

Modélisation pluie-débit et classification hydroclimatique Rainfall-runoff modeling and hydroclimatic classification

Zoubeïda Bargaoui, Hamouda Dakhlaoui and Ahmed Houcine

Volume 21, Number 2, 2008

20^e anniversaire de la *Revue des Sciences de l'Eau*

URI: <https://id.erudit.org/iderudit/018468ar>

DOI: <https://doi.org/10.7202/018468ar>

[See table of contents](#)

Publisher(s)

Université du Québec - INRS-Eau, Terre et Environnement (INRS-ETE)

ISSN

0992-7158 (print)

1718-8598 (digital)

[Explore this journal](#)

Cite this article

Bargaoui, Z., Dakhlaoui, H. & Houcine, A. (2008). Modélisation pluie-débit et classification hydroclimatique. *Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science*, 21(2), 233–245. <https://doi.org/10.7202/018468ar>

Article abstract

The research of hydrological similarity is very important for runoff estimation with respect to ungauged basins. The Budyko radiative dryness index may represent a control parameter for the estimation of actual evapotranspiration ETR, as output of rainfall-runoff models. These models are generally adjusted according to hydro – climatic observations, without taking account for energy balance insights. Budyko index helps defining climatic or geobotanic regions, in which rainfall-runoff models may be enrolled. To develop these ideas, the HBV rainfall-runoff model is adopted, coupled to a SCE-UA optimisation tool. It is proposed to perform the model adjustment taking explicitly account for ETR regional estimation, as a constraint. The calibration method adopts an objective function combining three criteria: minimization of runoff root mean square error, minimization of water budget simulation error, minimization of the difference between mean annual simulated ETR and regional ETR. It is found that, by this way, model performances are enhanced, especially for the validation period.

MODÉLISATION PLUIE-DÉBIT ET CLASSIFICATION HYDROCLIMATIQUE

Rainfall-runoff modeling and hydroclimatic classification

ZOUBEÏDA BARGAOUTI*, HAMOUDA DAKHLAOUI, AHMED HOUCINE

École Nationale d'Ingénieurs de Tunis
BP 37, 1002, Tunis, Tunisie

Reçu le 10 janvier 2008, accepté le 28 février 2008
Issu du colloque « 20^e anniversaire de la *Revue des Sciences de l'Eau* »

RÉSUMÉ

La recherche de similarité hydrologique est très importante pour l'estimation des débits aux bassins non jaugés. L'indice radiatif d'aridité, proposé dans le modèle de bilan hydrique de Budyko, en combinaison avec le bilan radiatif, représente un paramètre de contrôle de l'ETR (évapotranspiration réelle). Cet indice permet de définir des régions climatiques ou géobotaniques dans lesquelles s'inscrivent les modèles pluie-débit ajustés d'après des historiques d'observations hydroclimatiques. Le présent travail utilise le modèle HBV muni d'une routine d'optimisation à l'aide de l'algorithme SCE-UA. Il propose une méthodologie de calage dans laquelle on tient explicitement compte de l'ETR établie à grande échelle, à partir de l'indice d'aridité. Cette méthode de calage adopte comme fonction objective la combinaison de trois critères : minimisation de l'écart quadratique sur les débits, minimisation de l'écart sur le bilan hydrique, minimisation de l'écart à l'ETR régionale. On montre qu'ainsi, on améliore la performance du modèle en période de validation.

Mots clés : *classification hydrologique, modèle HBV, modèle Budyko, SCE-UA, pluie- débit.*

ABSTRACT

The research of hydrological similarity is very important for runoff estimation with respect to ungauged basins. The Budyko radiative dryness index may represent a control parameter for the estimation of actual evapotranspiration ETR, as output of rainfall-runoff models. These models are generally adjusted according to hydro – climatic observations, without taking account for energy balance insights. Budyko index helps defining climatic or geobotanic regions, in which rainfall-runoff models may be enrolled. To develop these ideas, the HBV rainfall-runoff model is adopted, coupled to a SCE-UA optimisation tool. It is proposed to perform the model adjustment taking explicitly account for ETR regional estimation, as a constraint. The calibration method adopts an objective function combining three criteria: minimization of runoff root mean square error, minimization of water budget simulation error, minimization of the difference between mean annual simulated ETR and regional ETR. It is found that, by this way, model performances are enhanced, especially for the validation period.

Key words: *hydrologic classification, HBV model, Budyko model, SCE-UA, rainfall-runoff.*

*Auteur pour correspondance :
Téléphone: 216-70-869-396
Télécopie : 216-71-872-729
Courriel : zoubaida.bargaoui@laposte.net

1. INTRODUCTION

Des questions de recherche soulevées par la modélisation pluie-débit en bassin versant, celle de la transposition des résultats aux bassins non jaugés présente des enjeux scientifiques et opérationnels très importants. Dans le cas des quantiles de débits maximaux de crue pour le dimensionnement des ouvrages hydrauliques, le transfert des informations d'un site jaugé en un site non jaugé a utilisé des méthodes statistiques de classification en définissant, par exemple, des régions hydrologiques homogènes (BURN, 1990). L'analyse des résultats de la classification suggère que les paramètres de contrôle sont les caractéristiques physiques et hydroclimatiques des bassins versants, parmi lesquelles la pluie et le rapport de l'évapotranspiration potentielle à la pluie. Les caractéristiques de forme (géologie, pédologie, topographie), et les caractéristiques hydroclimatiques permettent de définir des mesures de similarité hydrologique entre bassins versants (WAGENER *et al.*, 2007) pour la simulation de la variabilité spatiotemporelle des débits en réponse aux précipitations. Les phénomènes modélisés doivent, en effet, prendre en compte le fait que les biomes modélisés obéissent à une distribution spatiale bien déterminée. Leur zonation est effectivement largement tributaire des facteurs climatiques. La combinaison des facteurs climatiques, par exemple température-humidité de l'air ou ensoleillement-précipitation, est même déterminante pour le développement des espèces vivantes dans une région donnée. Ainsi, du fait de la classification spatiale des facteurs écologiques (climatique, édaphique, topographique et hydrologique), la classification hydroclimatique s'impose comme cadre général pour l'inférence des modèles pluie-débit et l'application des résultats aux bassins non jaugés. On rejoint une vision écosystémique de la modélisation pluie-débit qui intègre le fait que les écosystèmes présentent une zonation, que ce soit en latitude ou en altitude.

La végétation est la caractéristique principale d'un biome. Sa prise en compte dans la modélisation du bilan hydrique intègre le couplage du cycle de l'eau avec les flux énergétiques. Le rayonnement solaire est le facteur énergétique essentiel qui conditionne l'activité photosynthétique et contrôle le cycle vital. Le rayonnement solaire net se répartit entre les flux de chaleur sensible et ceux de chaleur latente. L'ETR, ou chaleur latente effective, est le terme du bilan énergétique qui assure le couplage entre bilans hydrique et radiatif. Facteur de contrôle des écoulements, l'ETR constitue un paramètre bioclimatique très important en milieu continental. Est-ce qu'une restitution fiable des débits suffit pour assurer la conformité de l'ETR aux valeurs de références régionales correspondant aux écosystèmes étudiés?

Les travaux de MILLY (1994) ont contribué à faire connaître auprès de la communauté scientifique des hydrologues les modèles de Budyko et de Turc en tant que

cadres généraux de variabilité de l'ETR sur la Terre. Ces modèles ont pour point de départ des solutions particulières et asymptotiques de l'équation du bilan hydrique couplée à l'équation du bilan radiatif. Ces modèles font l'hypothèse que, sur le long terme, on peut considérer que la répartition des précipitations se fait entre évapotranspiration et écoulement, en négligeant les transferts verticaux dans le sol. Une autre hypothèse consiste à négliger la chaleur sensible dans l'équation du bilan hydrique, tout en insistant sur le fait que cette hypothèse est valable pour les surfaces suffisamment humides mais n'est pas justifiée en climat aride. BUDYKO (1974) montre que la relation entre pluviométrie annuelle et écoulement annuel est contrôlée par le rayonnement net. À une valeur donnée de pluviométrie correspondent différentes valeurs de lames écoulées, dépendamment du rayonnement net. De même, à un niveau donné de pluviométrie, l'ETR dépendra du rayonnement net.

Ainsi, Budyko introduit un indice radiatif d'aridité DI (dryness index) défini comme le rayonnement net moyen interannuel R_n , rapporté à la précipitation moyenne interannuelle P : $DI = R_n/P$. Faible pour les régions plutôt humides (à pluviométrie élevée et ETP réduite), il est fort pour les régions à caractère aride (pluies faibles, ETP fortes). Cet indice définit des régions géobotaniques. Supérieur à 3 pour les déserts, il est compris entre 2 et 3 pour les régions semi-arides, entre 1 et 2 pour les steppes, prairies et savanes, selon la valeur du rayonnement net. Toujours en fonction de celui-ci, les valeurs entre 1/3 et 1 peuvent comprendre des savanes tropicales, des forêts des latitudes moyennes alors que les valeurs inférieures à 1/3 correspondent à la Toundra (BUDYKO, 1974).

D'autres indices sont proposés dans la littérature pour quantifier la plus ou moins importante aridité d'un climat. Le quotient pluviothermique d'Emberger constitue une mesure de l'aridité climatique permettant une classification des climats méditerranéens. Il est couramment utilisé en écologie pour l'étude de la répartition spatiale des espèces et des peuplements végétaux (RAMADE, 1984). Prenant en compte la moyenne des températures minimales du mois le plus froid, il a pour expression :

$$I_p = 1000 P / \left[\frac{(M + m)}{2} (M - m) \right] \quad (1)$$

avec

P : pluie moyenne annuelle en mm;

M : moyenne des maxima de température du mois le plus chaud de l'année (°K);

m : moyenne des minima de température du mois le plus froid de l'année (°K).

S'il permet une classification climatique, cet indice n'offre pas de lien explicite avec les termes du bilan hydrique alors que l'avantage du modèle de Budyko réside dans le fait qu'il place R_n comme un contrôle de l'ETR.

Le modèle de Budyko s'écrit :

$$ETR/P = \phi(R_n/P) \quad (2)$$

où ETR, R_n et P sont des moyennes annuelles et exprimées en mm et où ϕ est une fonction. Lorsque R_n est exprimée en unités énergétiques ($\text{cal}/\text{cm}^2/\text{min}$), on la multiplie par la chaleur latente de vaporisation qui est une fonction de la température ($1 \text{ mm}/\text{j} = 58,5 \text{ cal}/\text{cm}^2/\text{jour}$).

Selon BUDYKO (1974), repris par SHIKLOMAVOV (1989), c'est OL'DEKOP en 1911 qui aurait, le premier, proposé une formulation empirique reliant les caractéristiques du climat aux variables du bilan hydrique (pluie et écoulement). Cette formulation incorporait le concept d'« évaporation maximum probable » E_0 et proposait de considérer le rapport P/E_0 . Selon MILLY (1994), elle a été reprise dans les travaux de Budyko en 1948, sur la base d'une analyse dimensionnelle qui a conduit à considérer le rapport R_n/P comme indice radiatif d'aridité. Par contre, la fonction ϕ était empirique en postulant qu'en climat aride, l'ETR approche P, alors qu'en climat humide, l'ETR approche R_n .

La forme proposée par Budyko pour ϕ est :

$$\phi(x) = [x (\text{th}(x^{-1})) (1 - \cosh(x) + \sinh(x))]^{1/2} \quad (3)$$

Testée sur 1 200 bassins versants observés pour lesquels l'ETR a été évaluée comme la différence entre pluie et lame écoulée, l'équation (2) avec (3) restituent le rapport ETR/P avec une erreur de 10 % (BUDYKO, 1974). Cet auteur a cependant noté des déviations systématiques dues à l'effet orographique.

Une autre forme pour ϕ a été proposée par CHOUDHURY (1999) avec :

$$\phi(x) = (1 + x^{-v})^{-1/v} \quad (4)$$

où v est un paramètre qui dépend des caractéristiques du bassin. MILLY et DUNNE (2002) rapportent que le paramètre $v = 2,1$ restitue pratiquement l'équation (2) de Budyko alors que la valeur $v = 2$ correspond à l'équation de Turc-Pike. Ils appellent le modèle des équations (2) et (4) modèle de Turc-Pike. Selon CHOUDHURY (1999), plus le bassin est grand, plus v est petit et moins il y a d'ETR. Une valeur de 2,6 a été reportée pour des microbassins et 1,8 pour des grands bassins. Utilisant des observations sur un large nombre de bassins versants, des valeurs de v variant de 1,5 à 2,6 ont été ajustées empiriquement (MILLY et DUNNE, 2002).

Le rapport $ID_{\text{etp}} = ETP/P$ où ETP représente l'évapotranspiration potentielle moyenne annuelle en mm, est un autre indice d'aridité proposé dans la littérature

(BUDYKO, 1974). Dans une zonalité basée sur l'indice ETP/P, BUDYKO (1974) distingue les régions désertiques ($ETP/P > 3$) des régions à humidité insuffisante avec un indice compris entre 1 et 3 (forêts, steppes, région à végétation subtropicale xérophytique). FARMER *et al.* (2003) mettent en évidence le fait que la forme de la courbe des débits classés en une station de jaugeage dépend de la valeur de l'indice d'aridité (elle est d'autant plus abrupte que l'indice est important).

PINOL *et al.* (1991) ont généralisé une approche proposée par HSUEN CHUN (1988) dans laquelle l'ETR est exprimée en fonction de ID_{etp} et de l'ETP, ce qui conduit au modèle qu'on notera simplement par la suite modèle de Hsuen Chun (HC) :

$$ETR/ETP = [ID_{\text{etp}}^k / (1 + ID_{\text{etp}}^k)]^{1/k} \quad (5)$$

Les valeurs reportées pour l'estimation de k à partir des bassins jaugés s'étendent de 1,03 à 2,40 (PINOL *et al.*, 1991). Selon ces auteurs, les valeurs de k dépendent du type de végétation.

Essentiellement axés sur la reproduction des débits aux points jaugés, les modèles pluie-débit incorporent en général de manière assez sommaire l'ETP, et cela semble justifié par la faible sensibilité des débits simulés à l'ETP. ANDRÉASSIAN (2005) reporte, par exemple, des expériences sur 62 bassins versants où il conclut qu'une connaissance spatiale fine de l'ETP n'améliore pas beaucoup les performances de reconstitution des débits de crue dans le cas des modèles hydrologiques GR4 et TOPMO en raison de la « correction » opérée sur les paramètres du modèle.

Les modèles pluie-débit, dont le maniement le plus courant est destiné au dimensionnement des ouvrages hydrauliques, à la gestion de l'eau et au contrôle de la pollution hydrique, sont généralement calés en considérant une reproduction acceptable des débits de rivière, sans retour véritable sur les autres termes du bilan hydrique. D'autres variables de contrôle, par exemple la teneur en eau du sol (LAMB *et al.*, 1998), les niveaux piézométriques (SEIBERT, 2000) ou les débits d'étiage (DUNNE, 1999) ont été associées pour améliorer la reconstitution des débits observés. Est-ce qu'un modèle calé à partir d'observations sur les débits peut reconstituer des valeurs acceptables d'ETR, relativement à la zone hydroclimatique du bassin simulé? Est-ce qu'un modèle pluie-débit est sensible à l'intégration d'une information régionale sur l'ETR à long terme? Est-ce qu'une information régionale sur l'ETR à long terme améliore l'estimation des débits?

Pour tenter d'étudier ces questions, la méthodologie (section 2) repose sur le croisement de l'information climatologique et hydrologique pour déterminer l'indice d'aridité correspondant à un bassin versant donné.

La simulation pluie-débit repose sur l'optimisation des paramètres d'un modèle pluie-débit, sous divers scénarios comprenant la prise en compte d'une information hydrologique ou hydroclimatique comme objets de restitution par le modèle. Le cas d'étude (section 3) concerne des données hydropluviométriques et climatiques de la Tunisie. La section 4 analyse la sensibilité des résultats du modèle à l'intégration ou non de l'information concernant le zonage hydroclimatique.

2. MÉTHODOLOGIE

Le modèle HBV (BEGSTRÖM, 1976) est le support de cette étude. C'est un modèle à réservoirs, utilisé ici à l'échelle globale d'un bassin versant. Afin d'évaluer l'adéquation du modèle, une fonction objectif est choisie. Un algorithme d'optimisation, la méthode SCE-UA, Shuffled Complex Evolution, développée au sein de l'université d'Arizona (DUAN *et al.*, 1994), a été intégré au code du modèle HBV (DAKHLAOUI et BARGAOUI, 2007). L'ETP est imposée. Les données d'entrée du modèle sont les températures moyennes mensuelles de l'air, l'ETP mensuelle et la pluie journalière. Les données pour la minimisation de la fonction objectif sont les débits moyens journaliers.

Une estimation du rayonnement net, de l'ETP et des indices d'aridité est réalisée sur un ensemble de stations climatologiques qui seront utilisées comme stations de référence pour l'estimation de l'ETP pour des bassins versants contrôlés par des stations de jaugeage des débits. Les données pluviométriques et hydrologiques sont analysées pour estimer l'ETR en bassin versant et pour l'interpréter conformément au modèle de l'équation 5. Les résultats du calage du modèle sont analysés en matière d'ETR et de débit.

3. DONNÉES HYDROCLIMATIQUES

Neuf stations climatiques sont étudiées pour lesquelles est réalisée une estimation des valeurs moyennes interannuelles du rayonnement net et de l'ETP. Les valeurs mensuelles de durée d'insolation, de température minimale et maximale de l'air, d'humidité de l'air et de pluviométrie (données de l'Institut National de la Météorologie) pour les années 1990-2000 sont utilisées. La méthode d'estimation de R_n qui se réfère à ALLEN *et al.* (1998) est rappelée en annexe. La formule de TURC (1954) est utilisée pour estimer l'ETP à l'échelle mensuelle :

$$ETP_m = 0,4 T_{\text{moy}} [(R_g/N_j) + 50] / [R_g + 15] \quad (6)$$

où :

ETP_m : évapotranspiration potentielle mensuelle en mm;

T_m : température moyenne mensuelle en °C;

R_g : rayonnement global mensuel en $\text{cal.cm}^{-2} \text{ mois}^{-1}$;

N_j : nombre de jours du mois.

4. ZONALITÉ CLIMATIQUE ET GÉOBOTANIQUE

La figure 1 reporte les neuf stations selon le diagramme d'Emberger. Elles couvrent une large gamme de régions hydroclimatiques de la Tunisie. L'indice d'Emberger, ainsi que les indices radiatifs d'aridité ETP/P et R_n/P , sont sensibles à la valeur estimée de la pluie. Les zonalités obtenues en considérant les deux cas : la pluie estimée sur une période de 11 ans correspondant à la période d'estimation de R_n et la pluie estimée en considérant une moyenne sur le long terme (données publiées par la DGRE), peuvent en effet différer. Comme le montre la figure 1, la station de Béja change d'appartenance lorsqu'on considère la moyenne à long terme de la pluviométrie, alors que la station de Tabarka s'approche de la zone humide et celle du Kef de la zone subhumide.

Le tableau 1 compare les zonalités obtenues en considérant la pluie sur une courte série à celle sur le long terme, pour le modèle de Budyko. L'utilisation de la moyenne à long terme (LT) de la pluviométrie assure la cohérence entre les résultats de la zonalité selon Budyko avec ceux du diagramme d'Emberger. Finalement, les stations climatologiques étudiées sont de la région non humide et présentent un indice d'aridité ETP/P compris entre 1 et 5,3.

5. OBSERVATIONS DES DÉBITS ET LAMES ÉCOULÉES

Les observations de débits moyens annuels d'un réseau de 20 stations hydrométriques contrôlant des bassins dont les superficies sont comprises entre 56 et 9 014 km^2 sont analysées. La moyenne interannuelle des volumes écoulés rapportée à la superficie contrôlée permet d'évaluer la lame écoulee moyenne interannuelle. Dans le cas où la pluie moyenne interannuelle du bassin est publiée par la DGRE (Direction Générale des Ressources en Eau) dans ses rapports hydrométriques, c'est cette moyenne qui est utilisée. Dans le cas contraire, une station pluviométrique représentative est rattachée au bassin et sa moyenne pluviométrique longue durée est considérée. L'estimation de l'ETR sur le bassin versant est obtenue en prenant la différence entre pluviométrie et lame écoulee.

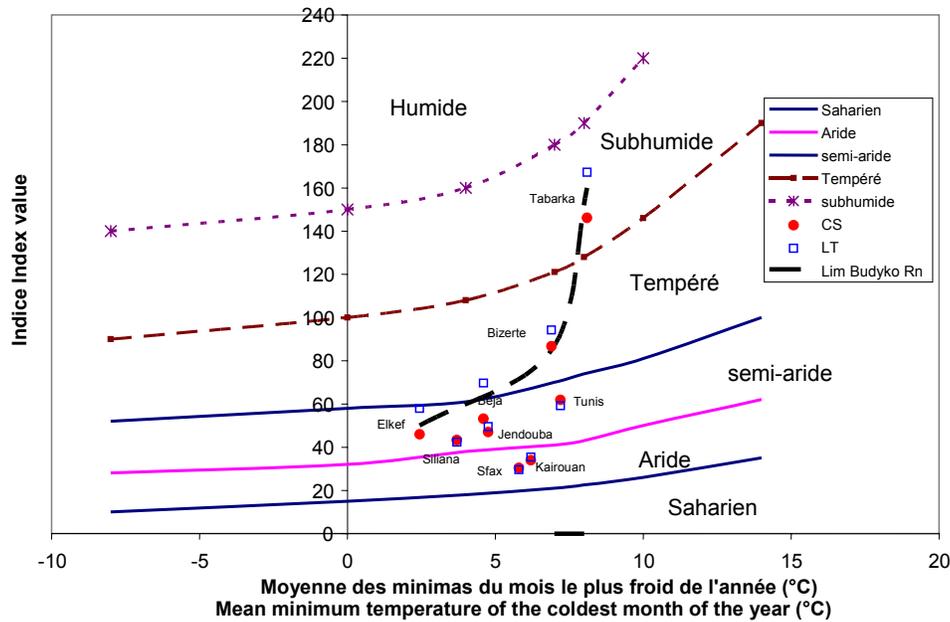


Figure 1 : Indices pluviométriques d'Emberger aux stations climatologiques.
Emberger index for climatological stations.

Tableau 1 : Indices radiatifs d'aridité aux stations et effet de la prise en compte d'une longue série de précipitations.
Table 1: Radiative dryness index and effect of the length of rainfall serie.

Station	PLT (mm)	ETP/P (CS)	Rn/P (CS)	Zone (CS)	ETP/P (LT)	Rn/P (LT)	Zone (LT)
Tabarka	1 085	1,1	1,4	1	1,0	1,3	1
Bizerte	680	1,9	2,2	2	1,7	1,9	1
Beja	651	1,9	2,2	2	1,6	1,8	1
El Kef	563	2,3	2,5	2	1,8	2,0	1
Jendouba	469	2,2	2,4	2	2,3	2,6	2
Tunis	442	2,4	2,6	2	2,5	2,7	2
Siliana	394	2,5	2,8	2	2,8	3,1	2
Kairouan	319	3,8	3,9	3	3,7	3,8	3
Sfax	228	5,2	5,5	3	5,3	5,6	3
1	prairie-steppe	2,0	semi-aride	3	aride		
CS	courte série	LT	long terme				

Selon sa localisation spatiale et l'étendue du bassin versant, chaque station hydrométrique est alors rattachée à une station climatologique voisine. Le rayonnement net interannuel estimé à la station climatologique est appliqué au bassin versant pour estimer l'indice DI. De même, l'ETP de la station climatologique voisine estime celle du bassin.

6. RÉSULTATS

6.1 Modèles d'estimation de l'ETR

L'ETR est estimée par les modèles de Budyko (équation 2) et de Hsuen Chun généralisé (équation 4) pour lequel plusieurs

valeurs hypothétiques du paramètre k sont testées. La figure 2 reporte les évaluations de l'ETR des bassins versants contrôlés et celles estimées portées en fonction de la pluviométrie annuelle moyenne. La valeur $k=1,5$ apparaît plus adéquate pour reconstituer les nuages de points expérimentaux.

La figure 2 met aussi en évidence le fait que la pluviométrie constitue bien un contrôle de l'ETR. La figure 3, qui compare les estimations de l'ETR à celles évaluées aux stations de jaugeage, permet de confirmer que le modèle de Hsuen Chun, généralisé avec $k=1,5$, apporte en général une estimation plus précise de l'ETR pour les bassins étudiés.

Les lames écoulées estimées aux stations de jaugeage sont comparées à celles du modèle de Hsuen Chun (HC) pour $k=1,5$ en figure 4. Malgré l'existence de quelques écarts importants, la comparaison est en général favorable. Ainsi, cette valeur de $k=1,5$ sera retenue comme une valeur régionale pour le modèle HC généralisé, lorsqu'il s'agira d'apporter une information régionale sur l'ETR pour le calage du modèle pluie-débit.

6.2 Résultats du modèle pluie-débit

Le modèle pluie-débit HBV est calé pour un bassin versant montagneux, le bassin de l'oued Sejnane, situé au nord de la Tunisie. Il s'agit d'un bassin versant de 378 km^2 , qui fait partie des bassins étudiés plus haut. Une période correspondant à huit années hydrologiques (du 1^{er} septembre au 31 août) entre

1964-1965 et 1970-1971 est étudiée. La pluie moyenne spatiale estimée par la méthode de Thiessen est de 931 mm en moyenne annuelle. Le débit moyen annuel est estimé à $2,43 \text{ m}^3/\text{s}$, l'ETR moyenne est de 728 mm . Les séries de pluies moyennes journalières et de débits moyens journaliers sont analysées pour inférer les paramètres du modèle pluie-débit HBV. Les quatre premières années sont utilisées pour le calage, alors que les quatre autres sont retenues pour la validation. Pour l'estimation de l'ETR, le modèle se réfère à l'ETP moyenne mensuelle estimée par l'équation de Turc à la station climatologique de Tinja, qui est la station climatologique la plus proche du bassin (mais qui ne fait pas partie des stations étudiées plus haut). Le modèle dispose en plus des données mensuelles de température de l'air pour la station Tinja.

La fonction objectif considère deux termes.

$$F_1 = \text{Nash}_{\text{DEB}} - w \text{ER}_{\text{BILAN, DÉBITS}} \quad (7)$$

où Nash_{DEB} est le coefficient de Nash correspondant à l'écart entre débits moyens journaliers calculés et mesurés;

$\text{ER}_{\text{BILAN, DÉBITS}}$ est la valeur absolue de l'erreur relative sur le total annuel des débits.

Ce terme a été introduit dans le calage des modèles pluie-débit pour améliorer la reconstitution des débits. Le coefficient w est généralement égal à $0,1$ (LINDSTRÖM *et al.* 1997). Cette fonction objectif considère le coefficient de Nash des débits et pénalise les solutions qui auraient une erreur relative importante relativement au débit moyen interannuel.

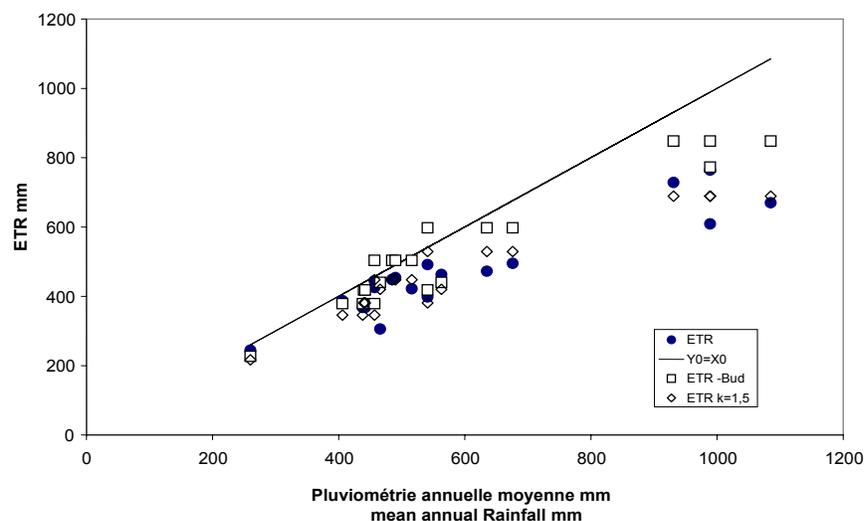


Figure 2 : ETR des bassins contrôlés et des modèles en fonction de la pluviométrie.
ETR estimated compared to ETR of gauging stations vs rainfall.

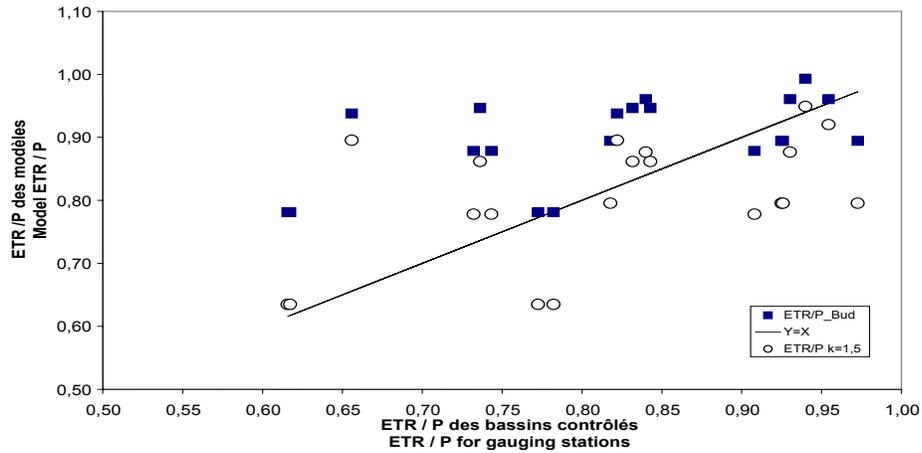


Figure 3 : ETR/P des bassins contrôlés comparée aux indices calculés (ETP selon TURC).
Comparison of estimated ETR/P to gauging stations values (ETP TURC model).

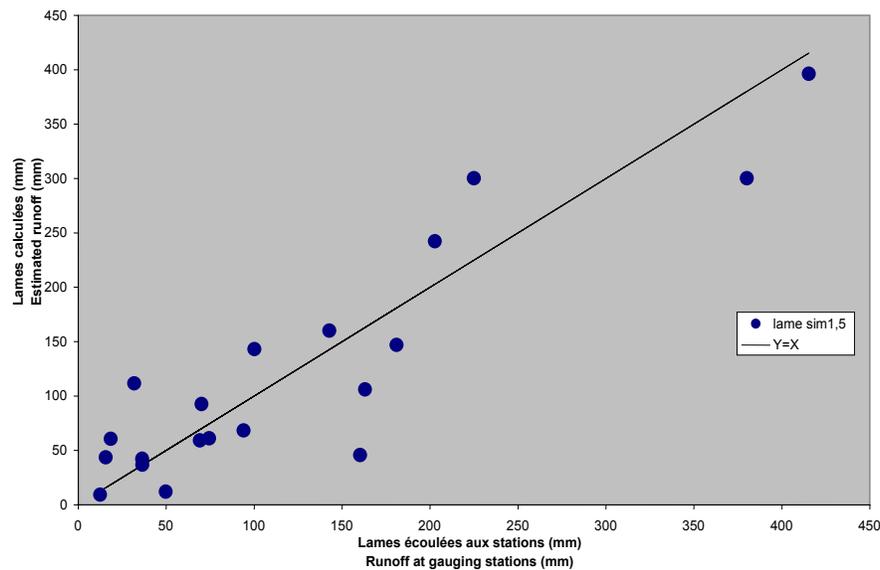


Figure 4 : Comparaison des lames écoulées du modèle HC ($k=1,5$) avec celles des stations.
Comparison of stations runoff to the HC ($k = 1.5$) model simulations.

Il est intéressant de constater que l'objectif de reconstitution du débit moyen annuel coïncide avec celui de reconstitution de l'ETR sous l'hypothèse de Budyko, selon laquelle l'ETR est la différence entre la pluie annuelle et la lame écoulee annuelle. D'ailleurs, on appelle généralement terme de bilan hydrique la quantité $ER_{\text{BILAN,DEBITS}}$. Ainsi, le choix de la fonction objectif F_1 rejoint le principe général d'intégration de la zonalité climatique et géobotanique dans les objectifs du calage.

L'optimisation cherche à minimiser F_1 . Les paramètres pour lesquels le calage est réalisé sont au nombre de 10. Le modèle considère, en outre, un facteur de correction de l'ETP, qui est optimisé en même temps que les paramètres. L'algorithme du SCE-UA permet d'obtenir la solution optimale respectivement à F_1 .

Après optimisation, le coefficient de Nash des débits est égal à 0,81 et l'écart relatif sur l'ETR de la série observée est de 5 %, ce qui représente un très bon score.

6.3 Reconstitution de l'ETR régionale

L'ETR estimée par le modèle régional HC généralisé pour l'hypothèse $k = 2,1$ est de 730 mm, alors que pour $k = 1,5$ elle correspond à une estimation de seulement 643 mm. Ainsi, l'ETR estimée sur 8 ans est plus proche du modèle correspondant à $k = 2,1$ qu'au modèle calé sur l'ensemble des 20 bassins considérés plus haut ($k = ,5$). Le tableau 2 reporte les ETR simulées en moyenne sur les 8 ans, comparativement à celles des modèles climatologiques. Le modèle HBV donne des résultats qui sont plus proches du modèle de Budyko (- 5 % d'écart contre 7 % pour le modèle HC).

À l'échelle annuelle, les valeurs de l'ETR simulées par HBV sont reportées en figure 5 et comparées à celles des modèles HC appliqués pour un pas de temps d'une année et non en

moyenne. On retrouve le fait que les simulations s'approchent du modèle HC pour $k = 2,1$.

La figure 6, qui reporte l'ETR annuelle simulée par HBV en fonction de la pluviométrie, retrouve le contrôle de l'ETR par la pluviométrie. Elle permet aussi de visualiser le fait que les simulations tendent à retrouver des estimations qui sont plus proches du modèle HC pour $k = 2,1$.

On voit ainsi que, malgré un très bon niveau de reconstitution des débits, l'information sur les débits ne semble pas suffisante pour garantir des sorties d'ETR compatibles avec la zonalité climatique et géobotanique. La conjugaison d'une importante variabilité temporelle des pluies annuelles ($P_{\min} = 628$ mm; $P_{\max} = 1\ 141$ mm sur 8 ans) et du contrôle opéré par la pluie sur l'ETR annuelle peuvent expliquer l'écart entre l'ETR des données et l'ETR régionale.

6.4 Effet de l'introduction d'une information sur l'ETR

L'analyse des coefficients d'écoulement annuels (lame écoulée/pluviométrie) en fonction de l'indice P/ETP (qui est un indice d'humidité) pour des bassins allant de 50 à 1 000 km², suggère une forte corrélation entre ces deux variables (WAGENER *et al.*, 2007). Ces auteurs proposent que la connaissance du régime climatique constitue une contrainte pour la prédiction des coefficients d'écoulement. Nous proposons, dans ce qui suit, de contraindre les débits simulés par une information sur l'ETR. Pour examiner l'effet d'une information relative à l'ETR régionale sur les résultats du

Tableau 2 : Évaluation de l'ETR du modèle HBV comparativement aux modèles HC.

Table 2: Evaluation fo HBV ETR compared to HC models.

ETR; HBV (mm)	ETR observations (mm)	ETR; k - 2,1 (mm)	ETR; k = 1,5 (mm)
689	728	730	643
Pourcentage de différence	- 5	- 67	

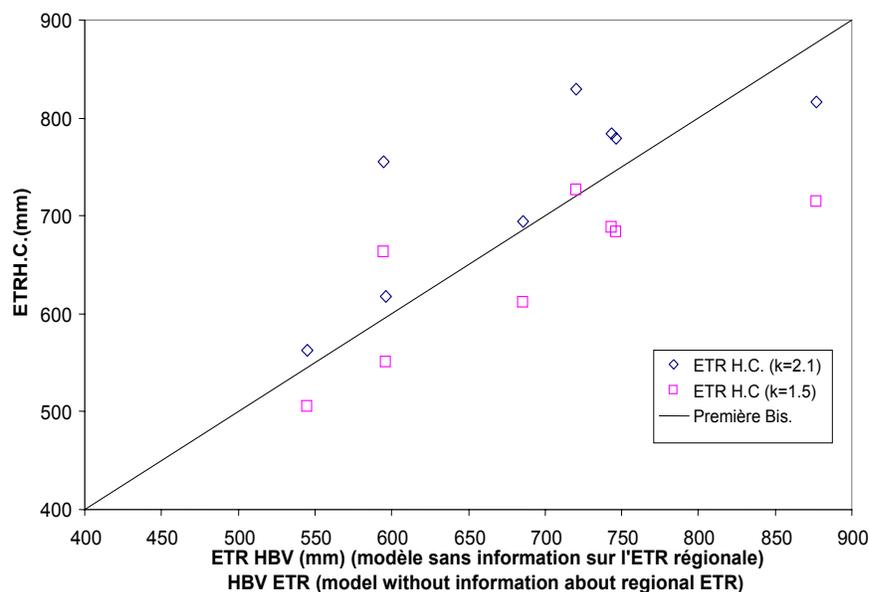


Figure 5 : Séries annuelles du l'ETR des modèles HC en fonction de l'ETR HBV.

Annual ETR for models vs ETR from HBV simulations.

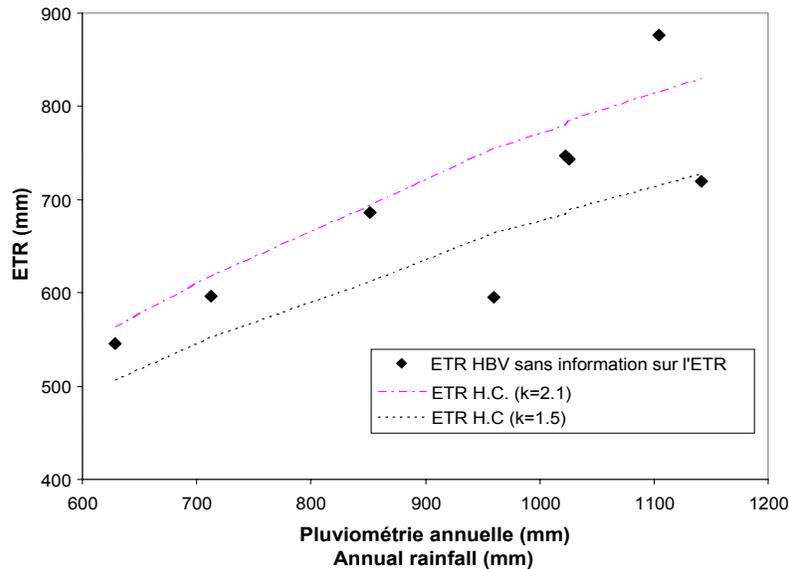


Figure 6 : ETR annuelle simulée par HBV comparativement aux modèles HC portée en fonction de la pluviométrie.
Annual values of ETR (HBV and HC models) vs precipitation data.

modèle, une deuxième recherche d'optimum est effectuée en prenant comme fonction objectif :

$$F_2 = \text{Nash}_{\text{DEB}} - 0,1 \text{ER}_{\text{BILAN,DÉBIT}} - 0,1 \text{ER}_{\text{BILAN,ETRG}} \quad (8)$$

où

$\text{ER}_{\text{BILAN,ETRG}}$ est la valeur absolue de l'erreur relative moyenne sur l'ETR annuelle régionale, qui est une estimation sur le long terme. La valeur à long terme pour l'ETR est égale à celle estimée par le modèle HC.

Comme premier cas, on considère $k = 2,1$, qui est analysée à titre d'essai, pour évaluer la capacité du modèle à prendre en compte le nouvel objectif F_2 . La figure 7 reproduit l'ETR annuelle obtenue après optimisation. On remarque que l'ETR a effectivement été réajustée pour s'approcher de l'objectif d'atteinte d'une moyenne annuelle égale à celle du modèle HC pour $k = 2,1$. Les valeurs initialement faibles (pour F_1) ont été corrigées à la hausse alors que celles initialement fortes l'ont été à la baisse. En réalité, l'algorithme d'optimisation fait du modèle un automate et son « apprentissage » prend en compte cette information sur l'ETR. Le nouvel optimum conduit à une ETR moyenne interannuelle de 714 mm portant l'erreur relative par rapport à la valeur ciblée d'ETR de - 7 % à - 2 %. Le prix à payer pour prendre en compte ces objectifs multiples est une faible baisse du coefficient de Nash des débits qui devient maintenant égal à 0,80 au lieu de 0,81, ce qui représente une baisse minime.

Dans un second essai, l'ETR prévue par le modèle HC avec $k = 1,5$, qui est le paramètre régional estimé d'après le réseau d'observation hydrométrique en 20 sites, définit la contrainte pour le terme $\text{ER}_{\text{BILAN,ETRG}}$ de la fonction objective F_2 . Après optimisation, les résultats concernant l'ETR sont présentés en figure 8. On perçoit que l'ETR calculée par HBV se rapproche de l'ETR ciblée (643 mm en moyenne interannuelle). Cela est réalisé au prix d'un coefficient de Nash un peu plus faible en période de calage (0,79), mais qui reste tout de même assez significatif. Comme le montre le tableau 3, qui récapitule les résultats des optimisations réalisées, l'apport principal de la prise en compte d'une ETR régionale représentative est l'amélioration des critères de performance du modèle pour la période de validation. En effet, on passe d'un critère de Nash en validation d'environ 0,54 pour l'estimation à partir de HC correspondant à un modèle régional mal adapté ($k = 2,1$) à un critère de 0,68 lorsqu'on contraint le modèle à respecter une ETR régionale plus représentative ($k = 1,5$).

Le tableau 3 présente, à titre d'illustration, les résultats d'une optimisation fondée sur le seul critère de Nash des débits, pour laquelle les résultats en validation ne sont pas acceptables. Il quantifie ainsi l'importance de considérer des termes liés au bilan hydrique, dans la modélisation pluie-débit. On peut également constater que, même si le gain du point de vue du coefficient de Nash n'est pas si important dans le cas de la simulation 3 (HC avec $k = 2,1$), la prise en compte d'une ETR régionale, même mal définie, contribue à réduire le biais

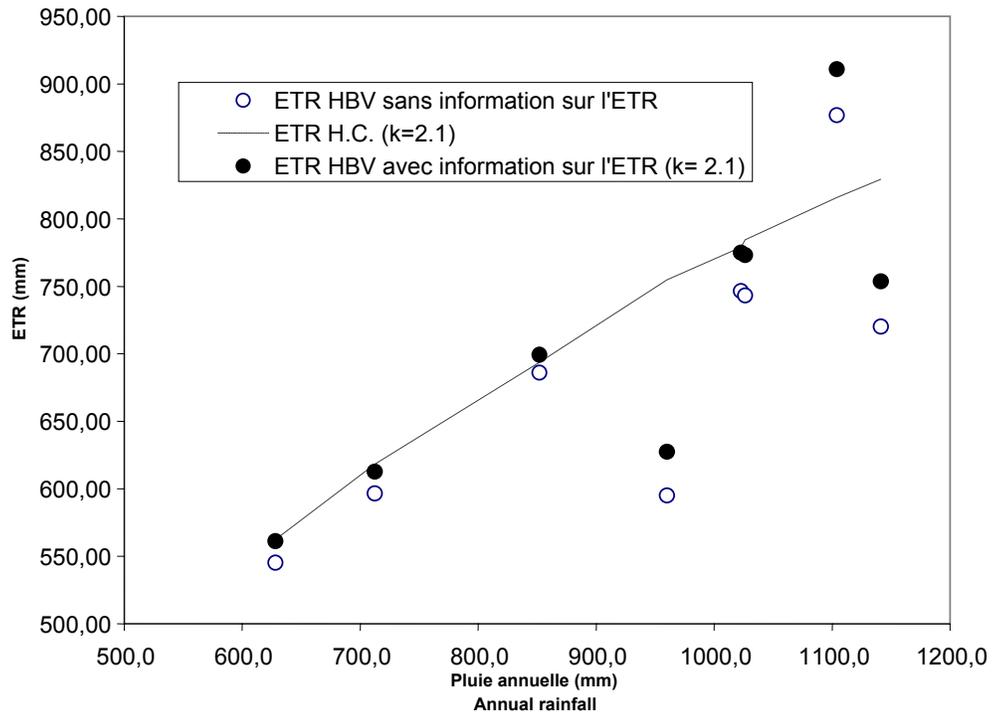


Figure 7 : Réajustement opéré par le modèle dans le cas d'information sur l'ETR.
Model re-adjustment in the case of information about ETR.

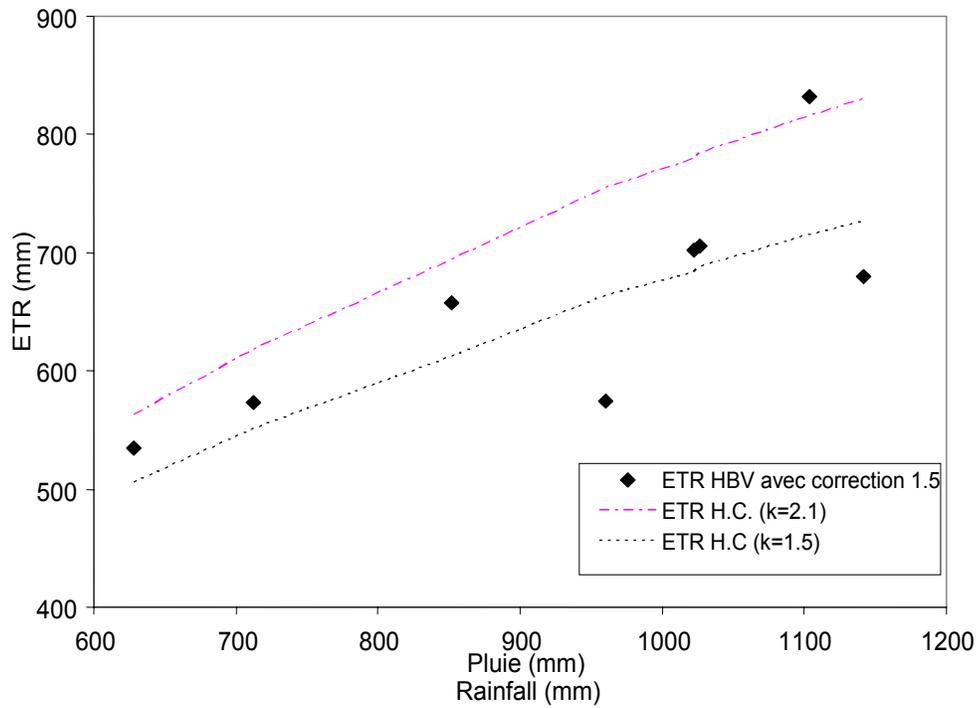


Figure 8 : ETR annuelle simulée en imposant une contrainte d'ETR régionale avec modèle HC 1,5.
Annual ETR obtained by constraint about regional ETR by HC model with $k=1,5$.

Tableau 3 : Comparaison des critères d'évaluation de HBV sur différentes fonctions objectives.**Table 3: Comparison of HBV evaluation criteria for the various objective functions.**

Cas simulé	Indices de performance	Calage 1964/1967	Validation 1967/1969
Calage avec NASH comme fonction objective	NASH	0,81126	- 0,08366
	RV	0,80920	- 0,17432
	Biais	0,07203	- 1,58960
	RVE	0,79631	- 0,21231
Calage avec RV comme fonction objective	NASH	0,80976	0,54590
	RV	0,80975	0,50345
	Biais	0,00035	- 0,74424
Calage avec RVE comme fonction objective (k = 2,1)	NASH	0,80716	0,54511
	RV	0,80713	0,50603
	Biais	0,00097	- 0,68508
	RVE	0,79714	0,46019
Calage avec RVE comme fonction objective (k = 1,5)	NASH	0,79003	0,68352
	RV	0,76668	0,67830
	Biais	0,81396	- 0,09147
	RVE	0,75490	0,62924

des débits en validation, par rapport au cas 2 (sans contrainte sur l'ETR régionale).

7. DISCUSSION

Selon DONOHUE *et al.* (2007), plus le bassin versant est petit, plus il y a un écart avec le modèle de Budyko, initialement proposé à une échelle macroclimatique (bassins testés de taille supérieure à 1 000 km²) et sur la base de longues séries temporelles d'observation. Plus le bassin est de petite taille et plus les temps de référence sont courts (inférieurs à 5 ans), plus la végétation aura un rôle à jouer. Dès lors, notre hypothèse de contraindre l'ETR simulée par HBV par une ETR régionale calculée à grande échelle spatiale peut apparaître critiquable. Cependant, le bassin du Sejnane nous apparaît assez étendu pour considérer la pluie et non la végétation comme variable de contrôle de l'ETR.

De même, HSUEN CHUN (1988) propose de tenir compte de la végétation (la forêt) avec :

$$\text{ETR} / \text{ETP} = (1 - 0,5 f_0) [1 / (1 + \text{ID}_{\text{etp}})^2]^{1/2} \quad (9)$$

où f_0 est un coefficient traduisant le pourcentage de couverture forestière ($0 < f_0 < 4$). Vérifiée sur 80 bassins versants de tailles comprises entre une cinquantaine de km² et environ 5 000 km², cette formule restitue l'ETR en Chine avec une erreur de 5 % selon son auteur.

YANG *et al.* (2007) utilisent l'équation de Fu, dérivée des mêmes hypothèses que le modèle de Budyko :

$$\text{ETR} / \text{P} = 1 + \text{ETP} / \text{P} - [1 + (\text{ETP} / \text{P})^\omega]^{1/\omega} \quad (10)$$

ou encore :

$$\text{ETR} / \text{ETP} = 1 + \text{P} / \text{ETP} - [1 + (\text{P} / \text{ETP})^\omega]^{1/\omega} \quad (11)$$

avec ($\omega > 1$).

Selon ces auteurs, le paramètre ω dépend de la pente moyenne du bassin, du coefficient de conductivité hydraulique à saturation des sols, de l'intensité moyenne des pluies journalières, de la réserve facilement utilisable et de la profondeur racinaire. Ainsi, à moins d'une homogénéité des sols, de la pluviométrie et de la végétation, le paramètre ω doit être considéré variable d'un bassin versant à un autre.

8. CONCLUSIONS

La pluviométrie et la température conditionnent la distribution spatiale des biomes continentaux. Prenant en compte cette propriété, nous avons axé sur le rôle de la végétation (et de la teneur en eau du sol) dans le bilan hydrique à travers l'ETR. Cette variable est contrôlée par l'indice d'aridité (rapport R_n/P ou ETP/P). Nous avons tenté, par l'analyse d'un ensemble de stations climatiques et hydrométriques, d'identifier le paramètre du modèle de Budyko d'estimation de l'ETR. Les sites étudiés permettent de dégager un modèle régional avec $k = 1,5$, pour lequel, évidemment, il y a des déviations au niveau de chaque station hydrométrique. Ces déviations peuvent s'expliquer par les différences entre bassins versants sur les plans géologique, pédologique, topographique et de couverture végétale. Prenant l'exemple d'un des bassins versants contrôlés, nous avons proposé une méthodologie d'intégration de l'ETR régionale, dans l'information attachée à la modélisation pluie-débit. Le modèle HBV, muni d'une procédure de recherche automatique du jeu de paramètres optimal, a permis de tester plusieurs alternatives. Celles-ci sont au nombre de quatre. La première ne considère pour le calage que l'écart quadratique moyen sur les débits. La seconde ajoute une contrainte de fermeture du bilan hydrique. La troisième et la quatrième ajoutent une deuxième contrainte relative à la satisfaction d'une valeur régionale de l'ETR. Ces deux cas améliorent la performance du modèle en validation. Plus particulièrement, lorsque la valeur régionale d'ETR est représentée, cela conduit à une amélioration du coefficient de Nash et à une réduction du biais concernant les débits.

9. RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Allen R.G., L.S. Pereira, D. Raes et M. Smith (1998). *Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and drainage paper 56*. FAO - Food and Agriculture Organization of the United Nations. Rome, Italie, 404 p.
- ANDRÉASSIAN V. (2005). *Trois énigmes de modélisation hydrologique*. Mémoire d'habilitation à diriger les recherches, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, France, 154 p.
- BEGSTRÖM S. (1976). Development and application of a conceptual rainfall-runoff model for the scandinavian catchment, *SMHI RH07*, Norrköping.
- BUDYKO M.I. (1974). *Climate and life*. Academic Press., 508p.
- BURN D.H. (1990). Evaluation of regional flood frequency analysis with a region of influence approach. *Water Resour. Res.*, 26, 2257-2265.
- CHOUDHURY B.J. (1999). Evaluation of an empirical equation for annual evaporation using field observations and results from a biophysical model. *J. Hydrol.*, 216, 99-110.
- DAKHLAOUI H. et Z. BARGAOUI (2007). A hybrid SCE-UA-KNN optimisation algorithm applied to the calibration of HBV model. Session hydroinformatics, computational intelligence and technological developments in water science applications. *EGU General Assembly 2007*, 15-20 avril 2007.
- DONOHUE R.J., M.L. RODERICK et T.R. McVICAR (2007). On the importance of including vegetation dynamics in Budyko hydrological model. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 11, 983-995.
- DUAN Q., S. SOROOSHIAN et V.K. GUPTA (1994). Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models. *J. Hydrol.*, 158, 265-284.
- DUNNE S. M. (1999). Imposing constraints on parameter values of a conceptual hydrological model using base flow response. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 3, 271-284.
- FARMER D., M. SIVAPALAN et C. JOTHINTYANGKOON (2003). Climate, soil, and vegetation controls upon the variability of water balance in temperate and semi-arid landscapes: Downward approach to water balance analysis. *Water Resour. Res.*, 39, doi:10.1029/2001 WR000328.
- HSUEN-CHUN Y. (1988). A composite method for estimating annual actual evapotranspiration. *Hydrol. Sci. J.*, 33, 345-356.
- LAMB R., K. BEVEN et S. MYRABO (1998). Use of spatially distributed water table observations to constrain uncertainties in a rainfall-runoff model, *Adv. Water Resour.*, 22, 305-317.
- LINDSTRÖM G., B. JOHANSON, M. PERSON, M. GARDELIN et S. BERGSTRÖM (1997). Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. *J. Hydrol.*, 201, 272-288.
- MILLY P.C.D et K.A. DUNNE (2002). Macroscale water fluxes, 2. Water and energy supply control of their interannual variability. *Water Resour. Res.*, 38, 10, 1206, doi:10.1029/2001 WR000760.
- MILLY P.C.D. (1994). Climate, soil water storage and the average annual water balance. *Wat. Resour. Res.*, 30, 2143-2156.
- PIÑOL J., M.J. LLEDÓ et A. ESCARRÉ (1991). Hydrological balance for two mediterranean forested catchments (Prades, Northeast Spain). *Hydrol. Sci. J.*, 36, 95-101.
- RAMADE F. (1984). *Éléments d'écologie* Mc Graw-Hill., 403 p.
- SEIBERT J. (2000). Multi-criteria calibration of a conceptual runoff model using a generic algorithm. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 4, 215-224.
- SHIKLOMANOV I.A. (1989). Climate and water resources. *Hydrol. Sci. J.*, 34, 10, 495-529.
- WAGENER T., M. SIVAPALAN, P. TROCH et R. WOODS (2007). *Catchment classification and hydrologic similarity*. Geography compass 1, 901-931, 10.1111/j.1749-8198.2007.00039.x
- YANG D., F. SUN, Z. LIU., Z. CONG , NI G. et LEI Z. (2007). Analyzing spatial and temporal variability of annual water-energy balance in non-humid regions of China using Budyko hypothesis. *Water Resour. Res.*, 43, W04426, doi:10.1029/2006 WR005224.

ANNEXE

Le calcul du rayonnement global et du rayonnement net applique la méthodologie présentée dans le guide FAO 56 (ALLEN *et al.*, 1998). Les principaux éléments en sont rappelés.

Le rayonnement extra-terrestre (R_a) dépend de la latitude et de l'époque de l'année.

$$R_a = \frac{24(60)}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(\omega_s)] \quad (A1)$$

avec : R_a radiation extra-terrestre $\text{MJ m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$;
 G_{sc} : constante solaire = $0,0820 \text{ MJ m}^{-2} \text{ min}^{-1}$;
 d_r : distance relative inverse Terre Soleil;
 ω_s : angle de l'heure du coucher du soleil en rad;
 φ : latitude [rad] et δ déclinaison solaire en rad.

$$d_r = 1 + 0,033 \cos\left(\frac{2\pi}{365} j\right) \quad (A2)$$

avec : j : numéro du jour de l'année.

$$\delta = 0,409 \sin\left(\frac{2\pi}{365} j - 1,39\right) \quad (A3)$$

$$\omega_s = \arccos [-\tan(\varphi) \tan(\delta)]$$

La durée d'insolation maximale est introduite pour estimer le rayonnement global à partir de la durée d'insolation effective.

$$N = \frac{24}{\pi} \omega_s \quad (A4)$$

Le rayonnement global (R_g) est exprimé par :

$$R_g = (0,25 + 0,5 * (n/N)) * R_a \quad (A5)$$

avec : n : nombre effectif d'heures d'insolation;
 N : nombre maximum possible d'heures d'insolation pour un mois donné sous une latitude donnée;
 R_g : exprimé en $\text{MJ m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$.

Rayonnement solaire par ciel couvert R_{so} :

$$R_{so} = ((n + N) + 2 \cdot 10^{-5} z) * R_a \quad (A6)$$

avec : z : altitude des nuages en m et R_{so} et R_a en $\text{MJ m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$.

Le rayonnement solaire net de courtes longueurs d'onde (R_{ns}) : le rayonnement net de courtes longueurs d'onde s'obtient en corrigeant le rayonnement solaire pour tenir compte de la réflectivité du couvert végétal, soit :

$$R_{ns} = (1 - \alpha) R_g \quad (A7)$$

avec : α : albédo et R_{ns} et R_g en $\text{MJ m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$.

Le rayonnement net de grandes longueurs d'onde (R_{nl}) représente la différence entre le rayonnement de grandes longueurs d'onde reçu et émis :

$$R_{nl} = \left(\frac{T_{\max K^4} + T_{\min K^4}}{2} \right) * (0,34 - 0,14 * \sqrt{e_a}) * \left(1,35 * \frac{R_g}{R_{so}} - 0,35 \right) \quad (A8)$$

avec : e_a : pression de vapeur de l'air en KPa;
 $T_{\min K^4}$: puissance 4 de la température minimale en °K;
 $T_{\max K^4}$: puissance 4 de la température maximale en °K;
 R_g : rayonnement global en $\text{MJ m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$.

Le rayonnement total net (R_n) est à la différence entre le rayonnement net de courtes longueurs d'onde et le rayonnement net de grandes longueurs d'onde, soit :

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (A9)$$

avec R_n , R_{ns} et R_{nl} en $\text{MJ m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$.