettent de refléter l'évolution de l'historique.

#### IV - 2.4.3. Conclusion :

Le modèle de simulation utilisé permet dans une large mesure de reproduire les caractéristiques essentielles du paramètre évapotranspiration.

Les résultats obtenus par ce modèle pour les deux stations (Alger et Annaba) sont les mêmes, à savoir :

L'effet de l'ordre des échelles de Markov n'a aucune influence sur les séries simulées.

Le nombre d'harmoniques utilisé pour la simulation de la composante cyclique n'a pas un grand effet, c'est-à-dire qu'avec deux harmoniques seulement, on arrive à avoir des simulations assez bonnes.

Enfin, le nombre des saisons quant à lui, fait varier les résultats des différentes simulations. Mais néanmoins, les simulations à deux saisons représentent le climat d'Alger et de Annaba. Celles à quatre saisons permettent d'affiner la correspondance entre le modèle mathématique et la réalité physique, à savoir le climat méditerranéen à quatre saisons, d'Alger et de Annaba.

CHAPITRE V

ETUDE DU BILAN HYDRIQUE

## V - ETUDE DU BILAN HYDRIQUE

### 1 - Introduction.

De par la nature semi-aride de notre climat, on est confronté à une disponibilité insuffisante d'eau pour les cultures et notamment en période de sécheresse. C'est pour cette raison que l'étude du bilan hydrique revêt une importance capitale et permet de donner des indications sur l'évolution de la réserve hydrique dans le sol.

### 2 - Définition du bilan hydrique.

Le bilan hydrique peut être défini comme l'évolution sur une période de temps donné (journalière, décadaire, mensuelle, annuelle) des grandeurs relatives aux divers processus qui composent le cycle de l'eau in situ (Mahdoubi, 1980).

L'estimation de l'évaporation d'un sol nu ou de l'évapotranspiration réelle d'un couvert végétal repose sur la loi de conservation de l'eau (ANGUS, 1959 - MILTHORPE, 1960 - MELLROY, 1964 - ROSE et STERN, 1965). Pour une tranche de sol (0 - Z) et pour une période donnée, on peut déterminer la variation du stock d'eau au cours de l'épisode considéré. Cette quantité d'eau ne peut augmenter sans un apport venant de l'intérieur (par infiltration ou remontée capillaire par exemple) et ne diminuer que par un transport d'eau vers l'atmosphère par évapotranspiration ou par drainage en profondeur (HILLEL, 1974).

En effet, le bilan hydrique d'une tranche de sol d'épaisseur (0, Z) pendant une période  $\Delta t = t_2 - t_1$  s'écrit :

$$\int_0^Z \int_{t_1}^{t_2} \frac{\partial \theta}{\partial t} d_v d_z = \int_{t_1}^{t_2} (P - ETR - R - D) d_t \quad (1)$$

Le premier membre de l'équation ci-dessus représente la variation

du stock d'eau du sol dans la tranche (0 - Z) pendant le temps  $\Delta t = (t_1 - t_2)$  exprimé en mm.

Dans le deuxième membre de l'égalité,

P étant la quantité d'eau apportée par les précipitations ou l'irrigation ; celle-ci représente un gain et s'exprime en unité de volume par unité de surface exprimée en  $\text{mm j}^{-1}$ .

ETR représente globalement l'évapotranspiration réelle d'une culture, exprimée en  $\text{mm j}^{-1}$ . C'est une perte d'eau.

R est le ruissellement ( $\text{mm j}^{-1}$ ) considéré généralement négligeable.

D est la perte d'eau par drainage ( $\text{mm j}^{-1}$ ) ; ce terme peut être positif ou négatif selon le sens du flux d'eau (quand  $D < 0$ , on parle de remontée capillaire).

Dans la plupart des cas, on pourra en effet négliger le terme de ruissellement R. Toutefois, dans certaines situations défavorables (terreins inclinés, pluies violentes, mauvaise perméabilité du sol), une telle approximation ne sera plus valable (Mahdoubi 1980).

Certains auteurs ont tendance à estimer que la perte d'eau apportée par les pluies ou l'irrigation est due seulement à l'évapotranspiration et considèrent donc le drainage comme négligeable. Mais il faut tenir compte en toute rigueur des flux ascendants ou descendants qui se manifestent dans la zone située au-dessus des racines (Mahdoubi 1980). Ces flux ne sont pas toujours négligeables et constituent souvent au moins un dixième du bilan total en eau (Robins et Al, 1954 - Nixon et Law Less, 1960 - Wilcox, 1960 - Rose et Stern, 1967).

Nous remarquons qu'un ensemble de paramètres régit l'évolution du bilan hydrique et que le phénomène physique en lui-même est assez complexe puisque non seulement il fait intervenir des données climatiques mais aussi la nature de la culture et du sol.

La mesure in situ de ces paramètres est assez délicate. C'est pour cette raison que l'on a recours à la modélisation du bilan hydrique.

### 3 - But de la modélisation du bilan hydrique.

La modélisation du bilan hydrique appliquée à une série chronologique permet de définir une stratégie de développement d'un plan cultural d'une zone donnée et de gérer une ressource convenablement en fonction de la demande climatique.

D'autre part, l'utilisation en temps réel d'un modèle de bilan hydrique permet de l'ajuster en fonction des conditions réelles d'une saison. Les sorties du modèle permettent une prédiction de données agroclimatiques synthétiques.

#### 3 - 1. Les paramètres régissant le bilan hydrique.

Le bilan hydrique est soumis aux relations étroites entre le climat, la nature du sol et de la plante.

Les données nécessaires pour évaluer le bilan hydrique d'un sol sont de différents ordres :

##### 3 - 1.1. Les données climatiques -

L'effet du climat est prépondérant sur la quantité d'eau disponible dans le sol. Il règle à lui seul la quantité d'eau captée et perdue par ce sol. Les précipitations et les évapotranspirations sont les paramètres essentiels entrant en jeu pour évaluer le bilan hydrique d'un sol.

##### 3 - 1.1.1. - Les précipitations :

Les précipitations constituent la source principale d'eau reçue par le sol. Mais toute l'eau précipitée ne va pas forcément pénétrer dans le sol. Une partie va s'évaporer rapidement, une autre va ruisseler.

La part de la pluie qui ne pénètre pas dans le sol peut être :

- soit la pluie qui tombe sur un sol déjà à la capacité au champ ; cette eau en excès est évacuée par percolation ou par ruissellement.

- soit de la pluie qui ne peut pénétrer que partiellement dans le sol pour des raisons indépendantes de l'état d'humidité de ce dernier et se trouve évacuée par ruissellement.

Lorsque l'on parle de pluie efficace, c'est uniquement du deuxième point qu'il s'agit. En fait, la pluie efficace participe à la reconstitution de la réserve hydrique d'un sol.

Il est très difficile d'apprécier l'efficacité des pluies d'une façon correcte puisqu'elle est liée au terrain, à sa pente, sa perméabilité, sa végétation, la quantité de pluie et à son intensité, ...

La quantification de ces pluies efficaces se fait généralement à l'aide de formules d'estimation qui sont des relations linéaires dont les coefficients varient avec les hauteurs d'eau précipitées.

### 3 - 1.1.2. - L'évapotranspiration :

L'évapotranspiration est une composante prépondérante entrant en jeu dans la quantification du bilan hydrique. Elle caractérise en fait la demande climatique et de là, elle permet d'estimer la quantité d'eau consommée par la plante qui puise dans le réservoir.

L'évapotranspiration dépend de plusieurs paramètres météorologiques comme nous l'avons vu au chapitre II.

En ce qui concerne le bilan hydrique, l'évapotranspiration maximale et réelle sont déterminées à partir de l'évapotranspiration potentielle. La pluie constitue une offre intermittente et l'évapotranspiration une demande constante. Le sol constitue alors le seul réservoir d'eau permettant à la culture de survivre en période sèche.

### 3 - 1.2. Les données édaphiques.

"Le sol est le support naturel des plantes et leur principal milieu nutritif" (Vilain, 1987) et influence en grande partie l'évaluation du bilan hydrique, notamment par l'intervention des

paramètres édaphiques suivants :

3 - 1.2.1. - La profondeur d'enracinement :

La profondeur d'enracinement d'une culture et son extension horizontale sont déterminées par les caractéristiques génétiques de la plante ainsi que par la texture et la structure du sol (Doorembas et Fruitt, 1975). Les facteurs influents sont de divers ordres :

- la présence d'une couche imperméable,
- la profondeur de la nappe phréatique,
- la mauvaise aération du sol.

La profondeur d'enracinement détermine en fait les hauteurs du sol exploitées par les cultures et donc délimitant le réservoir d'eau du sol qui leur est accessible.

3 - 1.2.2. - La réserve utile (RU):

C'est la quantité d'eau contenue dans la tranche de sol explorée par les racines entre le point de ressuyage ou la capacité de rétention et le point de flétrissement (Feyen, Leliar, Badji, 1983).

C'est en fait la quantité maximale d'eau disponible pour une culture et pour un sol donné.

$$R_u = d \left( \frac{H_{pc} - H_{pf}}{10} \right) Z \quad (2)$$

avec  $d$  : densité apparente de la terre sèche

$H_{pc}$  : humidité pondérale à la capacité au champ en %

$H_{pf}$  : humidité pondérale à la capacité au point de flétrissement en %

$Z$  : profondeur d'enracinement (mm)

$R_u$  : réserve utile (cm).

3 - 1.2.3. - La réserve facilement utilisable (RFU) et réserve de survie (RS) :

Cette notion de RU ne suffit pas. En effet, plus nous approchons du point de flétrissement, plus la plante va avoir du mal à pomper de l'eau et donc n'utilise pas toute la réserve utile avec la même facilité.

La réserve facilement utilisable notée RFU est la quantité d'eau facilement utilisable par la plante qui évapotranspire au maximum.

La valeur de la RFU est une fraction de la RU :

$$RFU = a \cdot RU \quad a \text{ variant de } 0,5 \text{ à } 1. \quad (3)$$

RU étant la réserve utile exprimée en mm

Généralement,  $a$  est pris couramment à  $2/3$

La réserve de survie (RS) ou la réserve difficilement utilisable (RDU) est la quantité d'eau difficilement utilisable par la plante qui met en oeuvre des processus physiologiques de défense pour limiter son évapotranspiration (fermeture des stomates partielle ou totale).

Le sol est considéré comme un réservoir de capacité maximale (qui est la réserve utile). La plante ne s'alimente correctement et sans contraintes que lorsque le niveau de l'eau dans le sol est à la RFU. Par contre, lorsque ce niveau atteint la réserve de survie RS, il contraint la plante à un rationnement de l'eau disponible.

### 3 - 1.3. Données culturales.

Elles dépendent de la saison végétative de la culture et de ses phases phénologiques. À chacune de ces phases, correspond un coefficient cultural ( $K_c$ ) qui change en fait à des stades de développement déterminés. Le coefficient cultural permet d'obtenir l'évapotranspiration maximale d'une culture donnée bien alimentée en eau à partir de l'évapotranspiration potentielle d'un gazon en phase active de croissance, bien alimenté en eau.

$$ETM = K_c \cdot ETP \quad (4)$$

### 3 - 2. - Modélisation du bilan hydrique.

Le but est de déterminer la quantité d'eau disponible au niveau du sol en fonction de la pluie (apport) et de l'évapotranspiration des cultures (demande). En intégrant des coefficients d'ajustement dépendant de la culture et du sol, on s'est inspiré de l'étude faite par Lhomme et Eldin (1984) en se basant non seulement sur les séries historiques mais aussi en simulant les deux paramètres d'entrée, en l'occurrence la pluie et l'évapotranspiration.

#### 3 - 2.1. Détermination de la réserve utile (RU).

La réserve hydrique du sol (RH) représente la quantité d'eau stockée dans le sol et disponible pour les plantes. Elle varie de 0 à la réserve utile. Comme on l'a vu précédemment, la réserve utile évolue en fonction de la profondeur d'enracinement donc du stade de développement de la culture. Pour caractériser cette évolution, on introduit deux paramètres :

- la valeur de la réserve utile juste avant la récolte donc au maximum d'enracinement ( $RU_m$ ) ;
- un coefficient définissant une réserve utile minimale

$$RU_n = C_1 RU_m ; 0 < C_1 < 1 ; \quad (5)$$

$RU_n$  représente donc dans le cas d'un sol nu la quantité maximale d'eau stockée dans la tranche de sol qui est soumise à l'évaporation.

Entre la date de semis notée S et de récolte notée R, la réserve utile va croître de  $RU_n$  à  $RU_m$  et entre la date de récolte et la date de semis suivant, RU restera à sa valeur minimale  $RU_n$ . Donc la réserve utile du jour s'écrit :

$$RU_j / RU_m = A_j = C_1 + (1 - C_1) DS_j / DSR ; \quad (6)$$

Sur l'année entière, la réserve utile va évoluer selon le thème suivant :

$$RU_j = \begin{cases} C_1 RU_m & \text{si } j \in ]R, S[ \\ A_1 RU_m & \text{si } j \in [R, S[ \end{cases} \quad (7)$$

Notons que pour une culture pérenne, nous considérerons que la réserve utile ne varie pas et reste à son niveau maximum  $RU_m$  ( $C_1 = 1$ ).

### 3 - 2.2. Détermination de la pluie efficace :

On admet que les pluies trop faibles ( $P < P_m$ ) s'évaporent immédiatement et ne participent pas à la reconstitution de la réserve hydrique.

Si  $P$  représente la pluie enregistrée et  $PE$  la pluie efficace, on aura :

$$PE_j = \begin{cases} P_j & \text{si } P_j \geq P_m \\ 0 & \text{si } P_j < P_m \end{cases} \quad (8)$$

### 3 - 2.3. Détermination de l'évapotranspiration maximale ETM :

Pour déterminer l'ETM d'une culture annuelle en fonction de son stade de développement, on utilise le schéma simplifié suivant :

Quand il n'y a pas de végétation sur le sol, c'est-à-dire de la date  $R$  à la date  $S$ , l'ETM équivaut à l'évapotranspiration maximale d'un sol nu qu'on écrit  $C_0$  ETP avec  $C_0$  : coefficient réducteur  $0 < C_0 < 1$ .

De la date de semis notée  $S$  à la date  $C$  correspondant au moment où la culture recouvre complètement le sol, l'évapotranspiration maximale va croître du niveau  $C_0$  ETP à ETP et se maintiendra à cette valeur de la date  $C$  jusqu'à la date de récolte  $R$ .

Entre les dates  $S$  et  $C$ , on prend en considération une loi linéaire de l'évolution de l'ETM par rapport à l'ETP et cela en fonction de la position du jour dans l'année, comme cela était le cas pour la réserve utile :

$$ETM_s / ETP_s = B_s = C_o + (1 - C_o) DSJ / DSC \quad (9)$$

DSC : durée en jours séparant les deux dates S et C

DSJ : durée en jours séparant la date de semis et le jour J.

Au cours de l'année, l'ETM va évoluer de la façon suivante :

$$ETMJ / ETPJ = \begin{cases} 1 & \text{si } j \in [JC, JR] \\ C_o & \text{si } j \in ]JR, JS[ \\ B_s & \text{si } j \in [JS, JC] \end{cases} \quad (10)$$

Dans le cas d'une culture pérenne bien couverte, nous admettrons que l'ETM équivaut à l'ETP le long de l'année.

### 3 - 2.4. Détermination de l'évapotranspiration réelle (ETR).

L'évapotranspiration réelle (ETR) évolue en fonction de l'état de la réserve hydrique du sol.

$$\text{Posons } REU = C_m \cdot RU \quad (10)$$

$C_m$  représente un coefficient d'ajustement.

Le rapport ETR/ETM croît linéairement de 0 à 1 en fonction de la réserve hydrique du sol (RH) lorsque celle-ci passe de 0 à RDU et se maintient à 1 lorsque la réserve fluctue entre la réserve de survie (RS) et la réserve utile (RU).

Soit  $RH_{j-1}$  l'état de la réserve hydrique à la fin du jour (j - 1) et donc au début du jour j, nous écrivons :

$$ETR_s / ETM_s = \begin{cases} 1 & \text{si } RH_{j-1} \geq RDU_s \\ RH_{j-1} / RDU_s & \text{si } RH_{j-1} < RDU_s \end{cases} \quad (12)$$

### 3 - 2.5. Détermination du drainage et du ruissellement.

Dans le cas où la quantité de pluie précipitée est supérieure à la capacité de rétention du sol, il y aura d'une part drainage mais aussi ruissellement donc perte d'eau. La capacité de rétention journalière ( $CR_s$ ) correspond à la différence entre la réserve utile du jour j et la réserve hydrique du jour précédent :

$$CR_j = RU_j - RH_{j-1} \quad (13)$$

Dans le cas où  $CR_j$  est négatif, nous prendrons  $CR_j = 0$  ; ce qui correspond aux jours qui suivent la récolte après la date R.

La quantité d'eau perdue par drainage ou par ruissellement est :

$$DR_j = \begin{cases} P_j - CR_j & \text{si } P_j > CR_j \\ 0 & \text{si } P_j < CR_j \end{cases} \quad (14)$$

3 - 2.6. Détermination du déficit hydrique journalier.

Il est défini par la relation suivante :

$$DH_j = ETM_j - ETR_j \quad (15)$$

On peut définir dans ce cas le déficit hydrique cumulé sur la durée du cycle cultural ou sur une phase particulière du cycle

$$DHC = \sum_{j=j_1}^{j_2} DH_j \quad (16)$$

$j_2 - j_1$  : durée de jours prise en compte.

3 - 2.7. L'équation du bilan hydrique.

L'équation traduisant le bilan hydrique s'écrit sur une base journalière :

$$RH_j = RH_{j-1} + PE_j - ETR_j - DR_j \quad (17)$$

avec :

$RH_j$  : Réserve hydrique du jour j (mm)

$RH_{j-1}$  : Réserve hydrique du jour j - 1 (mm)

$PE_j$  : Pluie efficace (mm)

$ETR_j$  : Evapotranspiration réelle du jour j (mm)

$DR_j$  : Quantité d'eau perdue par drainage et par ruissellement. (mm).

### 3.3 RESULTATS ET INTERPRETATIONS :

#### 3.3 INTRODUCTION :

Le modèle de bilan hydrique a été programmé sur ordinateur . Les paramètres d'entrée de ce modèle à savoir les coefficients de calage de la réserve utile, de la réserve facilement utilisable, de l'évapotranspiration réelle et des dates de semis et de récolte ont été choisis.

Les cultures maraichères ont été considérées pour les deux stations d'Alger et de Annaba pour tester le modèle . Leur période de végétation s'étale de Mars à Août. Les différents coefficients d'ajustements relatifs à ces cultures ont été estimés de la même façon pour les deux stations .

La réserve utile initiale  $R_0$  a été estimée à 150 mm, valeur moyenne pour les sols d'Alger et de Annaba . On notera toutefois pour que le modèle soit bien calé à la situation réelle de la parcelle , les valeurs locales des différents paramètres d'entrée sont nécessaires . Mais pour avoir une idée sur l'évolution du bilan hydrique , des valeurs moyennes ont été prises en compte.

Les données principales d'entrée du modèle sont :

- Les historiques journaliers de la pluviométrie et de l'évapotranspiration potentielle calculée à l'aide de la formule de Penman.
- Cinq couples simulés de ces deux paramètres ont été calculés pour un pas de temps journalier

Quant aux sorties , elles ont été réduites seulement aux évolutions journalières historiques et synthétiques des déficits hydriques .

#### 3.3.2 STATION D'ALGER :

Les simulation de la pluviométrie et de l'évapotranspirations ont été effectuées sur une période de 29 années .

L'ensemble des simulations appartiennent à l'intervalle de confiance de la moyenne et de l'écart-type interannuels de l'historique.

La simulation de l'évapotranspiration par le modèle à saison, 4 harmoniques a été effectuée (cf chapitre IV).

Pour la pluviométrie le modèle à 2 saisons, second ordre a été utilisé (cf chapitre III).

Les résultats du modèle de bilan hydrique pour la station d'Alger peuvent se résumer comme suit :

L'ensemble des déficits hydriques simulés appartiennent en grande partie à l'intervalle de confiance de la moyenne et de l'écart type interannuels (tableau n° 44) .

Les coefficients de variation simulés des déficits varient de 0.095 à 0.117 , soit une différence maximale de 2.2 % par rapport à l'historique.

Les valeurs maximales et annuelles des déficits simulés suivent d'une façon assez proche les variations du déficit historique.

Les graphes tracés (Annexe 5) donnant les évolutions des déficits hydriques historique et simulés en fonction des années montrent ce qui suit :

Le déficit hydrique historique annuel maximum observé, approche les 823.5 mm pour l'année 1961 .Quant au maximum observé pour les cinq (5) simulations ,il est de 827.4 mm.On notera la similitude entre la valeur historique et simulée (1% de différence).

En ce qui concerne les années de sécheresse de l'historique ,on remarque que sur 29 années il y a :

-12 années très sèches (déficit compris entre 700 et 823.5 mm

-10 années moyennement sèches (déficit compris entre 600 et 700 mm).

-7 années relativement humides (déficit compris entre 400 et 600 mm).

Les années très sèches et moyennement sèches sont intercalées entre deux années successives humides .

Une à deux années sèches se succèdent dans le temps puis la troisième année est forcément humide.

Pour les cinq simulations du déficit hydrique ,on observe des variations analogues à l'historique. Seulement chaque série synthétique correspond à un scénario probable pouvant se produire dans l'avenir .Les valeurs extrêmes (maximales et minimales) sont observées dans les séries simulées.

Les séries simulées renseignent sur la tendance des déficits hydriques dans les années à venir .En effet ,si l'année est très sèche ,au vu des différentes simulations (Annexe 5) on constate que l'année suivante est moins sèche et de plus on pourra estimer la plage de valeurs du déficit de cette dernière

Par exemple pour un déficit de 823.5 mm (historique) ,au vu des différentes simulations :le déficit de l'année suivante sera compris entre 500 et 600 mm pour un des scénarios (simulation 5) et même entre 400et 500 mm pour un autre scénario (simulation 1). de même si l'on prend deux années successives pour lesquelles le déficit s'accroît, la valeur de ce dernier diminuera et sera comprise entre 500 et 600 mm en prenant la simulation 4 .

### 3.3.3 STATION D'ANNABA

De même que pour la station d'Alger, cinq (5) couples de séries simulées de la pluviométrie et de l'évapotranspiration ont été calculés pour la station de Annaba sur une période de 20 années . L'ensemble des simulations appartiennent à l'intervalle de confiance de la moyenne et de l'écart-type interannuels de l'historique.

La pluviométrie a été simulée à l'aide d'un modèle hybride à 2 saisons , second ordre (cf chapitre III ) , tandis que l'évapotranspiration potentielle a été simulée par le modèle à saison, 4 harmoniques. (cf chapitre IV).

Ces couples de simulation ont été introduits dans le modèle de bilan hydrique de même que les séries historiques .

Les résultats du modèle de bilan hydrique pour la station d'Annaba peuvent se résumer comme suit :

L'ensemble des déficits hydriques simulés appartiennent en grande partie à l'intervalle de confiance de la moyenne et de l'écart type interannuels (tableau n° 45 ) .

Les coefficients de variation simulés des déficits varient de 0.089 à 0.175, soit un écart maximum de 8% par rapport à l'historique.

Les valeurs maximales et annuelles des déficits simulés ont le même ordre de grandeur que ceux du déficit historique.

Les graphes tracés (Annexe 5) donnant les évolutions des déficits hydriques historique et simulés en fonction des années montrent ce qui suit :

Le déficit hydrique historique annuel maximum observé, approche les 711.1 mm pour l'année 1986. Quant au maximum observé pour les cinq déficits simulés , il est de l'ordre de 734.8 mm (8% de différence). L'évolution de l'historique se caractérise par une suite de deux à trois années successives sèches (600 à 700 mm) suivies d'une année relativement humide (500 à 600 mm). Cette évolution s'estompe à partir de l'année 1983. Les années suivantes (1983-1986) , les déficits évoluent à la hausse pour aboutir au maximum de l'historique (1986).

Donc on déduit qu'à partir de 1983, Annaba a connu une longue période de sécheresse, mais étant donné que la suite de la série historique n'est pas complète (manque période 1987 à 1989), on ne peut voir si cette tendance à la sécheresse persisterait.

Sur les 20 années de l'historique dont on dispose ,13 années sont sèches et les 7 restantes sont relativement moins sèches.

Les différentes simulations quant à elles 'renseignent sur la tendance des déficits dans les années à venir .En effet on analysant les graphes des évolutions des déficits simulés (Annexe 5).On constate que pour une année très sèche observée ,l'année suivante serait forcément moins sèche .L'inverse est aussi vrai ,pour une année de faible déficit correspond un accroissement prévisible de ce dernier pour l'année suivante.

L'analyse des simulations peut être plus fine, en ce sens qu'elle peut permettre d'estimer les fourchettes de valeurs des déficits probables connaissant l'évolution des déficits antérieurs .

Pour illustrer ces propos,on prendra le scénario de la simulation 2,pour lequel le déficit maximum simulé observé est compris entre 600 et 700 mm. La prochaine année il est entre 500 et 600 mm .on peut aller plus loin et dire que pour l'année 1987 de l'historique ,il y a eu une diminution du déficit.En effet l'ensemble des scénarios présentent une année pour laquelle le déficit est maximum suivie d'une autre moins sèche.

#### 3.3.4 CONCLUSION :

L'introduction de séries simulées de l'évapotranspiration et de la pluviométrie dans ce modèle de bilan hydrique ,permet de générer un ensemble de scénarios prévoyant l'évolution du déficit hydrique au cours du temps .Ce qui peut servir d'aide à la décision dans la gestion des périmètres d'irrigation .En donnant un avis sur la tendance à venir et même ,comme on l'a vu sur la plage de valeurs des déficits futurs pouvant se produire.

## CONCLUSION

Cette étude a porté sur les périmètres d'irrigation de la Mitidja et du Bounamoussa, pour lesquels respectivement deux stations représentatives ont été prises en compte, à savoir les stations d'Alger (Dar El Balda) et Annaba (Les Salines).

Un dépouillement et une analyse des données météorologiques recueillies au niveau de ces deux stations ont été effectués. Les erreurs constatées, surtout pour la station d'Alger, ont été corrigées et cela en revenant aux fichiers sources de l'Office National de la Météorologie.

L'ensemble de ces données météorologiques ont été utilisées pour l'étude de méthodes décrivant et estimant l'évolution du paramètre évapotranspiration ; ce qui a permis d'élaborer des formulations simples pour le calcul mensuel de l'évapotranspiration potentielle à l'aide de la formule de Panman moyennant un ou deux paramètres climatiques pouvant être mesurés facilement au sein des périmètres d'irrigation.

Les séries historiques de la pluviométrie et de l'évapotranspiration pour les deux stations ont été simulées conjointement à l'aide de modèles stochastiques tenant compte des caractéristiques intrinsèques de ces deux phénomènes. La simulation de la pluviométrie par un modèle hybride tenant compte du caractère aléatoire de ce paramètre, a permis d'évaluer les différents facteurs influençant ce modèle, déduisant ainsi celui donnant les résultats les plus proches de la réalité physique. On signalera en particulier l'influence prépondérante du nombre de saisons considéré, qui affine sensiblement le modèle étudié.

L'évapotranspiration décomposée suivant les deux caractères représentatifs de ce paramètre (cyclicité et fluctuation), puis la modélisation stochastique combinée de ces deux dernières a montré l'influence du nombre de saisons considérées pour la génération de séries synthétiques conformes à l'évolution historique du paramètre évapotranspiration.

L'emploi d'un ensemble de séries synthétiques de la pluviométrie et de l'évapotranspiration potentielle - pour les deux stations d'Alger et Annaba - comme entrée d'un modèle agrométéorologique du bilan hydrique, a permis de générer un ensemble de situations probables et notamment celles créant un déficit hydrique chronique limitant de ce fait le développement optimum des spéculations agricoles mises en oeuvre dans un périmètre d'irrigation.

L'analyse des déficits hydriques générés par le modèle, a fait ressortir les années de sécheresse, mais surtout leur succession au cours du temps, ce qui permet au gestionnaire d'un périmètre d'irrigation d'avoir une aide à la décision l'orientant un tant soit peu sur la conduite des irrigations et les quantités d'eau allouées aux différents irrigants, mais surtout aux choix des assolements à prévoir pour la prochaine campagne agricole, et cela en analysant l'état du déficit hydrique de l'année en cours et des années précédentes, et aussi voir quelle est la tendance probable pour les prochaines années ; en s'aidant bien sûr de l'ensemble des séries simulées introduites dans le modèle du bilan hydrique pour lequel les différentes sorties représentent une multitude de scénarios probables dont le nombre ne peut être limité.

Les besoins en eau d'un périmètre d'irrigation définis par ce modèle de bilan hydrique seront utilisés dans un contexte plus large, comme entrée partielle d'un modèle de gestion d'une retenue assurant un ensemble de fonctions (irrigation, alimentation en eau potable et industrielle) et qui sera étudié dans le cadre de la thèse de Monsieur A. Bermad.

## BIBLIOGRAPHIE

- ABDELLAOUI R., (1985) Planification des irrigations. *Hommes.Terre. Eaux.*, 15(60), pp 3-4.
- ABOUKHALED A. & AL., (1971). Evaluation de la formule de Penman au Liban. *Hagon.serie.sci.IRA Liban.*, (39), 28p.
- ABOUKHALED A., SARRAF S., & VINK N., (1979). Evapotranspiration in the central Bekaa with reference to the irrigation of potatoes and onion. *Hagon.serie.sci. IRA Liban.*, (26), 28p.
- ABOUKHALED A., ALFARO J.F., SMITH M., (1986). Les lysimètres. *Bulletin irrigation et drainage .FAO.Rome.*, 79p.
- AHLGREN L.E., VANDERZEL J.H., (1974). Procedures for evaluating the surface water balance of Gran Canaria. *Nordic.Hydrologie.*, 5, pp 229-249.
- ALLEN R.G., PRUITT W.O., (1986). Rational use of the FAO Blaney-Criddle methode. *J.Irr.and Drain.Engrg,ASCE*, 112(2), pp 139-155
- ALLEN R.G., (1986). A Penman for all seasons. *J.Irrig.and Drain. Engrg,ASCE*, 112(4), pp 348-369.
- ANGSTRÖM A., (1924). Solar and terrestrial radiation. *Quart.J.Roy.Mét.soc.*, 50, pp 121-126.
- ANGUS D.E., (1959). Water an its relation to soils and crops. *Agricultural water use .Adv.Agrono.*, 11, pp 19-35.
- ASLYN G.H.C., (1974). Evapotranspiration and plant production direct by related to global radiation. *Nordic.Hydrologie*, 5, pp 247-256.
- BAALI C.D., (1986). Contribution à l'étude de l'évapotranspiration potentielle dans un oasis du sahara Algerien-Influence de l'advection. *Thèse.Magister. USTHB.*, 125 p
- BLACK T.A, THURTHELL G.W. & TANNER C.B., (1968). Hydraulic load cell lysimeter, construction, calibration and tests *Soil.Sci.Soc.Amer. Proc.*, 32, pp 623-629.
- BLANEY H.F., CRIDDLE W.D., (1956). Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data. *Div.Irrig.and.Water Cons .Sci-USda.Tp 96.Washington .D.C.*
- BOUCHET R., (1963). Evapotranspiration réelle et potentielle : signification climatique. *Assemblée de Berkley.Ass.Int.Hydrol.Sci.* 62, pp 134-142.
- BOULEAU N., (1988). *Processus stochastiques et application* Ed.Hermann .Paris., 347p.

- BOWEN I. S., (1926). The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface .Phys.Rev.,27,pp 779-787.
- BROCHET P., GERBIER N., (1975). L'évapotranspiration, aspect agrométéorologique. Evaluation pratique de l'évapotranspiration potentielle. Monographie n°65. de la météorologie nationale, 95p.
- BRUNT D., (1939). Physical and dynamical meteorologie. 4°. edition., Cambridge.univ.Press., 428p.
- BRUTSAERT W. H., (1982). Evaporation in to the atmosphere. D.Reidel. Publ.co., Boston .Mass.
- BUSINGER J. A., (1956). Some remararks on Penman's equations for the evapotranspiration . Neth.J.Agric.Sci, 4, pp 77-80.
- CALVET C., (1981). Les évapotranspirations réelle et potentielle et leurs rapports avec la végétation naturelle sous climat méditerranéen et tropical aride .la météorologie., 6(27), pp 61-73.
- CAMBELL G. S., (1977). An introduction to environmental biophysics springer.Verlag.New york .
- CARIANI L. & AL. (1970). Zoning of irrigation region on the Romanian territory in view of irrigation planning .An alele.inst.Certari pentru Imbunatatire fumaro pedology., 3(8), pp 25-39.
- CHOISNEL E., (1977). Le bilan d'énergie et le bilan hydrique du sol. La météorologie numéro spécial évapotranspiration., 6(11), pp 103-111.
- CHOISNEL E., (1988). Estimation de L'évapotranspiration potentielle à partir des données météorologiques .La météorologie 7(23), pp 19-27.
- DEHAIRAIN, (1892). Chimie agricole .editeur.Masson.Paris.
- DEVENPORT D.C & HUDSON J.P, (1967). Local advection over crops and fallow, Météorological observations and Penman estimates along a 17 km transect in the Sudan Gezira. Agricu Météorologie., 4(6) , pp 405-414.
- DOORENBOS J., PRUITT W.O., (1977). Besoins en eau des cultures. Bulletin. Irrigation et drainage. FAO. ROME, 24, 124 p.
- FEDES R. A., (1971). Water, heat and crop growth . Mededelingen Landbouw hogeschool, Wageningen.
- FEODOROFF A., BALLIF J.L., (1968). Effets de la temperature sur la retention de l'eau .Note provisoire INRA.Versailles., 10p.
- FORTIN P., SEGUIN B., (1975). Estimation de l'ETR régionale à partir de l'ETP locale: utilisation de la relation de Bouchet à différentes échelles de temps .Ann.agro., 26(5), pp 537-554.

- GESLIN H., (1937). Climat et rendement du blé en région Parisienne .  
C.R.Acad.Agric.,23,pp 146-152.
- GODARD M., (1937). Influence des facteurs climatiques sur  
la croissance de la betterave sucrière .Ann.Agro.,pp 696-727.
- HALIMI D., (1986). Rayonnement solaire et observations  
météorologiques. OPU.Alger., 264p .
- HILLEL D., (1974). L'eau et le sol, principes et processus physiques.  
Vander.ed., 228p.
- HOLZAPFEL E. A., MARINO M. A., CHAVES MORALES J., (1986). Surface  
irrigation optimization models. J.Irrig and Drain.Engrg.,  
ASCE.,112(1),pp 1-19.
- ISSOLAH A., (1983). Contribution à l'étude de l'évapotranspiration  
et des besoins en eau du maïs grain.Thèse Magister.INA.Alger,235p.
- ITIER B., & PERRIER A., (1976). Présentation d'une étude analytique de  
l'advection .III.vérification expérimentale du modèle .Ann.Agron.,  
29(3),pp 209-222.
- JAN J., (1983). Rayonnement solaire : aspects géométriques et  
astronomiques. Ministère des transports.Direction de  
la météorologie Bilancourt.Cours et manuels.,2,pp 1-11.
- JAIN P. K., SINAI G., (1986). Evapotranspiration model for semi arid  
regions .J.Irrig.and Drain.Engrg.,111(4),pp 369-379.
- KATERJI N. B., (1974). Comparaison entre les mesures de l'ET obtenues  
par bilan d'énergie automatique et évapotranspiromètre pesable.  
Rapport de stage.CNRA.Versailles.,13p.
- KATERJI N. B., (1987). Méthodes de détermination de  
l'évapotranspiration réelle (ETR) à l'échelle de la parcelle .  
Comm.Colloque AGPM."le maïs et l'eau".
- KRISTENSEN K. J., & ASLYNG H. C., (1971). Lysimeters with rainfall  
and soil water control. Nordic.Hydrology.,(2),pp 79-92.
- LHOME J. P., ELDIN M., (1984). Un modèle agroclimatologique de  
simulation du bilan hydrique des cultures.Conf.Int.CIID.Paris,  
Ed INRA.,pp 832-841.
- LIVET M., (1987). L'évapotranspiration et le séchage des sols.l'eau  
dans les matériaux.les arcs.,pp 65-70.
- MAHDOUBI A. A., (1980). Etude in-situ du bilan hydrique pour quelques  
graminées: extraction de l'eau par le système racinaire et  
résistance à la sécheresse.Thèse.Doc.Ing.Univ.Sci.Techn.Languedoc,  
Montpellier,205p.
- MAHRT L., MICHAEL E. K., (1984). The influence of atmospheric stability

on potential evaporation. *J. of Climate and Applied Meteorology.*, 23, pp 222-234.

MAKINK G.F., (1957). Testing the Penman formula by lysimeters. *J. Int. Water Eng.*, 11(3), pp 277-288.

MCGUINES J.L., DREIBELBIS F.D., & HARROLD L.L., (1961). Soil moisture measurements with the neutron method supplement weighing lysimeters. *Soil.Sci.Soc Amer.Proc.*, 25, pp 339-342.

MCILROY I.C., (1975). An instrument for continuous recording of natural ET. *Agric.Meteorol.*, 9(1/2), pp 93-100.

MELLROY I.C., (1964). The measurement of evaporation. *Water Ressource use and Mangement. Melbourn, Univ.Press.*, pp 94-101.

MILTHORP F.L., (1960). The income and losse of water in arid and semi arid conditions. *Rev.Res.Arid Zone*, 15, pp 9-36.

MONTEITH J.L., (1965). Evaporation and environment. *Synp.Soc.Exp.Biol*, 19, pp 205-234.

NADI A.H., & HUDSON J.P. (1965). Effects of crop height on evaporation from lucerne and heat grown in lysimeter under advective conditions in the Sudan. *Expl.Agric.*, 1, pp 228-298.

NIXON P.R., & LAW LESS P., (1960). Translocation of moisture with time in unsaturated soil profiles. *J.Geophys.Res.*, 65, pp-655-661.

NORMAND M., (1974). Exploitation des mesures de débits d'étiage des rivières aux fins de prévisions de fourniture d'eau pour l'irrigation. *Bull B.R.G.M.*, 3(2/1), pp 33-39.

PELTON W.L., (1961). The use of lysimetric methods to measure evapotranspiration. *Proc.Canadiane. Hydrol. Symp.* 1-2. March. Toronto.Canada.

PENMAN H.L., (1948). Natural evaporation from open water, bar soil and grass. *Proc.Roy.Soc.London.*, 1(193), pp 120-145.

PENMAN H.L., (1956). Evaporation an introductory survey. *Neth.J.Agr.Sci.*, 1, pp 9-29.

PENMAN H.L., & LONG I.F., (1960). Weather in wheat. *Quart.J.Roy.Meteorol.Soc.*, 86, pp 16-50.

PERRIER A., ARCHER P., DE PABLOS A.B., (1974). Etude de l'évapotranspiration réelle et maximale de divers cultures : Dispositif et mesures. *Ann.Agron.*, 25(5), pp 697-731.

PERRIER A., & BERTOLINI M., (1974). Système de mesure automatique de l'ET d'un couvert végétal par méthode du bilan d'énergie. *Rapport. stati.Bioc.INRA. Versailles.*, 14 p.

- PERRIER A., (1975). Etude physique de l'évapotranspiration dans les conditions naturelles .Ann.Agro.,26-(1),pp 1-18.
- PERRIER A., (1977). Projet de définitions concernant l'évapotranspiration en fonction de considérations théoriques et pratiques. La Météorologie. n °special évapotranspiration , 6(11),pp 7-16.
- PETRSEN M.R., HILL R.W., (1985). Evapotranspiration of small conifers .J.Irrig and DRAIN.Engng.ASCE.,pp 341-351.
- PRISTLEY C.H.B., & TAYLOR R.J., (1972). On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. Mon.Weath.Rev.,100,pp 81-92.
- PRUITT W.O., & LOURENCE F.J., (1966). Test of aerodynamic energie balance and other evaporation equations over a grass surface . Final Rapport 1965 .Irrigation.Dept.Davis.CA.,pp 37-63.
- PRUITT W.O., & AL., (1967). Energie momentum and mass transfer above vegetative surfaces .Ann.Rep.Us.Ecom .Irrig.Dept.Davis,84p.
- PUECH J., HERNANDEZ M., (1973). Evapotranspiration comparée à différentes cultures et étude de quelques facteurs influençant les rythmes de consommation .Ann.Agron .,24(4), pp 473-485.
- RIOU C., (1980). Une formule empirique simple pour estimer l'évapotranspiration potentielle moyenne en Tunisie. Cahier de l'O.R.S.T.O.M .Serie Hydrolo.,17(2),12 p.
- ROBINS J.S., PRUITT W.O., & GARCHNER W.H., (1954). Unsaturated flow of water in field soils and its effect on soil moisture investigations .Soil.Sci.Soc.,Amer.Proc.,18,pp 344-348.
- ROSE C.W., STERN W.R., & DRUMMOND J.E., (1965). Determination of hydraulic conductivity as a fonction depth and water content for soil in situ .Aust.J.Soil.Res.,3,pp 1-9.
- ROSE C., STERN W.R., (1967). The drainage component of the water balance equation .Aust.J.Soil.Res .,3,pp 95-100.
- RYHINER A.H., & PANKOW .J., (1969). Soil moisture measurements by the gamma transmission method .J.Hydrol.,9,pp 194-205.
- SARRAF S., ABOUKHALED A., (1971). Besoins en eau de certaines cultures sur le littoral libanais . Magon .Seri e.Tech.IRA Liban .,13,26p.
- SEGUIN B., (1973). Rugosité du paysage et évapotranspiration potentielle à l'échelle régionale.Agricultural.Meteorol.,11, pp 79-98.

- SEGUIN B., (1974). Estimation of potential evapotranspiration in mediteranean regions :Adaptation of penmans methodes to local climatique conditions .Comm.long Heat and men travifer.doblamik.,pp 1-13.
- SEGUIN B., (1975 a). Etude comparée des méthodes d'estimation d'ETP en climat méditerranéen du sud de la France (région d'Avignon ). Anna.Agron.26(6),pp 671-691.
- SEGUIN B., (1975 b). Influence de l'évapotranspiration régionale sur la mesure locale d'évapotranspiration potentielle .Agricultural Meteorology.,15,pp 355-370.
- SEGUIN B., (1978). Estimates of regional evapotranspiration from HCMH data .Second .Meeting of Tellus Project.Working Group. Wallingford,OK.21-22 February 1977.
- SEGUIN B., BRUNET Y., PERRIER A., (1982). Estimation of evaporation :A review of existing méthodesn and developments .E.G.S.MEATING .Symposium on evaporation Leeds.(GB).,pp 1-20.
- SEGUIN B., (1984). Cartographie de l'évapotranspiration réelle et du bilan hydrique par thermographie infrarouge .Bull.Soc.Bot . française.Actual Botan.,131(213/4),pp 527-534.
- SEGUIN B., (1986). Estimation de L'ETP en climat méditerranéen du sud-est de la France ,comparaison des méthodes à l'échelle locale et problèmes posés par l'extension à l'échelle régionale, pp 33-39.
- SLATYER R. O., & McILROY I. C., (1961). Practical micro-climatology. Unesco Pub .prepared by CSIRO,Australia .November.
- SOER G. J. R., (1977). Estimation of regional evapotranspiration and soil moisture conditions using remotly sensed crop surfaces temperatures.Nota 1008.voor Cultuurtechnick en Waterhuishouding Wageningen.30p.
- TANNER C. B., & PELTON W. L., (1960). Potential evapotranspiration estimates by the approximate energy balance methode of Penman.J. Geoph.Res.,65,pp 3391-3413.
- TAYLOR S. A., EVANS D. D., & KEMPER W. D., (1961). Evaluation soil water Bull.Agric.Expt.Station.,Uthah.Stat.Univer.Logan.,426, 67p.
- THOM A. S., (1975). Momentum mass and heat exanchange of plant communitie vegetation and atmospere.J.L.Monteith Ed.Acc. Press,New york.
- THOM A. S., & OLIVER H. R., (1977). On Penman's equation for estimating regional evaporation. Quart.J.Roy.Meteorol.Soc.,103,pp 345-357.

- THOMPSON N., (1982). A comparison of formulas for the calculation of water loss from vegetated surfaces .Agricultural.meteorol., 26, pp 265-272.
- THORNTHWAITE C.W., (1948). An approach toward a rational classification of climat . Geog.Rev., 38, pp 55-94.
- TURC L., (1961). Evaluation des besoins en eau d'irrigation , evapotranspiration potentielle .Ann.Agron., 12(1), pp 13-49.
- VILAIN M., (1987). La production végétale , vol I les composantes de la production.Ed Lavoisier., 416p.
- VON BAVEL C.H.M., (1966). Potentiel evaporation :the combination concept and its experimental verification .Water.Res.res., 2, pp 455-467.
- WILCOX C., (1960). Rate of soil drainage following an irrigation. II.effet on determination of rate of consumptive use. Can.J.Soil. Sci., 40, pp 15-27.
- WITHERS B., VIPOND S., (1974). Irrigation design and practice.BT Batsford Limited.London., 306p.
- W.M.O , (1974). Guide to hydrological practices.WMO-Geneva., 4(168).
- WRIGHT J.L., & JENSEN M.E., (1972). Peak water requirements of crops in southern Idaho. J.Irrig and Drain.Div.ASCE., 96(IR1), pp 193-201.
- WRIGHT J.L., (1982). New evapotranspiration crop coefficients.J.Irrig and Drain., ASCE, 108(IR2), pp 57-74.