

Analyse de l'évolution temporelle du bilan hydrique en zone semi-aride : cas de Neguela, Mali

**Fousseyni COULIBALY^{2,4*}, Souleymane SANOGO^{1,2}, Boubacar ZIBEIROU¹, Bourema S. TRAORE^{2,3},
Check DIARRA^{1,2} et Abdramane BA^{1,2}**

¹ *Université des Sciences, des Technique et des Technologies de Bamako (USTTB)*

² *Laboratoire d'Optique, de Spectroscopie et des Sciences de l'Atmosphère (LOSSA)*

³ *Institut des Sciences Appliquées (ISA)*

⁴ *Institut de Pédagogie Universitaire (IPU)*

* Correspondance, courriel : fousseynicoulibaly76@gmail.com

Résumé

Cet article vise à contribuer à l'identification d'une méthode suffisamment précise et relativement simple, pour caractériser l'évolution temporaire du bilan hydrique au cours d'un cycle annuel applicable en zone soudanienne au Mali. Les grandes lignes de cette activité sont axées sur la caractérisation et l'analyse de la variabilité temporelle des principaux paramètres atmosphériques, de l'estimation de l'évapotranspiration et enfin, terminer par la détermination du bilan hydrique. Pour mener à bien ce travail, nous procédons avec les méthodes de : Thornthwaite (mensuelle), Turc (journalière) et Penman-Monteith (mensuelle et journalière). Les données d'entrées à ces méthodes (précipitation, les températures, l'humidité relative de l'air, la pression atmosphérique, l'insolation et la vitesse du vent) ont été recueillies de la station météorologique installée dans la réserve naturelle de Bossofara, Néguela. La période de bilan déficitaire est appréhendée lorsque la convection est forte et réciproquement cette période est excédentaire quand la convection est faible pour différente échelle de temps. Les résultats de notre étude sont acceptables par leur concordance à cette définition de la variabilité du bilan (hydrique) en fonction de la convection. Cette étude contribue à l'amélioration des connaissances sur la variabilité intra-annuelle du bilan hydrique pour contribuer en une meilleure documentation sur la gestion des ressources en eau.

Mots-clés : *précipitation, évapotranspiration potentielle, bilan hydrique, Néguela.*

Abstract

Analysis of the temporal evolution of the water balance in the semi-arid area : case of Neguela, Mali

This article stamps to contribute to the identification of a sufficiently concrete and relatively simple method to characterize the temporary evolution of the water balance during an annual cycle applicable in the Sudanian zone in Mali. The main lines of this activity are focused on the characterization and analysis of the temporal variability of the main atmospheric parameters, the estimation of evapotranspiration and finally, ending with the determination of the water balance. To carry out this work, we proceed with the methods of : Thornthwaite (monthly), Turc (daily) and Penman-Monteith (monthly and daily). Input data for these methods (precipitation,

temperatures, relative air humidity, atmospheric pressure, sunshine and wind speed) were collected from the weather station installed in the Bossofara nature reserve, Neguela. The deficit assessment period is understood when the convection is strong and conversely this period is surplus when the convection is weak for different time scales. This study contributes to improving knowledge on the intra-annual variability of the water balance to contribute to better documentation on the management of water resources.

Keywords : *precipitation, potential evapotranspiration, water balance, Neguela.*

1. Introduction

Le Mali est un pays dont l'économie dépend essentiellement du secteur agro-pastoral qui constitue l'occupation de près de 80 % de la population et intervient pour plus de 40 % dans le Produit Intérieur Brut (PIB) et 3/4 des exportations [1]. Ce secteur, actuellement, se trouve confronté à des difficultés liées à la précarité des ressources en eau qui se repend sur toute la région sahélienne et environnante. Cette eau ne représentant que 2,5 % du volume total de l'eau de la planète (97,5 % pour l'eau salée) [2], pose beaucoup de conflits dans le monde d'aujourd'hui, y compris le Mali pour la satisfaction des besoins de la population [3]. La rentabilité de ce secteur est cependant entièrement conditionnée à la pluviométrie et des cours d'eaux. Ces deux éléments représentent des composants du bilan hydrique dont la maîtrise permet d'appréhender les niveaux de sécheresse édaphique dans le cadre d'étude agricoles, écologiques, hydrologiques et de la gestion forestière. Ce concept de sécheresse édaphique implique donc un effet négatif et, dans le cas des végétaux, on parlera généralement de "stress hydrique" et de perte de rendement, de vitalité, de réduction de croissance voire de mortalité. C'est le concept le plus important puisqu'elle joue un rôle fondamental dans le fonctionnement des écosystèmes forestiers [4, 5]. Cette sécheresse "édaphique" est déterminée à partir des calculs du bilan hydrique. Le Mali, comme tout le Sahel d'Afrique de l'Ouest, a connu une grande crise de mauvaise pluviométrie, dans les années soixante-dix et quatre-vingt, qui a entraîné une sécheresse dans ces pays [6 - 10] et une pandémie des maladies (le paludisme, la méningite, le choléra, etc.) en des moments précis de l'année à cause de la dégradation des ressources en eau [11, 12]. Depuis ces années jusqu'à aujourd'hui, les pays du Sahel souffrent des irrégularités pluviométriques.

La vulnérabilité de la zone à ces phénomènes climatiques est essentiellement due au faible niveau d'adaptation du secteur agricole à ces perturbations pluviométriques et la difficulté d'entreprendre un meilleur aménagement des ressources en eau notamment l'accès à l'eau potable. Ces difficultés sont en grande partie dues à la limite dans les connaissances sur les bilans faisant intervenir des variables décrivant la gestion des ressources en eau. Pour apporter une solution à ces problèmes, il faut une maîtrise du bilan hydrique qui permet d'appréhender l'état de la quantité d'eaux échangeables à travers des plantes entre le sol et l'atmosphère. Le présent article s'inscrit dans cette optique en menant une étude locale analysant l'évolution temporaire du bilan hydrique sur un site situé dans la zone soudanienne du Mali. Le stock d'eau du sol est beaucoup diminué par l'effet de l'évapotranspiration (évaporation + transpiration). Donc, l'évapotranspiration constitue des pertes pour le bilan hydrique. La quantité d'eau ainsi émise par l'évapotranspiration dépend de plusieurs facteurs : la culture considérée, son stade phénologique, les conditions météorologiques et la quantité d'eau disponible dans le sol [13]. L'estimation des besoins en eau pose toujours problème et ceci d'autant plus que l'on cherche à la quantifier sur de vastes échelles spatiales et temporelles. Le calcul du bilan hydrique a pour objectif de caractériser l'évolution temporelle de la quantité d'eau disponible pour un couvert végétal. C'est un calcul complexe qui peut être réalisé avec parfois des approximations selon les données disponibles et le pas de temps [14]. A défaut de pouvoir utiliser l'eau disponible dans le sol, les indices topographiques, des précipitations, ou des bilans hydriques sont utilisés couramment [15, 16] dans les études concernant la gestion des ressources en eau.

2. Méthodologie

2-1. Site d'étude, collecte et traitement des données

Les données des paramètres météorologiques utilisées dans cette étude sont de la station météorologique installée près de Neguèla (Latitude : 11°16' ; Longitude : 6°30' ; Altitude : 306 mètre-1004 pieds) dans la réserve naturelle de Bossofala, une des trois réserves de Biosphère constituant la Boucle du Baoulé (*Figure 1*). Ces paramètres climatiques sont entre autres : le vent, la température de l'air, l'humidité relative, la pression atmosphérique, l'insolation et la précipitation. Les données de ces paramètres ont été enregistrées automatiquement chaque 30 minute.

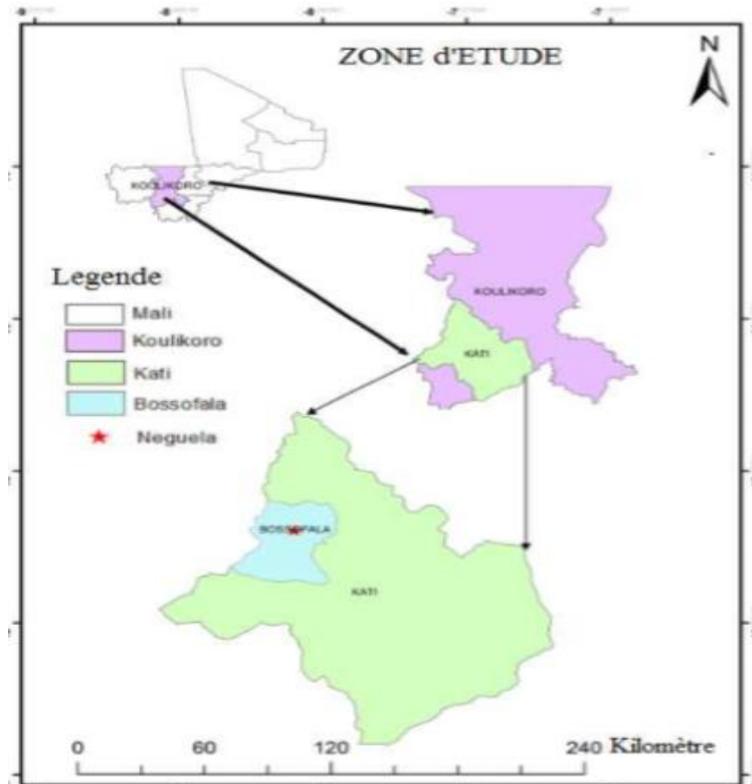


Figure 1 : Localisation de la zone d'étude

A l'aide du logiciel MATLAB, les moyennes horaires, journalières et mensuelles ont été calculées pour chaque paramètre. Le *Tableau 1* présente un résumé des caractéristiques statistiques des données enregistrées au cours de l'année 2012. Les données de ces paramètres, à différentes échelles de temps, sont utilisées dans les sections à venir pour estimer l'ETP qui à son tour sera utilisée dans la détermination du bilan hydrique.

Tableau 1 : Statistiques des moyennes horaires des principales variables météorologiques mesurées au cours de l'année 2012 sur le site d'étude

Paramètres	Valeur minimale	Valeur maximale	Valeur moyenne
Température de l'air (°C)	16,3	34,8	26,03
Humidité relative (%)	7,96	88,48	48,22
Rayonnement (W/m ²)	49,17	555,6	302,39
Vitesse du vent (m/s)	0,3	2,5	1,4
Pression atmosphérique (Pa)	1009	1018	1013,5
Précipitation (mm)	0	74,9	37,45

2-2. Méthode de caractérisation du type de sol

Pour caractériser le type de sol du site d'étude par son degré d'aridité, la formule de l'indice de Martonne [17] est utilisée. Cette formule utilise les hauteurs annuelles des précipitations (P) exprimées en mm, et les températures moyennes annuelles (T) en ° C :

$$I = \frac{P}{(T+10)} \quad (1)$$

avec, $I < 10$: zone aride ; $10 < I < 20$: semi-aride ; $I > 20$: zone humide.

2-3. Estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP)

Les méthodes dites indirectes de détermination de l'évapotranspiration par l'utilisation de formules mathématiques peuvent être les méthodes de Thornthwaite, Turc et Penman- Monteith-FAO [18 - 20]. Les données climatiques qui interviennent pour l'utilisation de ces modèles sont : les températures de l'air (moyenne, maximale et minimale), l'humidité relative, le rayonnement solaire, la pression atmosphérique et la vitesse du vent.

a) Méthode de Thornthwaite (1944)

La méthode de Thornthwaite est la seule méthode qui permet d'exprimer l'évapotranspiration potentielle (ETP) avec des paramètres facilement accessibles : la température moyenne de l'air sous abri (donnée atmosphérique) et la durée théorique de l'insolation (donnée astronomique, fonction de la saison et de la latitude) [21]. C'est la raison pour laquelle pour l'établissement du bilan hydrique, beaucoup d'auteurs utilisent cette méthode [22]. Elle est donnée par la **Formule** ci-dessous :

$$ETP = 16 \left(\frac{10.t}{I} \right)^a f(\varphi) \quad (2)$$

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{t_i}{5} \right)^{1,514}$$

t : température moyenne de l'air de la période considérée;

I : indice thermique annuel, est la somme de douze indices mensuels;

$f(\varphi)$: terme correctif fonction de la durée théorique de l'insolation, la latitude et du mois ;

a : fonction complexe de l'indice I .

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

b) Formule de Turc (1962)

L'estimation de l'ETP par la méthode de Turc est basée sur l'usage des paramètres climatiques qui sont la température moyenne, la radiation globale et l'insolation mensuelles pour parvenir à un résultat exprimé en mm/mois selon les **Formules** suivantes :

Si $Hr > 50$ %, on a :

$$ETP = 0,40 \frac{T}{T+15} (I_g + 50)$$

Si $Hr < 50$ %, on a :

$$ETP = 0,40 \frac{T}{T+15} (I_g + 50) \left(1 + \frac{50+Hr}{70} \right) \quad (3)$$

$$I_g = I_{gA} \left(0.18 + 0.62 \frac{h}{H} \right) \text{ (cal/cm}^2\text{/jour)}$$

Hr : Humidité relative ;

h : Durée d'insolation ;

H : Durée du jour ;

I_g : représente la radiation solaire globale que l'on sait évaluer à partir de la durée d'insolation *h*; *I_{gA}*: Radiation solaire directe en absence d'atmosphère.

c) Formule de Penman-Monteith-FAO (1998)

L'Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture (FAO) utilise en générale la formule de Penman-Monteith pour l'estimation des besoins en eau des plantes sur des aménagements hydro-agricoles [23]. Cette formule est beaucoup utilisée parce qu'elle prend en compte assez de paramètres climatiques. La formule que nous avons retenue est l'équation FAO Penman-Monteith présentée [24] dans le rapport n°56 de la FAO sur l'irrigation et le drainage.

$$ETP = \frac{0.408\Delta(R_n + G)d + \gamma \left(\frac{900}{T + 273} \right) u_2 (e_a + e_d)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \tag{4}$$

avec,

R_n : Radiation nette (MJm⁻² j⁻¹);

G : Flux de chaleur du sol (MJm⁻² j⁻¹);

T : Température moyenne journalière (°C);

e_a : Pression saturante de vapeur d'eau (KPa);

e_d : Pression actuelle de vapeur d'eau (KPa);

Δ : pente de la courbe de la pression de vapeur (Δ en kPa °C⁻¹);

γ : Constante psychométrique (KPa °C⁻¹);

u₂ : vitesse moyenne du vent à 2 m (m.s⁻¹).

Les calculs intermédiaires sont effectués par les relations ci-dessous :

$G_i = 0,07(T_{i+1} - T_{i-1})$ Ou bien lorsqu'on ne dispose pas de (*T_{i+1}*), on utilise l'expression :

$$G_i = 0,14(T_i - T_{i-1})$$

$d = 0.0864 * n$ avec *n* : le nombre de jours

$$e_a = \frac{e_w(T) * H_r}{100} \text{ et } e_d = \frac{e_w(T)}{2} \text{ avec } e_w = 0,6108 \exp\left(\frac{17,27T}{T + 237,3}\right)$$

$$\gamma = 0,665 \cdot 10^{-3} * P \text{ où } P \text{ est la pression atmosphère } \Delta = \frac{4098 * e_w}{(T + 237,3)^2}$$

2-4. Détermination du bilan hydrique

Il existe différentes méthodes de calcul du bilan hydrique qui diffèrent par le pas de temps et les hypothèses simplificatrices. Le choix d'un modèle de bilan hydrique, correspondant à la différence entre les abats pluviométriques et celle de l'évapotranspiration potentielle (ETP) [25], doit être raisonné en fonction de son adéquation avec le but recherché. Il est évalué par la **Formule** :

$$BH = P - ETP \tag{5}$$

avec,

BH, bilan hydrique en mm

P, pluie totale annuelle en mm

ETP, évapotranspiration potentielle en mm.

L'ETP est définie comme la demande climatique en vapeur d'eau.

- Si $P - ETP > 0$, alors le bilan est excédentaire ;

Si $P - ETP < 0$, alors le bilan est déficitaire ;

Si $P - ETP = 0$, alors le bilan est équilibré.

3. Résultats et discussion

3-1. Caractérisation du sol du site d'étude

La hauteur des pluies cumulées en 2012 sur le site de Néguela est de 1031,28mm avec une température moyenne annuelle de 26,03°C. Alors l'indice d'aridité de Martonne est environ $I = 28,62$ qui classe le site d'étude en zone humide (zone soudanienne). Le sol est argilo-sableux. Il montre un engorgement des horizons profonds et a une faible disponibilité en eau et en éléments nutritifs. Il est cependant très répandu et exploité pour les cultures de céréales. Il est aussi fertile mais très sensible aux effets du changement climatique, à la dégradation anthropique, au feu et à l'érosion.

3-2. Analyse des paramètres d'entrée des modèles d'évapotranspiration

3-2-1. Températures

La température caractérise l'état physique de l'air du point de vue de son action sur nos organes qui débouche sur un degré de froid ou de chaud. Cette sensation de chaud ou de froid peut être qualifiée par le toucher, mais elle ne peut être quantifiée qu'à partir des instruments de mesure appropriés appelés thermomètre ou thermographe ou thermocouple. La température se mesure, soit en degré Celsius (°C), soit en Kelvin : $T(\text{Kelvin}) = T(\text{Celsius}) + 273,15$. La surface du sol reçoit le rayonnement solaire et ceci est transmis par conduction en profondeur.

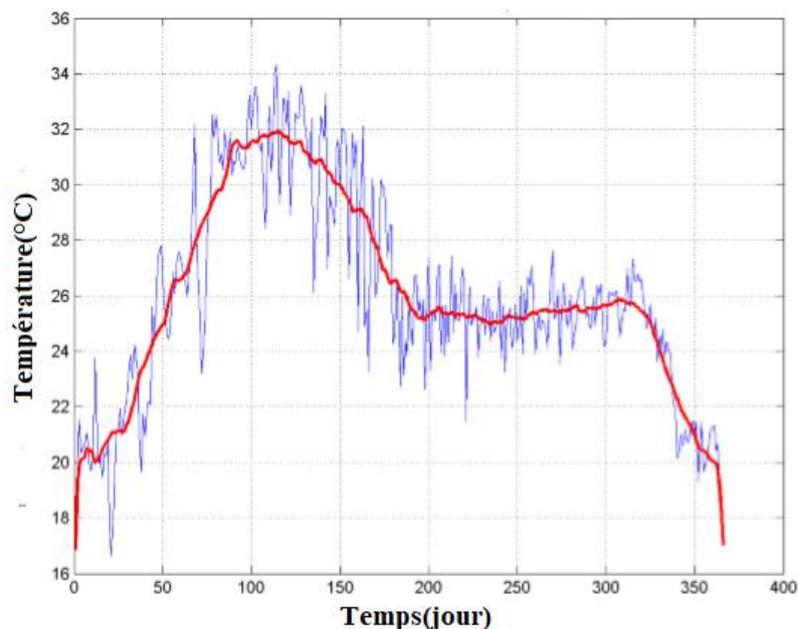


Figure 2 : Cycle journalier et variation intra-annuelle de la température journalière. La ligne foncée représente la moyenne mouvante filtrée à 30 jours

Les températures journalières ne sont autres que la moyenne journalière des températures horaires mesurées au cours d'une journée. Des températures élevées supérieures à 30°C sont observées sur le site d'étude de Mars à Juin. Avec l'établissement de l'hivernage, la température décline à partir de Juin et oscille autour de 25°C jusqu'à la fin des événements pluvieux en Octobre. Vers mi-novembre, la température commence à chuter avec l'arrivée des masses d'air froides, l'harmattan, et la plus faible valeur de la température est atteinte au tour de 16°C en fin décembre. La zone resterait sous l'influence de l'harmattan jusqu'à l'arrivée de la mousson annonçant le début du prochain hivernage.

3-2-2. Humidité relative

L'humidité relative de l'air correspond à la quantité de vapeur d'eau dans l'air par rapport à la capacité maximale que ce dernier peut en contenir. La distribution de la vapeur d'eau sur le globe terrestre dépend de la vitesse d'évaporation et du transport de la vapeur d'eau par les courants d'air. L'humidité relative de l'air s'exprime en pourcentage (%) et est mesurée par lecture directe d'un instrument appelé hygromètre. Elle dépend de la température et de la pression. La **Figure-3a** nous édifie sur la variation horaire du cycle journalier de l'humidité relative observée au 1^{er} janvier 2012. L'humidité relative horaire oscille entre 9 % observée à 15 H et 60 % observée à 7H. Elle croit de la valeur de 42 % (à minuit) à sa valeur maximale (60 %) à 7 heure 30 mn, correspondant à la dernière partie de la nuit. Elle chute de cette valeur à sa valeur minimale (9 %) à 15heure puis progresse pour atteindre enfin de la journée à 40 %. Les valeurs de l'humidité relative, de façon générale, sont élevées pendant la nuit et faibles pendant le jour. La comparaison des variations horaires de la température et de l'humidité relative confirme qu'elles sont en opposition de phase car l'élévation de la température de surface du sol entraine une diminution de l'humidité relative. Le maximum de l'humidité relative s'observe avant le lever du soleil et le minimum vers 15 heure. La variation intra-annuelle représentée sur la **Figure 3b** permet de constater que l'humidité relative journalière oscille entre 7 % observée en mars et 88 % observée en Juillet.

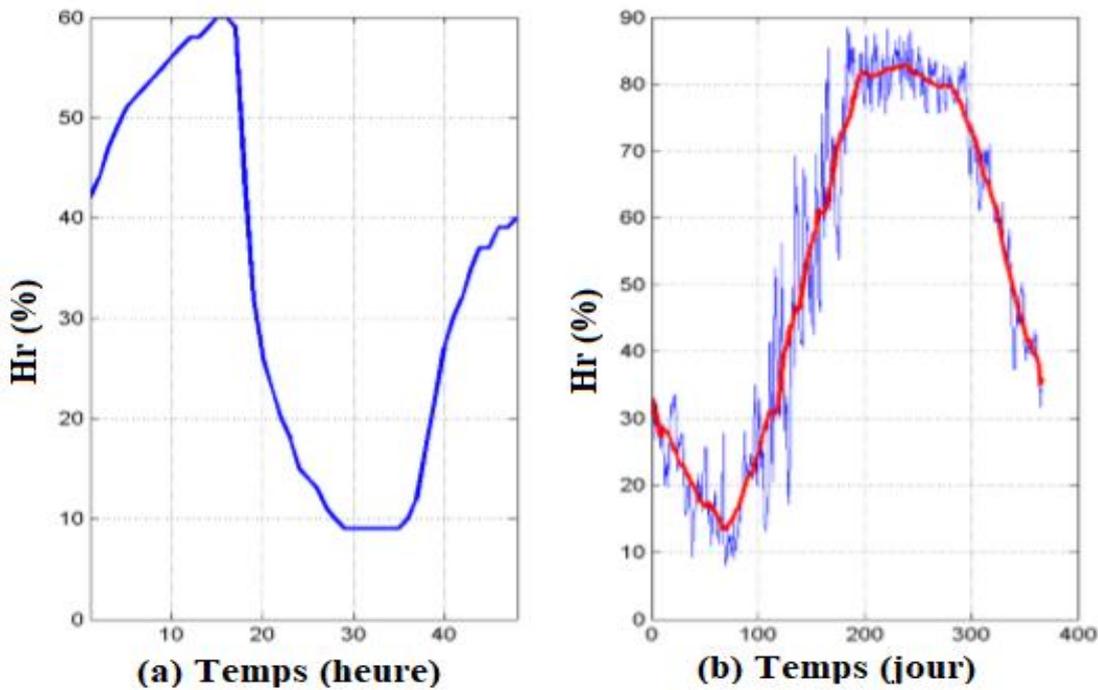


Figure 3 : Cycle journalier (a) et variation intra-annuelle de l'humidité relative, la ligne foncée représente la moyenne mouvante filtrée à 30 jours (b)

La **Figure 3b** indique qu'elle décroît de 32 % environ en janvier à sa valeur minimale, 7 % en mars. De cette valeur minimale, elle croît jusqu'à 88 %, sa valeur maximale observée en Juillet. En suite l'humidité relative journalière chute à 35 % environ en fin décembre, correspondant à l'après pluie et début du froid. L'humidité relative et la vitesse d'évaporation liée à la température varient en sens inverse. Nous remarquons, sur la **Figure 3**, que l'humidité relative est minimale en saison sèche et maximale en saison pluvieuse. Cette variation s'explique par le fait qu'en saison sèche la vitesse d'évaporation est maximale et minimale en saison pluvieuse.

3-2-3. Pression atmosphérique

La pression atmosphérique est la conséquence de l'agitation incessante et désordonnée des molécules du mélange gazeux qui constitue l'air. La répartition des pressions et leurs variations jouent un rôle important dans l'analyse météorologique et dans l'évolution du temps. L'instrument de mesure de la pression atmosphérique est le baromètre qui est inventé en 1643 par le physicien italien Torricelli. L'étude des variations de la pression atmosphérique permet de déterminer la direction du déplacement des perturbations, le creusement ou le comblement des zones de hautes et de basses pressions ; elle permet également de suivre la tendance générale du temps en un lieu donné. Les relevées horaires pour un cycle journalier (**Figure 4a**) indiquent que la moyenne horaire de la pression oscille entre 1015 Pa observée à 17 H et 1020 Pa observée à 10 H. La pression subit une décroissance de 1019 Pa à 1018 Pa entre 00 H et 7 H puis remonte pour atteindre sa valeur maximale (1020 Pa) à 10 Heure. Elle chute de cette maximale à la minimale 1015 Pa observée à 17 Heure puis elle croît jusqu'à 1019 Pa observée à la fin de la journée. L'évolution intra-annuelle de la moyenne journalière de la pression (**Figure 4b**) indique la fluctuation de la pression autour de la moyenne mouvante calculée à partir du filtrage sur 30 jours. Elle est en sa maximale (1018 Pa) au 1er janvier et au 30 décembre. Sa minimale (1009 Pa) est retrouvée au 8 avril.

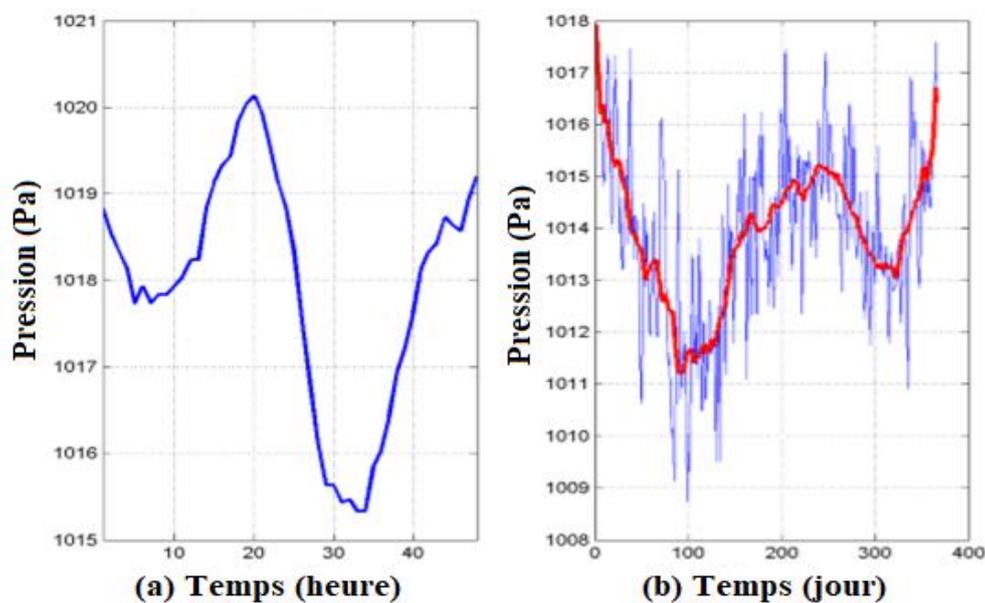


Figure 4 : Cycle journalier (a) et variation intra-annuelle de la pression atmosphérique (b), la ligne foncée représente la moyenne mouvante filtrée à 30 jours

Au cours de la fluctuation autour de la moyenne mouvante, elle change de concavité, de façon considérable, deux fois : la 1ère concavité va du 1er janvier en décrivant son allure passant par son minimum en avril et atteint sa fin en juillet ; la 2ème concavité passe d'août en allant par son minimum au mois de novembre et

s'achève en fin d'année. La **Figure 4b** laisse observer en janvier un premier maximum (1016 Pa) de pression à cause de l'influence de l'anticyclone des Açores (zone de haute pression où le vent est faible et le temps est beau avec un ciel souvent bien dégagé); la pression diminue et en avril on distingue un premier minimum (1011 Pa) lié au passage vers le nord de la dépression équatoriale (zone de basse pression où le vent est plutôt fort et le temps est mauvais avec un ciel souvent fort encombré et des précipitations fréquentes). La pression ensuite augmente pour atteindre le second maximum (1015 Pa) en septembre à cause de l'influence de l'anticyclone de Sainte Hélène. En fin la pression diminue et on observe le second minimum (1013 Pa) en novembre au moment du passage de la dépression équatoriale vers le sud.

3-2-4. Insolation

L'insolation est la durée pendant laquelle le Soleil est hors de tout effet de masque pendant une journée et l'instrument météorologique qui la mesure est l'héliographe. La terre reçoit des rayonnements solaire (direct et diffus) de courte longueur d'onde et thermique provenant de l'atmosphère puis elle émet, par réflexion, une fraction de ce rayonnement solaire et aussi un rayonnement thermique de grande longueur d'onde. Ce n'est récemment que les mesures systématiques du rayonnement solaire global ont pu être entreprises à l'aide du pyranomètre. La moyenne horaire du rayonnement solaire est une fonction qui s'annule dans les intervalles de 0 heure à 7 heure environ et aussi de 19 heure à 00 heure environ. Elle atteint sa valeur maximale (892 w/m²) à 12 h 30 mn (**Figure 5a**). Il est à constater que le lever du soleil de la dite journée est 7 heure et le coucher 19 h 30 mn. Cet aspect indique bel et bien que le soleil est au ciel de 7 heure à 19 h 30 mn.

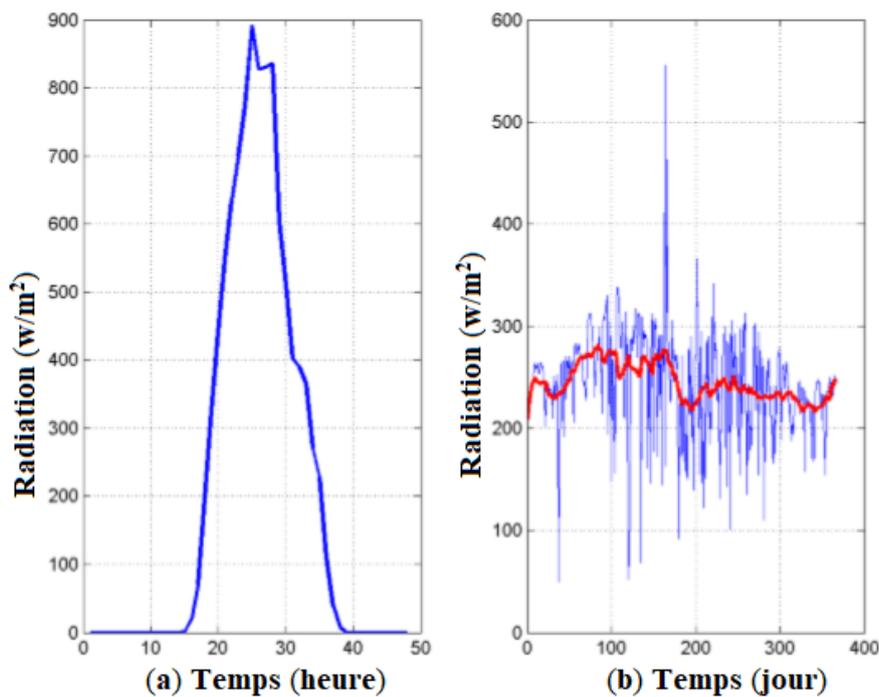


Figure 5 : Cycle journalier (a) et variation intra-annuelle du rayonnement solaire journalière (b), la ligne foncée représente la moyenne mouvante filtrée à 30 jours

La **Figure-5b** montre l'évolution intra-annuelle de la moyenne journalière du rayonnement solaire. La fluctuation du rayonnement journalier présente une variance très élevée au tour de la moyenne mouvante. Sa valeur maximale (555,6 W/m²) est observée en juin et la minimale (49,17 w/m²) est obtenue en février. La moyenne mouvante du rayonnement reste oscillante dans l'intervalle 200-300 w/m² et y reste durant toutes les journées de l'année en question.

3-2-5. Vent

Deux paramètres principaux contribuent à la formation des vents à la surface de la Terre : la température et la pression. Par exemple, lorsqu'une masse d'air se réchauffe, elle s'élève en altitude au-dessus des couches plus froides, ce qui génère une diminution de la pression. Pour combler le vide, la masse d'air voisine va s'engouffrer dans l'espace laissé vacant : ce mouvement crée le vent dont sa vitesse se mesure à l'aide d'un anémomètre.

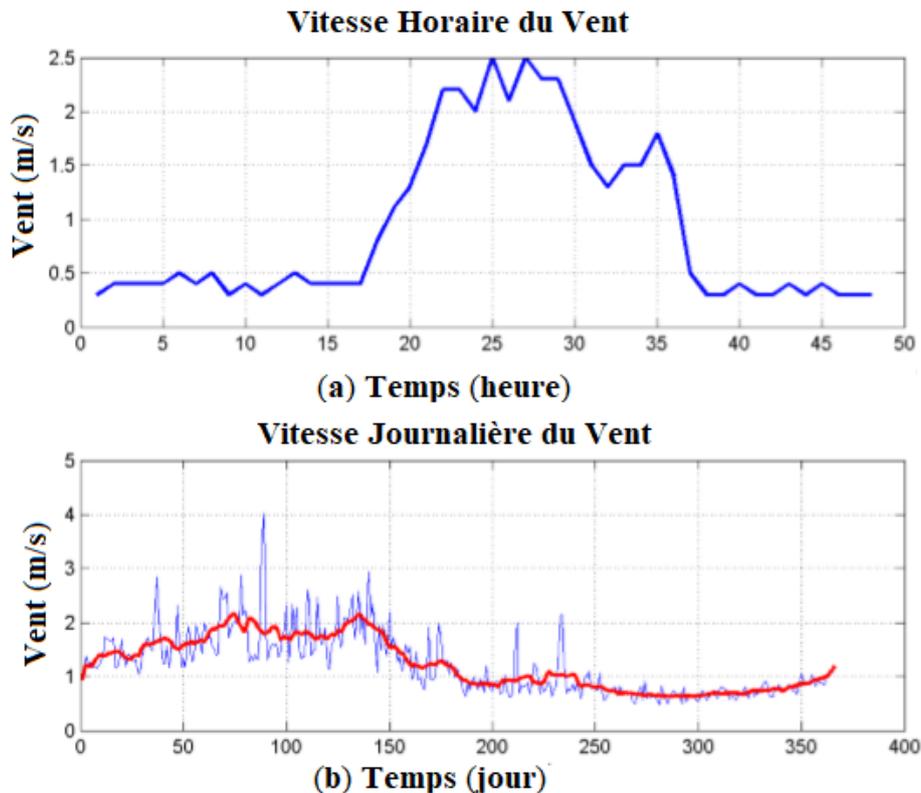


Figure 6 : Cycle journalier (a) et variation intra-annuelle de la vitesse du vent (b), la ligne foncée représente la moyenne mouvante filtrée à 30 jours

Un vent fort, en contact avec la surface de l'eau ou du corps humain favorise le phénomène de l'évaporation (l'énergie cinétique est perdue en chaleur). La série temporaire sur la **Figure-6a** montre que la vitesse moyenne horaire reste faible et oscille autour de la valeur 0,3 m/s de 19Heure à 8Heure. Cependant, le temps reste peu stable pendant le jour avec un vent pouvantatteindre une vitesse de 2,5 m/s entre midi et 13 Heure. Il est à remarquer que le vent a une vitesse supérieure à 0.5 m/s pendant toute la journée. Cette élévation de la vitesse du vent pendant le jour est tout à fait raisonnable puisque l'échauffement non uniforme des sols et de l'atmosphère due au rayonnement solaire favorise des instabilités et des mouvements d'advection. La moyenne journalière de la vitesse du vent se meut avec une vitesse maximale de 4 m/s (**Figure 6b**), observée en mars et une valeur minimale de 0,5 m/s en octobre. De janvier à juin la moyenne mouvante de la vitesse du vent reste supérieure à 1 m/s, alors qu'elle est inférieure à 1 m/s pendant la période de juillet à décembre. Du mois de mai au mois de juillet, la vitesse du vent subit une décroissance de 1,92 m/s à 0,63 m/s, elle devient plus ou moins constante autour de 0,9 m/s durant aout-septembre. La croissance considérable est observée du mois de janvier au mois de mars suivant 1,34 m/s à 1,98 m/s. On constate que les plus grandes vitesses du vent sont observées du mois de janvier au mois de juin parce qu'en ce moment de l'année la radiation solaire est beaucoup élevée et qu'elles restent faibles de juillet à décembre sous une radiation moins élevée.

3-3. Variabilité temporaire de l'évapotranspiration potentielle

L'évapotranspiration potentielle (ETP) est un paramètre très important pour la détermination du bilan hydrique. En pleine activité physiologique (Thornthwaite, 1948), l'ETP représente la quantité maximale d'eau qu'un couvert végétal peut émettre dans l'atmosphère. Elle est caractérisée à la fois par la transpiration des arbres et l'évaporation de l'eau à la surface du sol et dans le couvert végétal. Les formules écophysologiques [21] sont celles qui font, pour l'estimation de l'ETP, l'usage des formules basées sur les températures, intégrant le rayonnement solaire, ou des formules plus complexes prenant en compte des processus énergétiques. Parmi les différentes formules, celle de Penman-Monteith et de Turc sont les plus utilisées et différentes études ont comparées les performances de ces deux formules. Le nombre de formules qui ont été proposées, pour estimer l'évapotranspiration potentielle (qui est un paramètre hydro-agroclimatique adhésif à la formule de la détermination du bilan hydrique), montre combien dans ce domaine il est difficile d'aboutir à une conception universelle satisfaisante. Les ajustements statistiques (Thornthwaite, Turc par exemple) ne sont applicables qu'à des domaines géographiques limités. En général on peut avancer que la validité des résultats est fonction du nombre des facteurs atmosphériques pris en compte, c'est à dire en fait des données climatiques disponibles, là où l'on veut évaluer l'évapotranspiration potentielle. Le choix d'une méthode dépendra essentiellement de la précision requise pour l'activité envisagée et du réseau de mesure que l'on décidera de mettre en place. Les formules de Penman-Monteith et de Turc font l'objet de ce mémoire pour raison de la disponibilité des données adéquates et pour leurs efficacités d'accession à une bonne estimation du bilan hydrique de la zone d'étude.

3-3-1. Variation de l'ETP estimée par la méthode de Turc (1949) et Thornthwaite (1944)

L'ETP présente une valeur élevée de mi-février à juin et sa valeur décline pendant l'hivernage, de juillet à octobre. Durant ces deux périodes, la moyenne mouvante de l'ETP reste presque entièrement supérieure à 4mm avec une valeur maximale de 5,45 mm par jour observée en début d'avril. Les valeurs supérieures à 5mm de la moyenne mouvante de l'ETP estimées par la formule de Turc sont observées de mars à mai coïncident à un moment chaud et sec puis elle reste, en grande partie, entre 4 et 5 mm pendant un moment marquant la présence de plus ou moins de pluies et de froids (*Figure 7*).

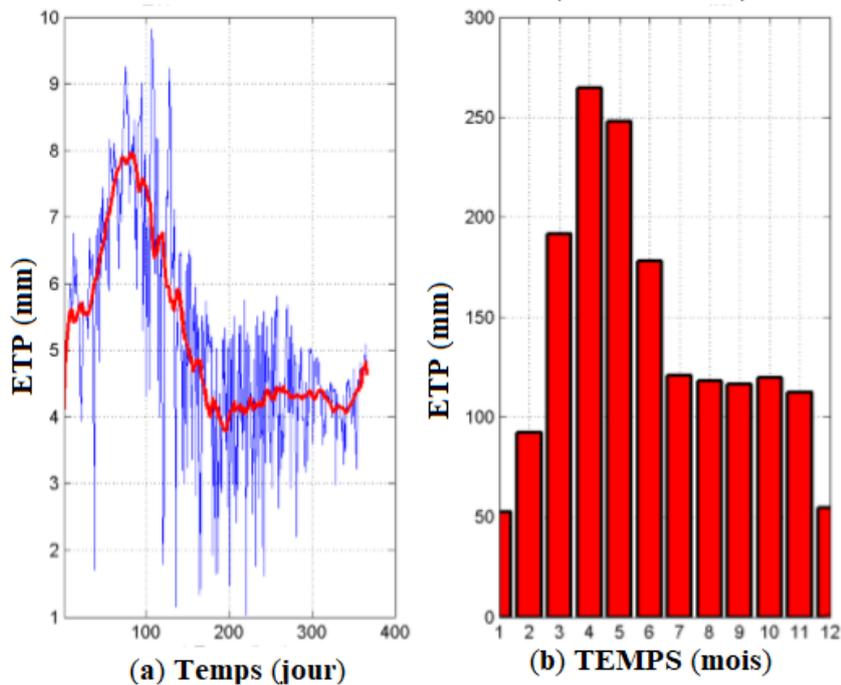


Figure 7 : Variation intra-annuelle de l'ETP journalière, la ligne foncée représente la moyenne mouvante filtrée à 30 jours (a) et mensuelle (b) estimée respectivement par la formule de Turc et Thornthwaite

A l'échelle mensuelle (**Figure 7b**), l'ETP a des valeurs comprises entre 50 mm et 265 mm par mois. Elle va de 92,29 mm au mois de février pour atteindre sa valeur maximale (264,6 mm) au mois d'avril. Elle vient en juillet à 120,8 mm pour y rester à peu près jusqu'au mois d'octobre puis elle se retrouve au mois de décembre à 54,76 mm. Les grandes valeurs de l'ETP mensuelle évaluée par la méthode de Thornthwaite sont du mois de mars au mois de juillet où la température atmosphérique est conséquente. Elles restent moins variantes jusqu'au novembre corrélées à des températures moyennes mensuelles à peu près constantes. La dernière partie, étant caractérisée par des valeurs moins élevées que les précédentes, se déroule dans la saison froide.

3-3-2. Variation de l'ETP estimée par la formule de Penman-Monteith

L'estimation de l'ETP par la formule de Penman-Monteith est plus complexe mais plus précise, la méthode intègre les processus énergétiques au niveau des surfaces d'échange entre l'atmosphère et le sol. En utilisant cette approche, l'ETP est estimée à différents pas de temps pour la durée de l'année 2012.

• Cycle journalier de l'ETP horaire

La moyenne horaire de l'ETP varie en amplitude d'une saison à une autre tout en gardant la même allure de cycle journalier. L'ETP s'annule pendant la nuit due à l'absence de rayonnement solaire et pendant le jour elle suit l'allure de la température et atteint sa valeur maximale aux environs de 15 heures (**Figure 8**). Comme réponse directe à la variation de la température, l'amplitude de l'ETP est plus considérable dans la saison mars-avril-mai (M.A.M) correspondant à la saison la plus chaude de l'année. Cependant la valeur de l'ETP est peu élevée dans les périodes juin-juillet-août (J.J.A) et septembre-octobre-novembre (S.O.N). Ces baisses de valeur de l'ETP sont explicables par la présence de forte humidité dans l'air favorisant des événements pluvieux pendant la période J.J.A. et aussi par l'entrée de l'air froid d'origine extratropical, connu sous le nom harmattan, qui reste dominant de novembre jusqu'à février. Les périodes D.J.F. et M.A.M. sont caractérisées par une variation conséquente de l'ETP à cause de la présence de la chaleur ardente de la saison sèche de la localité.

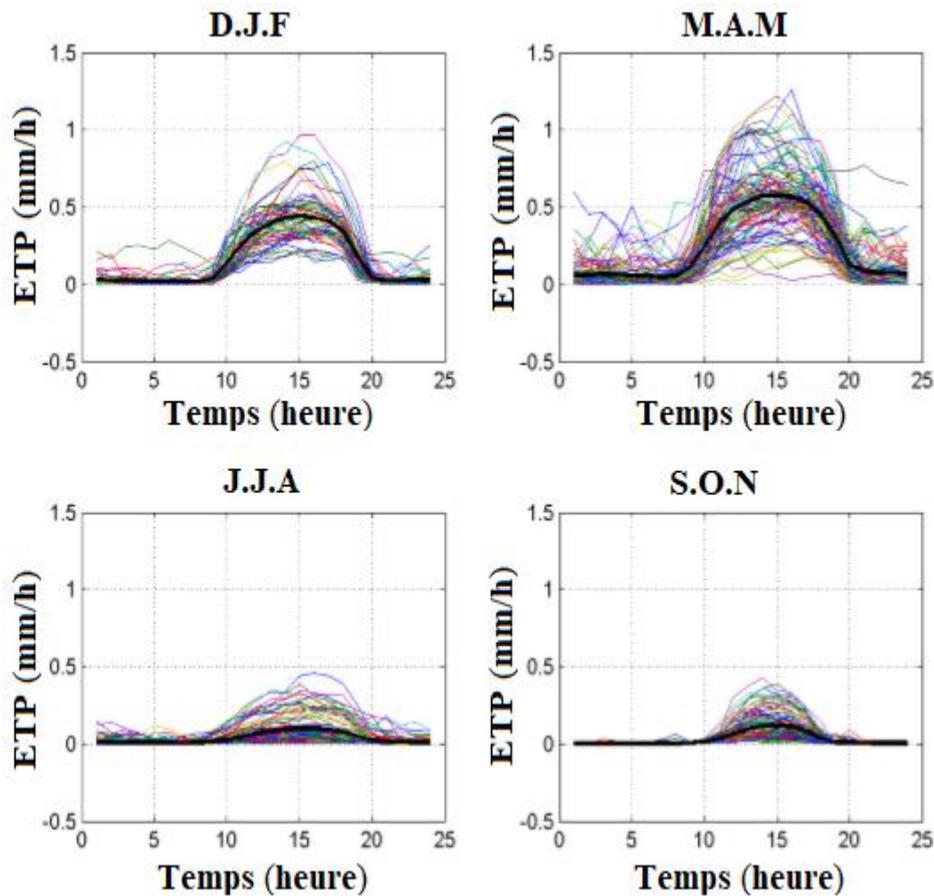


Figure 8 : Cycle journalier de l'ETP horaire estimée par la méthode de Penman-Monteith au cours des saisons DJF, MAM, JJA et SON ; la ligne foncée représente la moyenne mouvante filtrée à 30 jours

• *Variation intra-annuelle des moyennes journalière et mensuelle de l'ETP*

La série temporelle sur la **Figure 9a** montre que l'ETP journalière de Penman-Monteith croit de 3,38 mm/jour observée en janvier à sa valeur maximale 17,49 mm/jour observée en mars. Ensuite elle décroît pour atteindre sa valeur minimale 0,99 mm/jour en juillet. Elle reste faible et oscille presque entre 2mm à 4mm par jour autour de sa moyenne mouvante jusqu'à la fin de Décembre. A l'échelle mensuelle (**Figure 9b**), l'ETP décroît légèrement de janvier (263,5 mm) à février (262,1 mm) puis elle croit pour atteindre sa maximale (295,7 mm) au mois de mars. Elle vient au mois d'avril en 282,2 mm puis croit en 289,1 mm au mois de mai avant de revenir à sa minimale (223,1 mm) au mois de juillet. Un autre maximum (256,6 mm) est observé au mois de septembre. Elle atteint 243 mm en décembre.

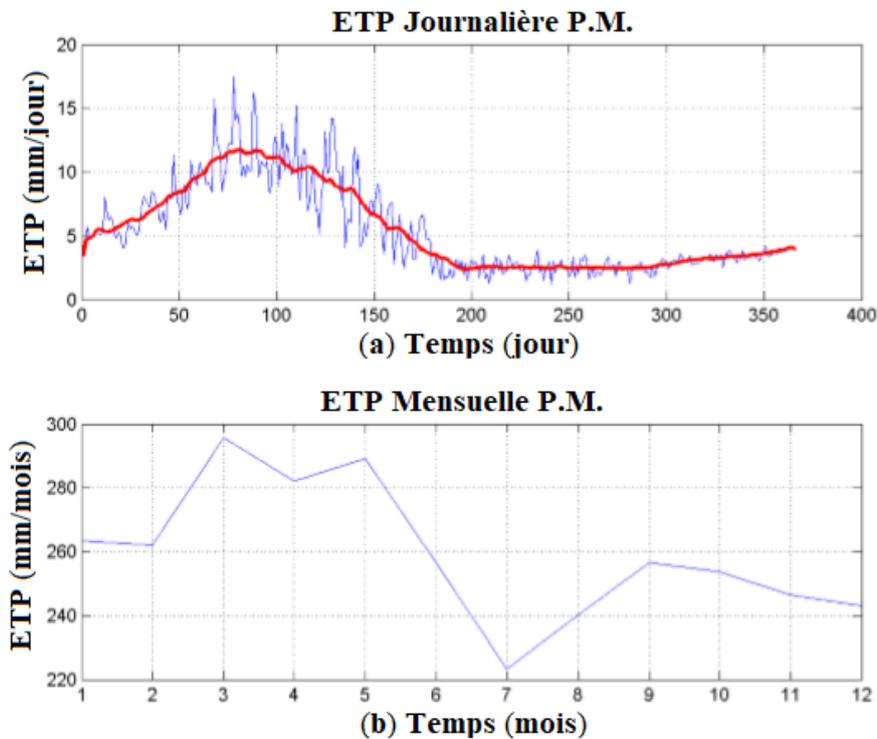


Figure 9 : Variation saisonnière de l'ETP journalière (a) et mensuelle (b) estimée par la formule de Penman-Monteith : la ligne foncée représente la moyenne mouvante filtrée à 30 jours

Les plus grandes valeurs de l'ETP s'observent de mars à mai correspondant à la période la plus sèche et la plus chaude de la zone d'étude. Les plus faibles valeurs de l'ETP sont observées du mois de juillet au mois de décembre.

3-4. Variation intra-annuelle de la précipitation

Les données de pluie font partie des données d'entrée essentielles des modèles de détermination du bilan hydrique. Dans les formulations des modèles de bilan hydrique, les précipitations sont prises, très souvent sous forme de cumuls horaires, journaliers et mensuels. Les pluies de la zone d'étude sont générées par l'ensemble des processus physiques et microphysiques qui découlent des interactions entre des flux de mousson (qui transporte l'humidité de l'océan Atlantique vers le continent) et d'harmattan (qui est un vent sec transportant des grosses particules du Sahara). La précipitation devient presque le seul facteur limitant des activités agricoles car la saison des pluies se concentre entre le mois de mai à octobre au Sud, de juillet à septembre au Nord, tandis que la période sèche s'étale de 06 mois (du mois de novembre au mois d'avril) au Sud et de 09 mois (du mois d'octobre au mois de juin) au Nord.

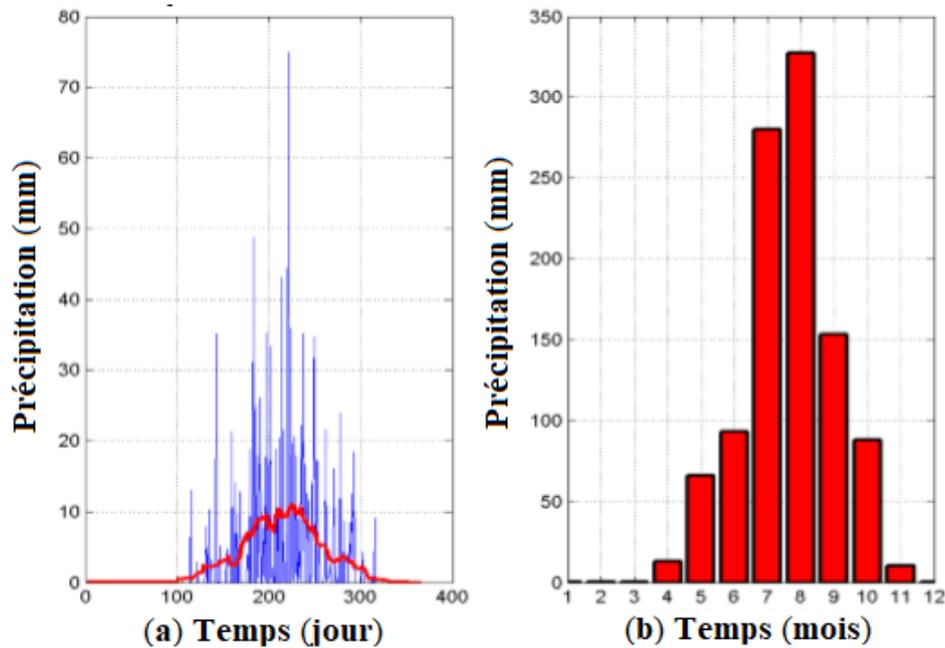


Figure 10 : (a) Evolution intra-annuelle de la précipitation journalière, la moyenne mouvante de 30 jours de filtrage est représentée en ligne foncée et (b) Histogramme de la Précipitation mensuelle

La pluie saisonnière varie d'un jour en un autre et en des heures différentes (*Figure 10a*). Les précipitations abondantes sont tombées dans la saison J.J.A (juin-juillet-août) où le nombre maximum de jours de pluie est enregistré avec un maximum de 24,78 mm. Dans la période M.A.M (mars-avril-mai), il y a eu quelques jours de pluie avec un maximum de 6,9 mm. Après la période J.J.A, la saison S.O.N (septembre-octobre-novembre) vient en deuxième position en nombre de jours de pluies avec un maximum de 13,63 mm. La courbe de la précipitation rase l'axe des temps durant la période D.J.F (décembre-janvier-février). La pluviométrie reste presque zéro jusqu'au 104^{ème} jour et du 323^{ème} au 366^{ème} jour. La maximale de pluie journalière (74,9 mm) est observée au 221^{ème} jour. On constate, sur la *Figure-10b*, la présence abondante des pluies à partir du 115^{ème} jour avec 13 mm et prend fin au 316^{ème} jour avec 9,14 mm. La plus grande valeur de pluviométrie moyenne mensuelle de 2012 enregistrée sur la *Figure-10b* est 327.2 mm. Elle est précipitée au mois d'août. Les premières pluies sont enregistrées à partir du mois de mars et les dernières pluies au mois d'octobre.

3-5. Evolution du bilan hydrique à différentes échelles de temps

La compréhension des interactions entre la surface du sol et l'atmosphère en zone soudanienne est particulièrement intéressante en raison du lien étroit observé entre condition atmosphérique et variabilité des paramètres du sol, ainsi que le rôle important que joue l'évapotranspiration dans le bilan hydrologique. La capacité d'un sol à se laisser traverser par l'eau est aussi fonction de son humidité initiale. Plus un sol est sec plus la vitesse d'imbibition est faible. L'écoulement verticale d'eau du sol (et la réalimentation des nappes) ne peut se faire que si la réserve utile du sol (quantité d'eau retenue du fait des forces de capillarité ou eau immobile) est dépassée.

3-5-1. Variation de la moyenne horaire du bilan hydrique

C'est très pertinent d'observer que les valeurs des moyennes horaires du bilan hydrique de Penman-Monteith sont toutes négatives et très proches de zéro durant les périodes décembre janvier-février (D.J.F) et mars-avril-mai (M.A.M). Ces périodes sont caractérisées par l'absence totale de pluie. Durant les périodes

hivernales, on observe, pour l'ensemble des jours, que le bilan hydrique est positif avec une maximale (13,6mm) à 12heure de la journée considérée et les autres maxima sont à estimer par l'étude de la figure-11 pendant les périodes J.J.A et S.O.N. C'est une période de faible valeur d'évapotranspiration avec quelques jours de pluies. Les pluies, en général, sont tombées au petit matin ou soir correspondant à des moments où la convection est très faible.

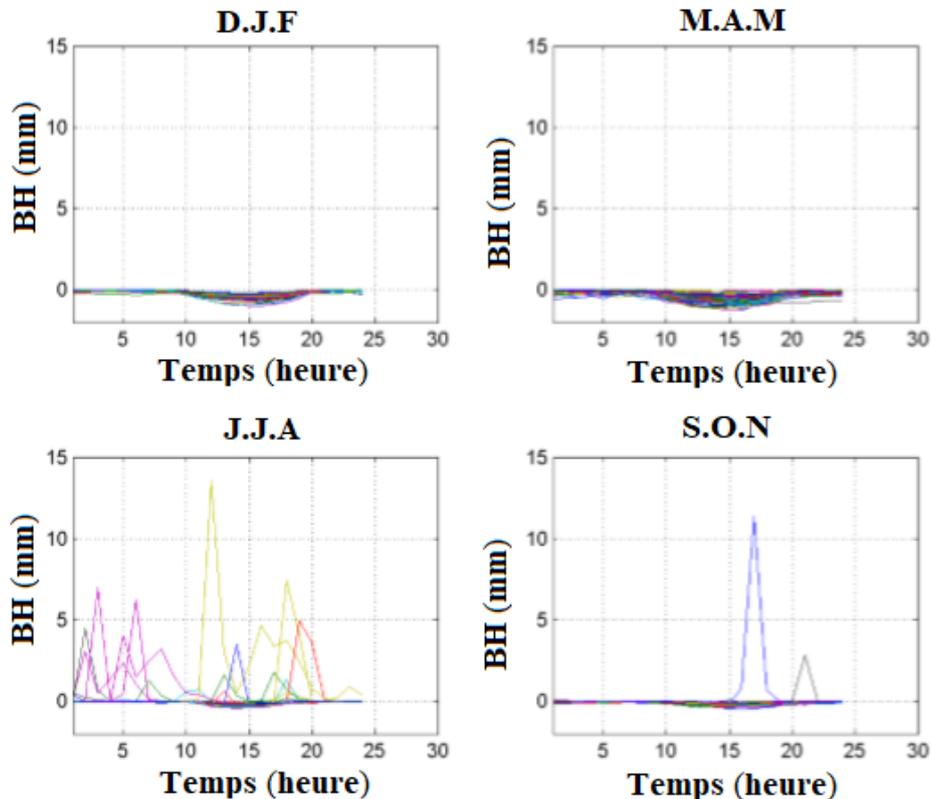


Figure 11 : Cycle journalier du bilan hydrique horaire de Penman-Monteith

3-5-2. Variation inter-saisonnière de la moyenne journalière du bilan hydrique

L'évolution inter-saisonnière de la moyenne journalière du bilan hydrique est représentée sur la **Figure 12**. Ce bilan hydrique journalier est estimé par la formule de Penman-Monteith (**Figure 12a**) et par la méthode de Turc (**Figure 12b**). Pour les deux méthodes, le bilan hydrique reste négatif tout au long de la période d'octobre-juin. Durant cette période, le bilan hydrique est déficitaire due à la quasi-absence d'événements pluvieux ou de la présence de très forte évapotranspiration. Pendant cette période de déficit de bilan hydrique, le contenu en eau de l'atmosphère est très faible comparé au contenu en eau du sol. Puisqu'il n'y a pas de pluie disponible pour satisfaire les besoins des plantes, par conséquent elles puisent l'eau dans les réserves du sol et les transpirent sous l'effet de la forte température. Ainsi le système sol-plante perdra de l'eau et le bilan hydrique est dit négatif. Les plantes continueront à souffrir de déficit d'eau jusqu'à l'établissement prochain de la mousson en juin marquant le début de l'hivernage. Le régime de la mousson caractérise la période juillet-septembre avec une atmosphère chargée de vapeur d'eau favorisant ainsi la pluviosité dans la zone. Le système sol-plante reçoit plus d'eau de l'atmosphère (par précipitation) qu'il n'en fournisse et le bilan hydrique restera positif jusqu'à l'affaiblissement de la mousson en septembre marquant la fin progressive de l'hivernage.

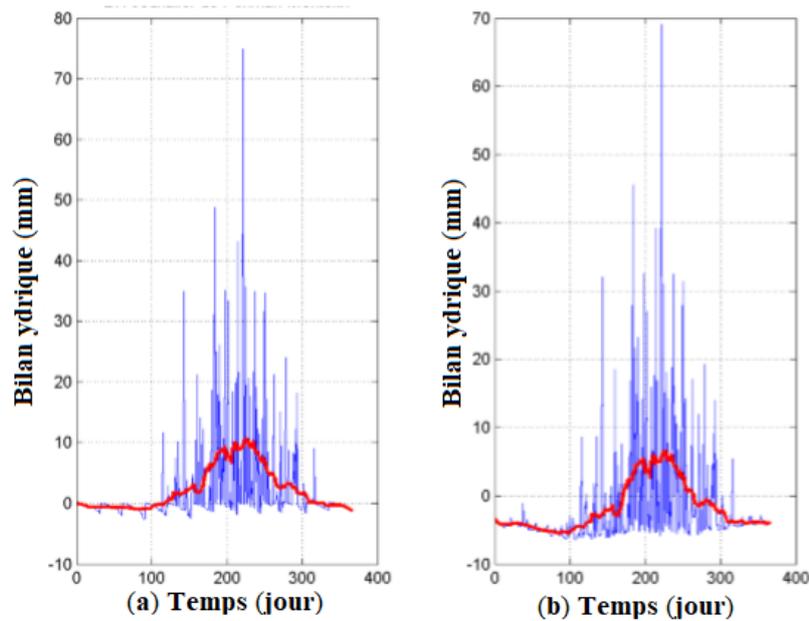


Figure 12 : Variation intra-annuelle du bilan hydrique journalier issu de l'ETP de Penman Monteith (a) et de Turc (b). La ligne foncée représente la moyenne mouvante filtrée à 30 jours

3-5-3. Variation mensuelle du bilan hydrique

Les objectifs visés pour ce travail sont prometteurs au vu des résultats du bilan hydrique issus des deux méthodes mensuelles aboutissant à la même nature de courbe. Mais en grandeur, ces deux résultats sont différents car on voit partout les valeurs de Thornthwaite supérieures à celles de Penman-Monteith avec leur maximale respective 209 mm et 87 mm atteintes au même mois d'août. Il est à remarquer, par observation de leur courbe de la **Figure 13**, que leur minimale (respectively : -251 mm au mois d'avril et -295 mm au mois de mars) sont comparables mais obtenues en des mois différents. Toutes ces deux méthodes ont leurs valeurs positives pendant la période pluvieuse et les valeurs négatives à la saison sèche de la zone d'étude.

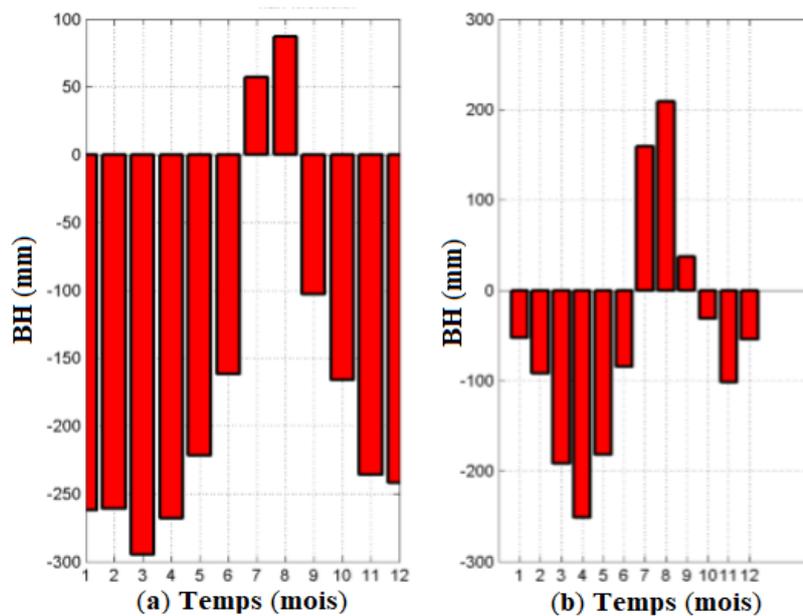


Figure 13 : Comparaison des bilans hydriques estimés à partir de Penman-Monteith (a) et Thornthwaite (b)

4. Conclusion

Pour toutes les méthodes, le bilan hydrique reste déficitaire tout au long de la période d'octobre-juin due à la quasi-absence d'événements pluvieux ou de la présence de très forte évapotranspiration. Pendant cette période de déficit de bilan hydrique, le contenu en eau de l'atmosphère est très faible comparé au contenu en eau du sol. Pendant cette période sèche, les plantes continueront à souffrir de déficit d'eau jusqu'à l'établissement de la mousson en juin marquant le début de l'hivernage. Le régime de la mousson caractérise la période juillet-septembre avec une atmosphère chargée de vapeur d'eau favorisant ainsi la pluviosité dans la zone. Durant cette période humide, le bilan hydrique restera positif jusqu'à l'affaiblissement de la mousson en septembre marquant la fin progressive de l'hivernage. Au regard de tous les paramètres climatiques qui entrent dans la détermination du bilan hydrique et les différents domaines de la science qui s'y intéressent, nous pouvons exprimer que la maîtrise de cette grandeur physique contribue beaucoup à l'appréhension de la notion de quantification de l'eau. Les méthodes d'estimation de l'évapotranspiration potentielle pour ce travail sont disproportionnées car le souhait était d'avoir deux méthodes d'estimation de l'évapotranspiration potentielle pour trois échelles (horaire ou saisonnière, journalière et mensuelle) avec la pluviométrie correspondante afin d'accéder à deux bilans hydriques évalués différemment. La méthode traitant les trois échelles obtenues pour ce travail est celle de Penman-Monteith. Les autres méthodes utilisées pour les échelles respectives sont : journalière (méthode de Turc) et mensuelle (méthode de Thornthwaite). Du fait que l'estimation de l'évapotranspiration potentielle disponible pour les plantes soit très complexe, les courbes qui en sont dérivées sont le fruit d'un grand nombre de simplifications. Cependant, nous avons montré à travers différentes études que ces courbes constituent une avancée par rapport aux données qui sont disponibles. Ce travail comble un vide dans la connaissance de l'évolution spatio-temporaire du bilan hydrique. Les méthodes utilisées peuvent être généralisées et adaptées à d'autres territoires sous réserve de disposer des données élémentaires nécessaires aux calculs.

Remerciements

Ces activités de recherche ont été pleinement soutenues par "International Science Programme (ISP)" dans le cadre du financement du projet IPPS-MAL01 à travers le Laboratoire d'Optique, de Spectroscopie et des Sciences Atmosphériques (LOSSA) de la Faculté des Sciences et Techniques de Bamako (FST).

Références

- [1] - Rapport National sur le Développement Durable au Mali dans la perspective de RIO+20, (juin 2012)
- [2] - OMM and UNESCO, Y aura-t-il de l'eau sur la terre, OMM Nr857 (1997)
- [3] - C. BARON, L'eau en Afrique : disponibilité et accès, *Futuribles*, 359 (2009) 33 - 56
- [4] - N. BREDAN, A. GRANIER, G. AUSSÉNAC, La sécheresse de 2003 dans le contexte climatique des 54 dernières années : analyse écophysiological et influence sur les arbres forestiers. *Revue Forestière Française*, Vol. 56, N° 2 (2004) 109 - 131 p.
- [5] - Y. LEFEVRE, F. L. EBOURGEAIS, N. BREDAN, Comportement des essences forestières sur sol à nappe temporaire. *Revue Forestière Française*, spécial « L'eau et la forêt », Vol. 58, N° 4 (2007) 295 - 304 p.
- [6] - E. B. BOKONON-GANTA, les climats de la région du Golf du Bénin, Afrique Occidentale. Thèse de doctorat du 3e cycle. Paris IV, Sorbonne, (1987) 248 p + Annexes
- [7] - M. BOKO, Climat et communautés rurales du Bénin rythmes climatiques et rythmes de développement, thèse d'Etat ès-lettres 2 volumes, Didjon, (1988) 607 p.

- [8] - L. LE BARBE & T. LEBEL, Rainfall climatology of the Hapex-Sahel region during the years 1950 - 1990. *J. Hydrol.* 188/189, (1997) 43 - 73
- [9] - C. HOUNDENOU, K. HERNADEZ, Modification de la saison pluvieuse dans l'Atacora 1961- 1990. Un exemple de sécheresse, Vol. 9, N°1 (1998) 23 - 34 p.
- [10] - I. YABI, Particularités de la variabilité pluviométrique entre 7° et 8° de latitude nord au Bénin. Mémoire de maîtrise, DGAT/FLASH/UAC, (2002) 29 p.
- [11] - E. W. VISSIN, Contribution à l'étude de la variabilité des précipitations et des écoulements dans le bassin béninois du fleuve Niger, Mémoire de DEA, Université de Bourgogne, (2001) 59 p.
- [12] - A. A. Y. TOSSA, Changements climatiques et dynamique hydrologique au Bénin. Mémoire DEA, Université d'Abomey Calavi, (2005) 91 p.
- [13] - L. OLIVIER, Evolution du bilan hydrique à l'échelle de bassins-versants en contexte de changement climatique Mise en place d'une méthodologie, (2014)
- [14] - C. W. THORNTHWAITE, J. R. MATHER, The water balance. Laboratory of Climatology, Publication in Climatology, N°8 (1955)
- [15] - A. J. KERKHOFF, S. N. MARTENS, G. A. SHORE, B. T. MILNE, Contingent effects of water balance variation on tree cover density in semiarid woodlands. *Global Ecology & Biogeography*, 13 (2004) 237 - 246
- [16] - E. C. RIORDAN, P. W. RUNDEL, Modelling the distribution of a threatened habitat: *the California sage scrub*. *Journal of Biogeography*, 36 (2009) 2176 - 2188
- [17] - M. AGOUSSINE, M. SAIDI, B. IGMOULAN, Reconnaissance des ressources en eau du bassin d'Ouarzazate (Sud-Est Marocain), (2004)
- [18] - F. BOUTELDJAQUI, M. BESSENASSE, A. GUENDOUZ, Etude comparative des différentes méthodes d'estimation de l'évapotranspiration en zone semi-aride. *Revue « Nature & Technologie »*, N° 07 (Juin 2012) 109 - 116 p.
- [19] - J. B. FISHER, R. J. WHITTAKER, Y. MALHI, Potential evapotranspiration in geographical ecology. *Global Ecology and Biogeography*, 20 (2011) 1 - 18
- [20] - N. HOUDA, Investigation sur la Percolation Profonde en Zone Irriguée par Bilan hydrique et Télédétection ; Cas de la plaine du Haouz, Bassin de Tensift, Thèse - Maroc, (2018)
- [21] - LEBOURGEOIS and PIEDALLU, Appréhender le niveau de sécheresse dans le cadre des études stationnelles et delagection forestière à partir d'indices bioclimatiques, (2005)
- [22] - G. T. MUTONDO, D. K. KAMUTANDA, A. M. NUMBI, Evaluation du bilan hydrique dans les milieux anthropisés de la forêt claire (région de Lubumbashi, Province du Haut-Katanga, R.D. Congo). Méthodologie adoptée pour l'estimation de l'évapotranspiration potentielle. *Geo-Eco-Trop*, 42, 1 (2018) 159 - 172
- [23] - M. JABLOUN and A. SAHLI, Evaluation of FAO-56 methodology for estimating reference evapotranspiration using limited climatic data : Application to Tunisia, *Agricultural Water Management*, 95 (6) (2008) 707 - 715
- [24] - R. ALLEN, L. PERIERA, D. RAES and M. SMITH, FAO Irrigation and Drainage: Crop Evapotranspiration (guidelines for computing crop water requirements), FAO, Paper, N° 56 (1996)
- [25] - J. V. SUTCLIFFE et B. S. PIPER, Bilan hydrologique en Guinée et Togo-Bénin. *Hydrol.continent.*, Vol 1, N°1 (1985) 51 - 61 p.